

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 200 000

Серия Западно-Саянская

Лист N-46-XXXIV (Туран)

**САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
2019**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ «ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. П. КАРПИНСКОГО (ФГБУ «ВСЕГЕИ»)

Акционерное общество «Сибирское производственно-геологическое объединение»
(АО «Сибирское ПГО»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Западно-Саянская

Лист N-46-XXXIV (Туран)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
Издательство ВСЕГЕИ • 2019

УДК 55(084.3)(571.51+571.12)
ББК 26
С30

Авторы

*М. И. Семенов, А. Н. Зорина, В. М. Колямкин, Л. К. Качевский,
Т. А. Кротова, Ю. С. Александровский*

Научный редактор *М. Л. Махлаев*

Рецензенты РЭС А. П. Липишанов,
канд. геол.-минерал. наук Н. Н. Попова

Рецензенты НРС В. Е. Руденко, Л. Е. Пестова, А. К. Иогансон

- Семенов М. И., Зорина А. Н., Колямкин В. М. и др.**
С30 Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXXIV (Туран). Объяснительная записка / Мин-природы России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», АО «Сибирское ПГО». – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. – 188 с.: ил. 13.
ISBN 978-5-93761-331-8 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-332-5

Составлен комплект Госгеолкарты-200 второго издания листа N-46-XXXIV (Туран), включающий геологическую карту донеогеновых образований, карту неоген-четвертичных образований, карту полезных ископаемых и закономерностей их размещения масштаба 1 : 200 000. Приведены сведения по изученности, стратиграфии, магматизму, тектонике и полезным ископаемым района. Стратифицированные образования листа подразделены на верхнерифейские, кембрийские, ордовикские, силурийские, девонские, нижнекаменноугольные, палеогеновые и неоген-четвертичные. Магматизм представлен интрузивными комплексами поздне-рифейского, поздне-силурийского и девонского возраста. По структурно-минерогеническому положению территория листа перспективна на золото, асбест и нефрит.

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

Таб. 3, ил. 13, список литературы 119 назв., прил. 13.

УДК 55(084.3)(571.51+571.12)
ББК 26

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 21 апреля 2016 г.

ISBN 978-5-93761-331-8 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-332-5

© Роснедра, 2019
© ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016
© АО «Сибирское ПГО», 2016
© Коллектив авторов, 2016
© Издательство ВСЕГЕИ, 2019

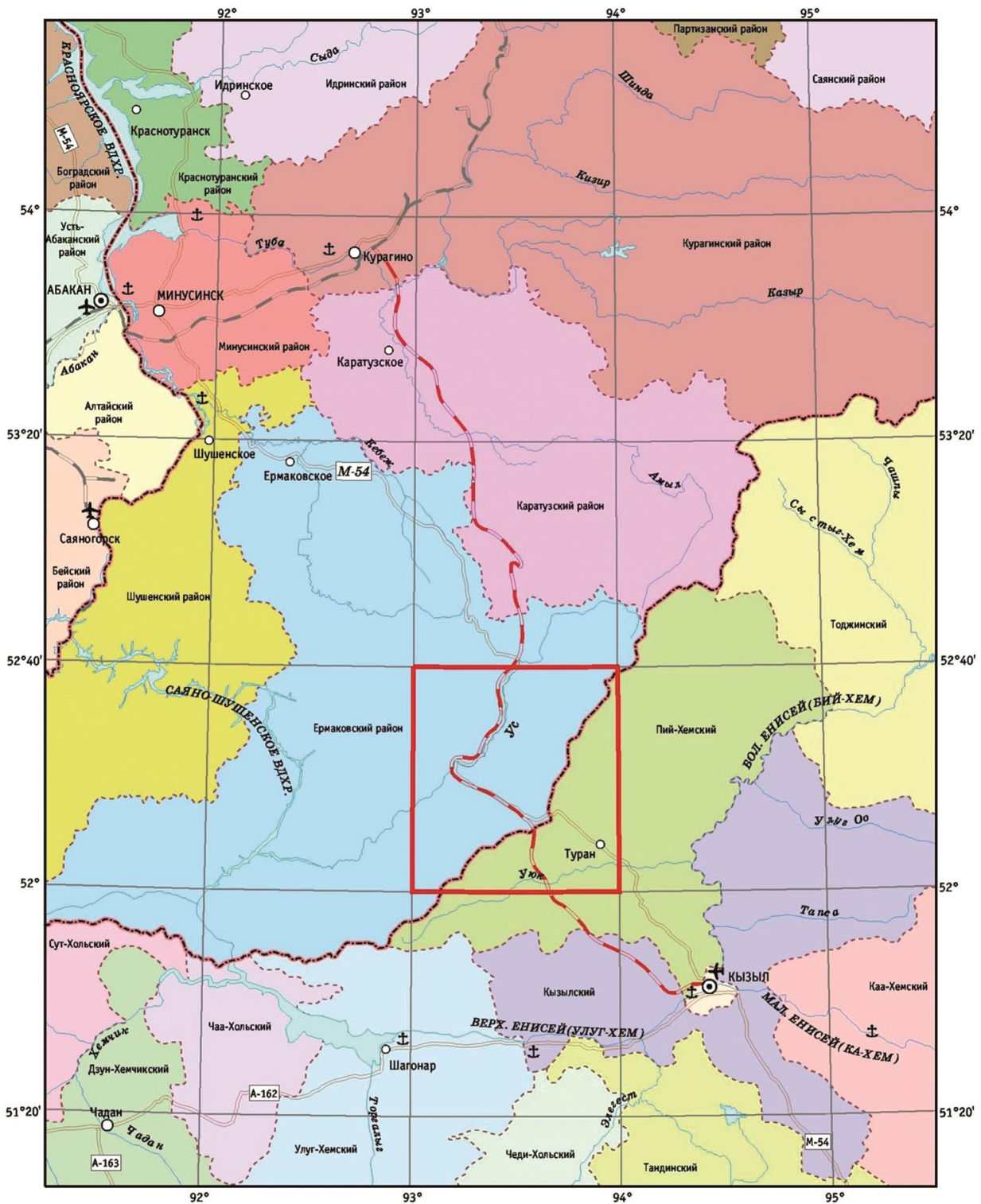
ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-46-XXXIV (Туран) площадью 5056,9 км² ограничена координатами 52°00' и 52°40' с. ш., 93°00' и 94°00' в. д. и расположена в пределах Алтае-Саянской складчатой области в зоне сочленения структур Западно-Саянской и Восточно-Тувинской складчатых систем. Административно площадь относится к двум субъектам Российской Федерации – Красноярскому краю (Ермаковский район) и Республике Тыва (Пий-Хемский кожуун) (рис. 1).

Территория входит в состав горной системы Западного Саяна. Основным орографическим элементом является Куртушибинский хребет, пересекающий описываемую территорию с юго-запада на северо-восток. Хребет разделяет Турано-Уюкскую и Усинскую межгорные котловины. Рельеф площади (за исключением котловин) высокогорный, часто альпийский, с абс. выс. 1800–2400 м (максимальная 2466 м), резко расчлененный с относительными превышениями до 1200–1700 м. К северо-западу от Куртушибинского хребта простирается область среднегорья с высотами 1300–1600 м, переходящая в Усинскую котловину. Для котловины характерна U-образная форма с отметками днища 670–800 м. Крайняя юго-восточная часть площади находится в пределах Турано-Уюкской впадины с мелкогорным и равнинным рельефом с отметками 800–1100 м. Минимальная абсолютная отметка долины р. Уюк (устье р. Туран) на южной рамке листа – 806 м. Главными водными артериями района являются реки Ус и Уюк – правые притоки р. Енисей. Река Ус шириной 50–300 м пересекает территорию листа с севера на запад с наиболее интенсивным врезом (до 900 м) у северной рамки. Остальная гидрографическая сеть образована притоками р. Ус. Большинство водотоков имеют горный характер. Только р. Уюк имеет широкую (до 2–3 км) разработанную, иногда заболоченную долину. Ледостав происходит в конце октября–в ноябре, вскрытие в конце апреля–в мае. Климат резко континентальный с большими колебаниями годовых и суточных температур. В горной части зима морозная со средней температурой января –28 °С, лето теплое и влажное, со средней температурой июля +18 °С. Среднегодовое количество осадков 600–900 мм, в высокогорье достигает 1180 мм. На юго-востоке (Турано-Уюкская впадина) средняя температура в июле +27 °С, а количество осадков уменьшается до 260 мм. В июле–августе выпадает 55–60% годового количества осадков. Снежный покров устанавливается в конце октября–в ноябре и сходит в конце апреля–в мае.

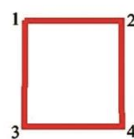
Для растительности характерна вертикальная зональность горных районов. Вершины хребтов с высотами более 1900 м лишены растительности. Ниже развита горно-тундровая растительность. Граница леса проходит на уровне 1700–1900 м. Вдоль ее верхней границы развита кедровая тайга, которая вниз по склону сменяется лиственнично-кедровой, а далее преимущественно лиственничной тайгой. Ниже 1300–1400 м появляется широколиственная растительность. Степи распространены в юго-восточной части, для них характерны сухая низкорослая растительность. Распаханные участки подвержены ветровой эрозии. Экологическая обстановка на большей части площади удовлетворительная.

Площадь работ заселена и экономически освоена неравномерно. Большинство населенных пунктов приурочено к автомобильной дороге федерального значения М-54 (Красноярск–Госграница), пересекающей лист с севера на юго-восток. Здесь же проходит ЛЭП. Проектируемая железная дорога Курагино–Кызыл проходит с севера на юг площади, в значительной мере вдоль старого Усинского тракта. На юго-востоке территории в ее степной тувинской части расположен г. Туран (5,6 тыс. чел.) – административный центр Пий-Хемского кожууна. В окрестностях пос. Аржаан известны древние захоронения – курганы, включая курган «Аржаан-2». Центральная и северная части площади затаежены и мало освоены. Здесь находится леспромхозовский поселок Арадан и с. Верхнеусинское. Северо-западная часть (около 10%)



Масштаб 1 : 2 000 000

- Железная дорога действующая
- Проектная линия железной дороги Курагино—Кызыл
- Шосейные автодороги
- Границы административных районов
- Границы субъектов РФ



Контур листа N-46-XXXIV и координаты угловых точек:
 1. 93°00' в. д. 52°40' с. ш.;
 2. 94°00' в. д. 52°40' с. ш.;
 3. 93°00' в. д. 52°00' с. ш.;
 4. 94°00' в. д. 52°00' с. ш.

Рис. 1. Обзорная схема района работ.

территории листа охвачена рекреационной зоной национального природного парка «Ергаки». Население преимущественно русское, в тувинской части – тувинцы. Основные их занятия – земледелие, лесозаготовки, скотоводство и работы, связанные с эксплуатацией тракта Абакан–Кызыл.

Геологическое строение площади одноярусное, V категории сложности и II категории обнаженности.

При составлении комплекта Госгеолкарты-200, наряду с проведенным геологическим изучением, использованы результаты геологосъемочных, тематических и поисковых работ. В первую очередь использованы материалы ГС-200, ГГС-50 (58%), поисковых и разведочных работ на хризотил-асбест и нефрит, геохимических поисков золота масштабов 1 : 200 000–1 : 25 000, которые были обобщены при составлении Госгеолкарты-1000/3.

Материалы аэрогеофизических съемок масштабов 1 : 200 000 (гравиметрическая) и 1 : 25 000 (аэромагнитная и аэрогамма-спектрометрическая) соответствуют нормативным требованиям. МАКС масштабов 1 : 28 000, 1 : 42 000, 1 : 50 000 и 1 : 200 000 хорошего и удовлетворительного качества (X категория сложности комплексного дешифрирования).

В 2003 г. издана Госгеолкарта-200/2 листа N-46-XXIX, расположенного непосредственно к северо-востоку. Одновременно с данной работой проводится составление и подготовка к изданию восточного листа N-46-XXXV. Неувязанные с листами границы и возрасты картируемых подразделений отсутствуют.

Лист N-46-XXXIV относится к Легенде Западно-Саянской серии для Госгеолкарты-200 второго издания, утвержденной НРС МПР в 1997 г. (Протокол № 16 от 24.06.1997 г.).

В полевых работах принимали участие М. И. Семенов, А. Н. Зорина, В. М. Колямкин, И. А. Бабкин, А. М. Колегов, В. В. Барков, студенты СФУ – О. М. Карнаухова, В. Ю. Коновалов, Д. А. Ильин, ЮФУ – С. В. Мальцева, магистрант ДФУ – А. Н. Голич. В подготовке материалов к изданию принимали участие М. И. Семенов – ответственный исполнитель (магматизм, тектоника, полезные ископаемые, закономерности размещения полезных ископаемых), А. Н. Зорина (стратиграфия, магматизм, история геологического развития, тектоника), В. М. Колямкин (стратиграфия, геоморфология, эколого-геоэкологическая обстановка), Л. К. Качевский, Т. А. Кротова, Ю. С. Александровский. Материалы по основам подготовлены Т. А. Корневской, Л. Г. Юркевич (геохимическая), Т. А. Вшивковой, С. Д. Верес (геофизическая), В. М. Глушковым (дистанционная). База первичных данных подготовлена О. А. Невьянцевым. Математическую модель комплекта Госгеолкарты-200 составил А. В. Слюсарь при участии Е. В. Сапегинной. Техническая редакция графических приложений и электронных копий проведены Е. Г. Гайнцевой, А. Н. Зориной, набор и форматирование текста объяснительной записки – Л. В. Шинелевой. Научное редактирование комплекта Госгеолкарты-200 и текста объяснительной записки выполнено доцентом СФУ М. Л. Махлаевым.

Аналитические работы проводились в ЦАЛ АО «Красноярскгеолсъемка» (начальник лаборатории – Л. Р. Мукина). Спектральный анализ – С. Н. Шведовой, В. А. Тетериной, Т. С. Борисевич, Л. И. Каркачевой; химический – Н. А. Свинтицкой, О. В. Алексеевой, Н. С. Невьянцевой, Л. А. Огневой; спектрохимический – Н. А. Барашкиной, Т. А. Добрачевой, Л. В. Гагариновой, О. И. Левицкой; описание шлифов – Г. И. Качевской, Г. Н. Ожигановой, Л. С. Агафоновой; минералогический – Н. С. Курбатовой, Е. А. Макеевой, Т. Н. Стороженко, Л. А. Аракелян; литологический – Н. И. Петуховой, мацерация – Т. Н. Прокопец. Палинологические исследования – Л. Д. Гамулевской, палеонтологические определения – О. В. Сосновской, определение физических свойств пород – А. И. Кунакбаевым. Определение костных остатков млекопитающих – Д. Г. Маликовым (ТГУ). Изотопно-геохронологические пробы по U-Pb (SIMS-SHRIMP) датированиям проведено в ЦИИ ВСЕГЕИ.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

В пределах красноярской части территории листа в 1958 г. Г. А. Гревцовым и М. В. Дуранте проведена Государственная геологическая съемка масштаба 1 : 200 000. Тувинская часть территории заснята в масштабе 1 : 200 000 партией Дальней экспедиции в 1949 г. (В. А. Бобровым и П. В. Коростиным). Материалы геологических съемок легли в основу Госгеолкарты-200 первого поколения [15], обобщившей результаты площадных и сводных работ, имевшихся на то время (рис. 2).

В 1970-х годах лист на 58 % был охвачен геологическими съемками масштаба 1 : 50 000 [57, 86, 96, 118]. В комплекс работ входили наземные геологические маршруты, литохимическое по вторичным ореолам рассеяния, шлиховое, гидрохимическое, бороздовое и штуфное опробование и поверхностные горные выработки. Для съемочных и поисковых целей использовались материалы дешифрирования аэрофотоснимков и космических снимков, результаты интерпретации аэромагнитных съемок масштабов 1 : 50 000 и 1 : 25 000. Геологические исследования сопровождалась радиометрическими наблюдениями. При картировании стратифицированных отложений и интрузивных образований за основу исполнителями принята легенда, разработанная для ГК-200 первого поколения и дополненная вновь полученными материалами. В настоящее время принятые легенды в значительной степени устарели и номенклатура выделенных подразделений в большинстве случаев не отвечает серийной легенде.

При проведении ГС-50 выявлены ряд проявлений и пунктов минерализации хрома, меди, полиметаллов, золота, хризотил-асбеста, нефрита, высказаны предположения о связи того или иного полезного ископаемого с определенными геологическими процессами, даны рекомендации по дальнейшему направлению работ.

В верховьях рек Ореш, Омул, Коярд и их притоков были выявлены шлиховые потоки хромита (до 1920 г/м³) и обломки хромитовой руды. Отмечалась вкрапленность титаномагнетита в лейкократовых габбро-норитах с концентрацией двуокиси титана в пробах 4,4–7,4 %. В нижнем течении р. Узюп выявлено полиметаллическое оруденение с содержанием свинца в отдельных пробах до 1,0 %, цинка – от 0,03 до 0,5 %. На территории листа известны многочисленные пункты минерализации меди, приуроченные к разномасштабным зонам дробления. Содержание меди в отдельных пробах до 2,38 %, вольфрама до 0,05 %. На площади листа находится проявление Макаровское, где в «массивных колчеданных рудах» содержания золота – 0,1–0,4 г/т, серебра – от 1,2–4,0 г/т до 62,0 г/т.

С проявлением пространственно совпадает отработанный россыпь золота по р. Макаровка. По вулканогенно-кремнистым образованиям макаровской толщи и серпентинитам иджимского комплекса в тектонических зонах отмечаются лиственизация и оталькование с повышенным содержанием золота до 0,01–0,1 г/т. В бассейне верхнего течения рек Коярд и Ореш выявлен ряд точек минерализации в лиственитах с содержаниями золота до 0,3 г/т и в кварцевых жилах с содержаниями золота до 2,0 г/т.

В 2000-х годах на площади листа проведены геохимические поиски золота в бассейне рек Ус и Оя [94] и оценка перспектив листа на выявление месторождений благородных металлов в рамках ревизионно-поисковых работ на территории Западного и Восточного Саяна [70]. Работами подтверждена высокая перспективность территории на золотооруденение. По результатам поисковых работ [115], проводимых в настоящее время в верховьях р. Узюп, выделено четыре зоны минерализации с проявлениями золота. Проявления представлены рудными интервалами от 4 до 11 м с содержанием золота от 1,18 до 16,67 г/т.

В 1995 г. была составлена карта россыпной золотоносности юга Красноярского края [58], на которой были отмечены все существующие и потенциальные россыпи площади. Поисково-

оценочными работами по рекам Тихая и Коярд выявлена единственная на настоящее время россыпь, учтенная Госбалансом с запасами по категории С₂ 141 кг золота при среднем содержании 1,814 г/м [81]. Поисковыми работами, проведенными в долине рек центральной части юго-восточного склона Куртушибинского хребта (Республика Тыва), выделен золотоносный узел с россыпями различной степени перспективности и прогнозными ресурсами категорий Р₂ и Р₃ [83].

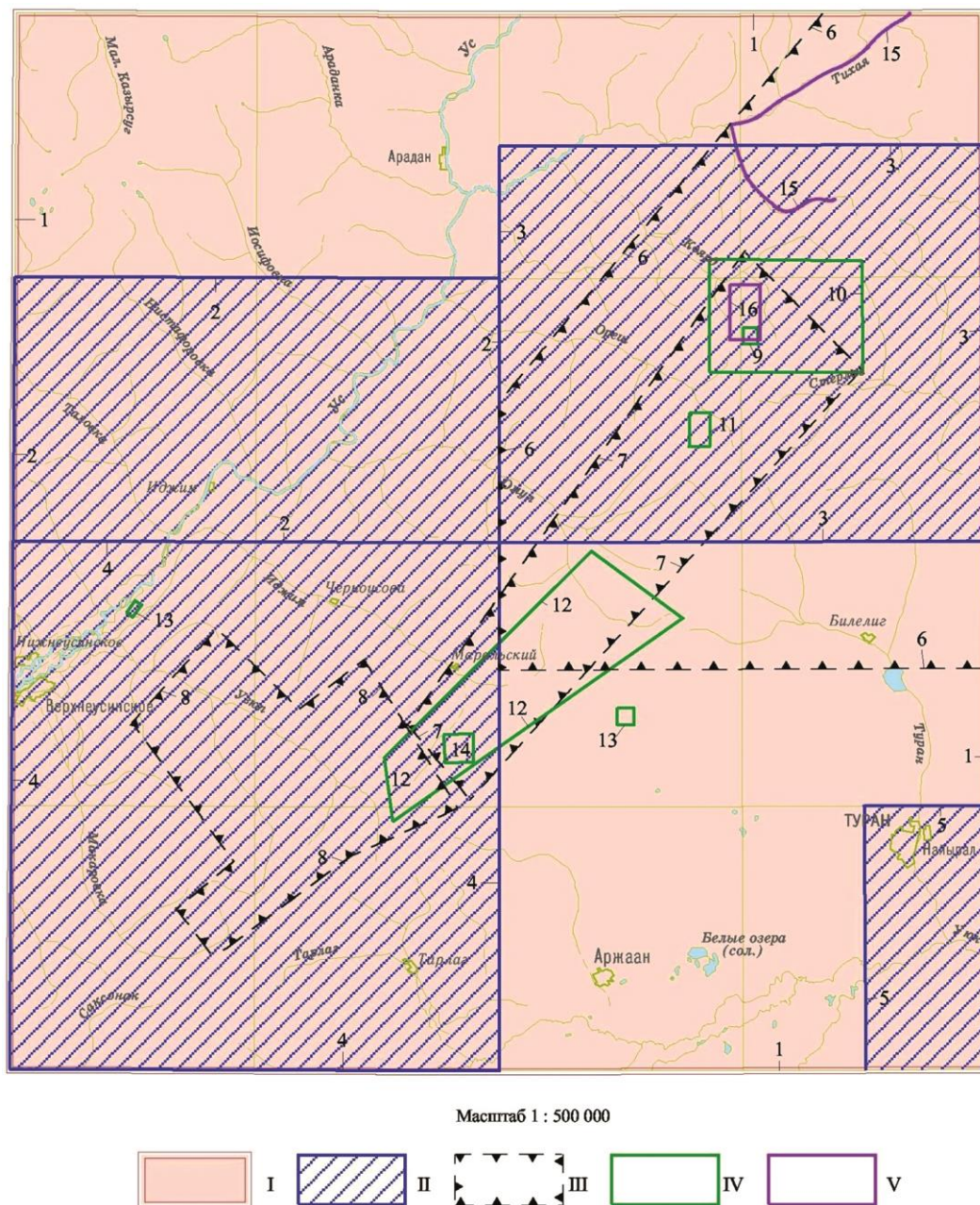


Рис. 2. Схема геологической изученности листа N-46-XXXIV.

- I – ГС-200 (геологическая съемка полистания 1 : 200 000): 1 – П. В. Красильников, 1965 г.;
- II – ГГС-50 (групповая геологическая съемка 1 : 50 000): 2 – Р. В. Шемпель, 1971 г., 3 – Я. В. Сарбаа, 1973 г., 4 – Ю. А. Федоров, 1971 г., 5 – Н. С. Бухаров, 1977 г.;
- III – П (поисково-оценочные работы): 6 – С. Г. Прудников, 1993 г., 7 – И. П. Листопадов, 1973 г., 8 – С. К. Шарифулин, 2015 г.;
- IV – ПО (поисково-оценочные работы): 9 – А. В. Рычков, 1977 г., В. И. Чернышев, 1980 г., 10 – В. А. Подкменный, 1974 г.; Г. Н. Ковалев, 1985 г., 11 – А. А. Булатов, 1978 г., 12 – Н. И. Лесонен, 1982 г., 13 – Р. Ф. Гладкова, 2011 г., 14 – Н. И. Лесонен, 1984 г.;
- V – Р (разведочные работы): 15 – В. Д. Пономарев, 2004 г., 16 – А. К. Сибилев, 1979 г.

Неметаллические полезные ископаемые площади листа представлены месторождениями и проявлениями горнотехнического сырья и поделочного камня. Начиная с 1964 г. и по 1983 г. на площади в пределах Куртушибинского хребта проводятся специализированные поисковые работы различного масштаба, выявившие ряд асбестопроявлений, приуроченных к массивам иджимского габбро-гипербазитового комплекса [76, 89]. На более перспективном Саянском месторождении с 1967 по 1979 год проведены поисково-оценочные работы, предварительная и детальная разведка, завершившиеся утверждением запасов по категориям В + С₁ в ГКЗ СССР в количестве 6,43 млн т асбеста АК-VI сортов [90]. На стадии поисков проведена оценка Коярдского [84, 105] и Сатпыйского [74] малых месторождений и целого ряда заслуживающих внимания асбестопроявлений, локализованных цепочкой вдоль северо-западного фаса Куртушибинского хребта [56, 73]. В 1980 г. вышел обобщающий отчет Н. Л. Добрецова и А. К. Сибилева по асбестоносности Западного Саяна, где была дана характеристика месторождений и проявлений хризотил-асбеста, приведены описания геологического строения асбестоносных полей. Дан количественный прогноз и выполнена оценка качества хризотил-асбестового сырья.

Месторождения и проявления нефрита на площади листа генетически связаны с ультрабазиитами иджимского комплекса. Глыбы и обломки зеленого нефрита встречаются по всем левым притокам р. Ус, берущим начало с Куртушибинского хребта. Впервые коренные нефритопроявления были выявлены на площади Саянского месторождения [90]. Куртушибинское месторождение нефрита выявлено в 1973 г. [80]. Поисково-оценочные работы на месторождении продолжались вплоть до 1992 г. [65, 69]. В пределах месторождения выявлено около 22 жил, около 23 россыпных проявлений и более 30 отдельных глыб. По Куртушибинскому месторождению нефрита Государственным балансом учитываются запасы по категории С₂ для нефрита-сырца в 948,5 т, в том числе нефрита сортового – 445,3 т. В юго-западной части территории листа известен ряд мелких проявлений нефрита [73, 96]. В результате поисково-оценочных работ, проведенных в разное время [61, 66], были выявлены объекты общераспространенных полезных ископаемых, которые, в связи со строительством железной дороги Курагино–Кызыл, попадают в притрассовую зону и приобретают важное значение.

В 1983 г. ВСЕГЕИ издает минерагеническую карту Тувинской АССР масштаба 1 : 500 000 и объяснительную записку к ней под редакцией Г. Н. Шапошникова [12]. В ней на основе минерагенического районирования дана характеристика широкого комплекса месторождений полезных ископаемых, освещены общие перспективы развития минерально-сырьевой базы Тувы. В 1988–1990 гг. Тувинской ГРЭ проведена тематическая работа «Геолого-экономическое районирование и оценка прогнозных ресурсов территории Тувинской АССР на важнейшие полезные ископаемые» [111]. Работа явилась важным фактологическим дополнением к минерагенической карте. Были выделены минерагенические таксоны и дана оценка их прогнозных ресурсов. В 2013 г. вышла крупная сводная работа «Минеральные ресурсы Тувы: обзор и анализ полезных ископаемых», созданная коллективом ТувИКОПР СО РАН (ответственный редактор В. И. Лебедев), в которой приведены все доступные сведения о значимых рудных объектах республики.

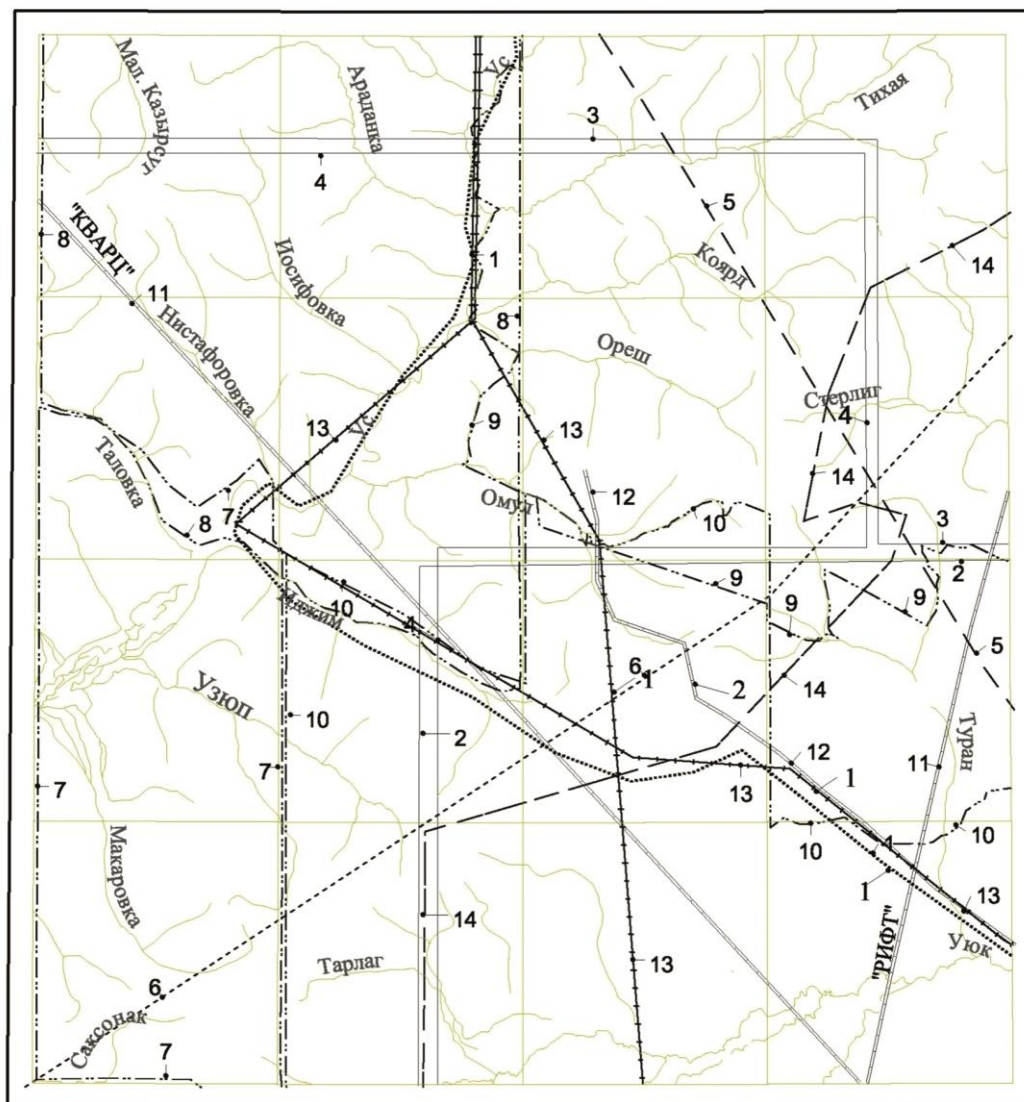
Имеющиеся материалы по стратиграфии четвертичных отложений Тывы были обобщены Б. А. Борисовым и Е. А. Мининой при составлении первой сводной карты четвертичных отложений Тувинской АССР масштаба 1 : 500 000 и объяснительной записки к ней (1988 г.). Используемая при составлении карты стратиграфическая схема четвертичных отложений региона была в дальнейшем уточнена и детализирована при проведении исследований тем же коллективом ВСЕГЕИ по расчленению и корреляции кайнозойских отложений Тувы с целью составления опорных легенд.

Позднее были проведены работы по составлению легенд Западно-Саянской и Верхнеенисейской серий Госгеолкарты-200 [78, 112].

В 1991–1999 гг. в Тыве впервые проводилось ГДП-200 на листах N-46-XXIX и N-46-XXX, непосредственно к северо-востоку от изучаемой площади. Работы завершились изданием двух листов Госгеолкарты-200/2 [21]. В 2000 г. издана Государственная геологическая карта РФ – новая серия, второе издание, масштаб 1 : 1 000 000, лист N-46(47) – Абакан, а в 2005 г. – третье издание [20]. В основу карты положены материалы крупно- и среднемасштабного геологического картирования, в том числе ГДП-50 и ГДП-200. В 2011–2013 гг. проводилось ГДП-200 на листе N-46-XXXV, расположенном непосредственно к востоку от изучаемой площади. Работы продолжились составлением и подготовкой к изданию листа N-46-XXXV [87, 88]. В то же время были проведены работы по объекту «Оценка геологической, геохимической, геофизической изу-

ченности и подготовка геологического обоснования ГДП-200 листов... N-46-XXXIV...» [75]. При составлении предварительных карт геологического содержания и отчета был выявлен ряд проблем и нерешенных вопросов по стратиграфии, магматизму и металлогении площади. На основе оценки изученности территории для ГДП-200 первой очереди намечен лист N-46-XXXIV.

Геофизическая изученность на лист N-46-XXXIV представлена на рис. 3 масштаба 1 : 500 000.



Масштаб 1 : 500 000

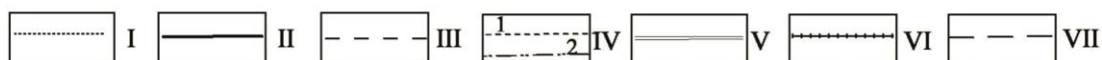
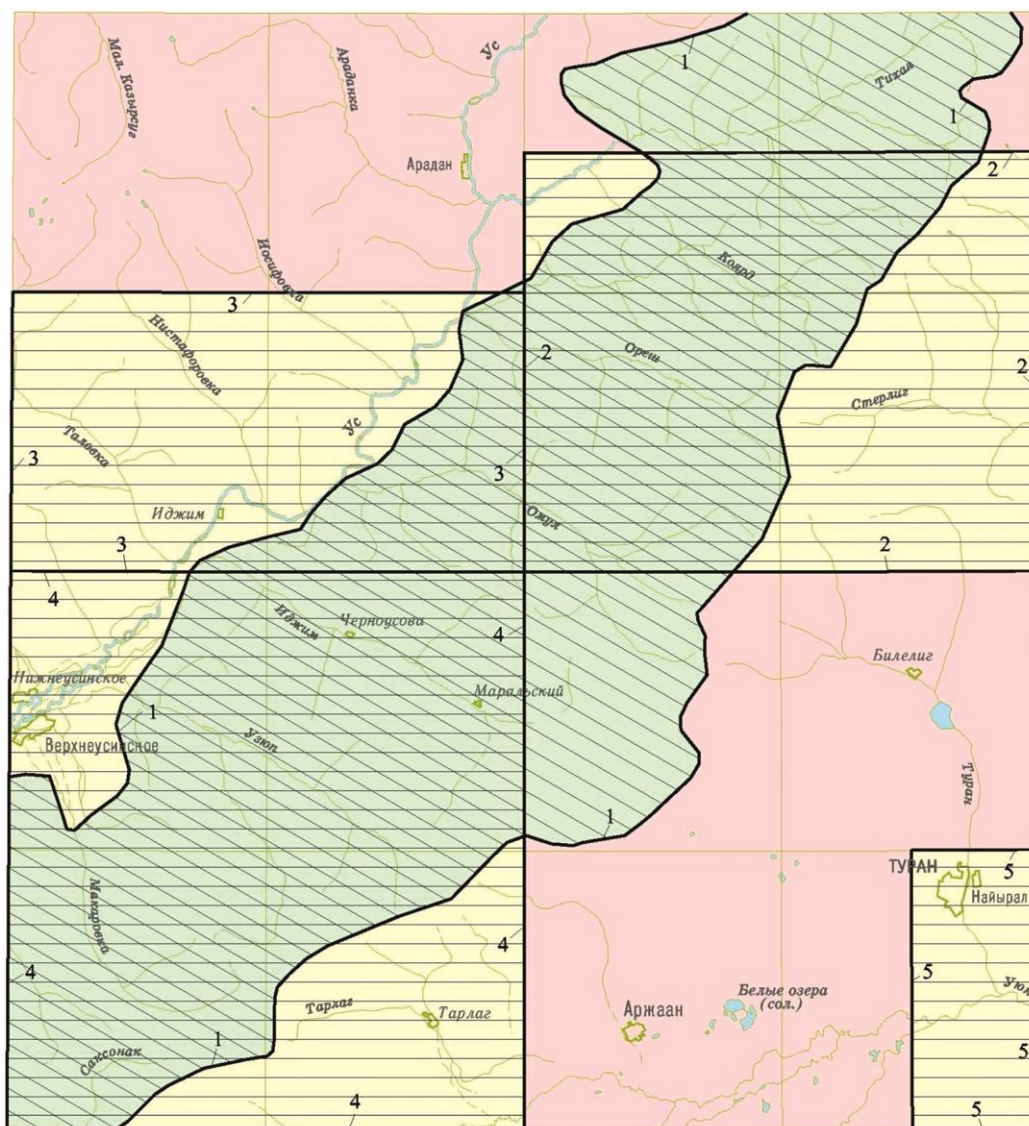


Рис. 3. Схема геофизической изученности листа N-46-XXXIV.

- I** – Гравиметрическая съемка масштаба 1 : 500 000 (профильная): 1 – Ю. Г. Бороздин, 1968;
 - II** – Гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 (площадные): 2 – Л. В. Кунгурцев, 1979; 3 – В. В. Ключков, 1989; А. Я. Гумменшаймер, 1990;
 - III** – Аэромагнитные съемки среднемасштабные (масштаб 1 : 200 000): 5 – О. М. Кабанов, 1958;
 - IV** – Аэромагнитные съемки крупномасштабные: 1 – масштаба 1 : 50 000; 6 – Ю. А. Далингер, 1958; 2 – масштаба 1 : 25 000: 7 – Л. И. Холяндра, 1969; 8 – Л. И. Холяндра, 1970; 9 – Л. И. Холяндра, 1972; 10 – Л. И. Холяндра, 1973;
 - V** – Сейсморазведочные работы: 11 – Н. М. Чернышев, 1985 (ГСЗ, 1 : 1 000 000); 12 – Р. Е. Тойб, 2002 (МОВЗ, 1 : 500 000);
 - VI** – Электроразведочные работы 13 – Р. Е. Тойб, 2002 (ГМТЗ, 1 : 500 000);
 - VII** – Комплексные геофизические работы: 13 – Л. А. Баженов, 1957.
- Пр и м е ч а н и е. Лист полностью перекрыт гравиметрической съемкой масштаба 1 : 1 000 000.



Масштаб 1 : 500 000



Рис. 4. Схема геохимической изученности листа N-46-XXXIV.

I–II – виды опробования: I – по вторичным ореолам, II – по потокам рассеяния; III–V – категории изученности площадей: III – удовлетворительно изученные, IV – изученные неудовлетворительно, V – неизученные; VI – границы площадей, их номера и масштаб работ: масштабы 1 : 200 000: 1 – Н. А. Томская, 2007 г., 1 : 50 000: 2 – Я. В. Саарба, 1973 г., 3 – Р. В. Шемпель, 1971 г., 4 – Ю. А. Федоров, 1977 г., 5 – Н. С. Бухаров, 1977 г.

С 1957 по 1960 год на площади листа силами Горно-Алтайской партии ЗГТ, Минусинской комплексной экспедиции Северной экспедиции первого ГГУ проведены аэромагнитные съемки масштабов 1 : 200 000 – О. М. Кабанов, 1 : 50 000 – Ю. А. Далингер и 1 : 25 000 – Л. А. Баженов с применением аппаратуры АСГМ-49, АСГМ-25. Среднеквадратическая погрешность данных съемок колеблется от ± 50 нТл у Л. А. Баженова, до ± 102 нТл у Ю. А. Далингера. Цель съемок – тектоническое районирование площади в помощь геологическому картированию и поиски урана. Обработка данных магнитной съемки (контур 15) за 1957 г. проводилась через четыре маршрута, что соответствует масштабу 1 : 100 000. Построены карты в изодинамах $(\Delta T)_a$ масштабов 1 : 100 000 и 1 : 500 000. В настоящее время они перекрыты более высокоточными аэромагнитными работами и поэтому не представляют практического ин-

тереса. С 1968 г. по 1985 г. Южной Минусинской экспедицией проведены аэромагнитные съемки масштаба 1 : 25 000 [100, 101, 102, 103] в помощь геологическому картированию и с целью поисков железных руд. Работы, перекрывающие всю изучаемую площадь, за исключением листа N-46-110-б, выполнены с применением станции АСГ-46, АММ-13 с аэрофотопривязкой маршрутов. Среднеквадратическая погрешность съемок (СКП) в полях с горизонтальными градиентами до 50 нТл/км колеблется от ± 10 до ± 12 нТл. Полеты выполнены с обтеканием рельефа – над участками сглаженного рельефа на высоте от 50 до 150 м, над участками с крутоврезанными долинами от 300 до 700 м. Направление маршрутов меридиональное и северо-запад–юго-восток.

Карты аномального магнитного поля составлены как в графиках, так и изолиниях, приведены к эпохе 1965 г. Модели и качество отчетных материалов хорошее.

Авторы аэромагнитных работ сделали следующие выводы: магнитная съемка на площади отчетливо картирует интрузивные породы иджимского комплекса, субвулканического комплекса и вулканогенные образования от основного до кислого состава кендейской свиты, а также тектонические зоны различных направлений. В результате работ выделены площади, перспективные на поиски месторождений железа, цветных и редких металлов, асбеста; высказаны предположения о форме многих интрузивных массивов и даны рекомендации по их проверке наземными геолого-геофизическими работами [100, 101, 102]. Геоологическими работами [87] перспективные площади были заверены и был сделан вывод, что «ожидать выявления магнетитовых руд в промышленных масштабах на рассматриваемой площади нет оснований».

Гравиразведочными работами масштаба 1 : 200 000 заснята вся площадь листа (рис. 3). Гравиметрические съемки масштаба 1 : 200 000 проведены согласно требованиям существующих инструкций и полностью перекрывают лист N-46-XXXIV. В результате работ составлены карты гравитационного поля в редукции Буге, изолинии проведены через 2 мГал. Материалы использовались при составлении тектонических карт фундамента и осадочного чехла западной части Сибирской платформы. Дано геологическое истолкование аномалий, выделены и описаны межблоковые и внутриблоковые разломы, а также интрузивные тела различного состава. Установлена тесная связь золотой и ртутной минерализации с зоной Куртушибинского надвига. Сделан вывод «о структурной унаследованности в проявлении девонской тектономагматической активизации». Составлены карты гравитационного поля по данным пересчета на уровни 4,8 и 24 км.

Лист полностью перекрыт гравиметрической съемкой масштаба 1 : 1 000 000 (В. В. Самков, 1969).

Лист N-46-XXXIV на 59 % перекрыт геологическими съемками масштаба 1 : 50 000 [57, 86, 96, 118], сопровождавшимися литогеохимическим опробованием по вторичным ореолам рассеяния, гидрохимическим, бороздовым и штучным опробованием коренных пород (рис. 4).

Площадное металлотметрическое опробование рыхлых отложений проведено в пределах листов N-46-127-В, Г [118]. Исключение составляет часть площади вдоль правобережья р. Ус в связи с закумуленностью склонов. На участках со сплошной обнаженностью отбирались сколковые пробы из всех разновидностей пород. Опробование осуществлялось по линии геологических маршрутов с шагом 50 м.

Одновременно со шлиховым опробованием отобрано 500 донных проб.

Площадное гидрогеохимическое опробование проводилось по естественным выходам подземных вод и поверхностным водотокам с интервалом 500 м. Определялись концентрации хлор-иона, сульфат-иона, рН и физсвойства воды. По методу Томского политехнического института (ТПИ), основанном на процессе соосаждения микрокомпонентов с гидроокисью алюминия (Al(OH)), получались концентраты сухих остатков, которые анализировались спектральным методом. По результатам гидрогеохимического опробования выделена крупная аномалия Ag, Zn, Pb, V, Ni, Cu, Cr, Sb в верховьях ручьев Заломный и Поганый.

Спектральным анализом в пробах почв отмечены: Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Mo, Ti, Zr, Be, Ga, Nb, Y, As, V. В первичных ореолах по сколковым пробам дополнительно встречаются: Cr, Mn, Ba, Sr, Zr, Be, B, Sn, Nb, Se, La, Li, W, P. Редкие и редкоземельные элементы (Nb, Li, Be, Y, Yb, La) проявляют отчетливую связь с гидротермально-измененными и осветленными эффузивами кызылбулакской серии девона. Повышенные концентрации Ni, Co, Cr приурочены к основным породам Орешковской интрузии и повсеместно фиксируются в зоне глубинного разлома, ограничивающего структуры Куртушибинского хребта. Авторы считают район в отношении поисков сколько-нибудь значительных месторождений и проявлений рудных полезных ископаемых

бесперспективным. Однако остались неоцененными ореолы рассеяния Pb, As, редких и редкоземельных элементов, в связи с тем, что результаты металлотрического опробования были получены уже в камеральный период.

Литогеохимическими поисками по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1 : 50 000 была охвачена почти вся площадь, за исключением участков аллохтонных образований, аллювия и морен [86]. Для поисков вторичных ореолов рассеяния Ni, Cu и As на площади развития гипербазитов (110 км²) опробование проводилось по сети 500 × 50 м, на остальной площади – по сети 500 × 100 м (669 км²). Спектральный анализ проб выполнялся в лаборатории Тувинской экспедиции. Внешний контроль осуществлялся лабораторией КГУ. Пробы литогеохимической съемки (сеть 500 × 50 м) по вторичным ореолам рассеяния, отобранные с площади гипербазитов, анализировались на 13 элементов (Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Mo, Cr, Ag, Bi, As, Sb, Ge, В). Пробы остальной территории (сеть 500 × 100 м) – на 17 элементов (Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Mo, Cr, Ag, Bi, As, Sb, Cd, Ba, Mn, Ge, W, Sn) и пробы с детальных участков (сеть 100 × 20 м) – на 10 элементов (Cu, Pb, Zn, Co, Cd, Ba, Ni, As, Bi, Mo). Кроме того, часть проб анализировалась специальным методом на ртуть.

Авторы считают наиболее перспективной на обнаружение хромитовых руд площадь, охватывающую верховье рек Ореш и Стерлиг. Здесь сосредоточены все проявления и большинство аномалий хрома, крупный первичный ореол хрома, совмещенный с вторичным ореолом Cr и Ni, богатые шлиховые потоки хромита, находки в аллювии хромитовых руд. На территории листа расположен самый крупный по площади Куртушибинский габбро-дунит-гарцбургитовый массив. Вторичные ореолы Cu, Pb, Zn приурочены в целом к вулканическим породам кембрия и Куртушибинскому меланж-олистостромовому комплексу.

Рудопроявление Au Гольцовое в контуре Куртушибинского массива отражено полиэлементной аномалией Cr, Ni, Co во вторичных ореолах. С проявлением Au на границе Куртушибинского массива и коярдской толщи связана полиэлементная аномалия Cu, Pb, Zn во вторичных ореолах.

В юго-восточной части листа проведена ГГС-50 [96] с применением комплекса геохимических работ, включающего площадное металлотрическое опробование рыхлых отложений по сети 500 × 100 м.

Пробы анализировались на Pb, Cu, Zn, Co, Ni, Mn, Mo, Sn, Ba, В, Bi, W, Ag, As, Sb, Be. В результате работ на площади зафиксированы комплексные аномалии Cu_Pb_Zn, Mo_W_Be по вторичным ореолам рассеяния и аномалии Hg_As по первичным ореолам, связанные с субвулканическими образованиями кендейского вулканического комплекса.

При производстве ГС-50 [57] литогеохимическим опробованием масштаба 1 : 50 000 охвачена вся площадь работ. Опробование проводилось по сети 500 × 50 м со сгущением маршрутов до 250 × 50 м. Для проверки литогеохимических ореолов, выявленных опробованием масштаба 1 : 50 000, проводилось литохимическое опробование масштаба 1 : 10 000 по сети 100 × 20 м (участки Подсопочный, Нижне-Узюпский, Воробьевский, Булан и др.). Пробы проанализированы спектральным анализом в лаборатории Минусинской экспедиции на Au, Cu, Pb, Zn, Mo, Sn, W, Sb, As, Bi, Ni, Co, Ag, Ba, Mn, V, Nb, Be, Y, Yb. В результате проведенного литохимического опробования выявлен комплекс вторичных ореолов рассеяния Au, CuPbZn, CrNiCo, MoWBe.

Гидрохимическое опробование проводилось по всем источникам и поверхностным водотокам с интервалом 500 м. Определялись концентрации хлор-иона, сульфат-иона, pH и физсвойства воды. По методу ТПИ получались концентраты сухих остатков.

В 2005–2007 гг. на площади листа проведены геохимические поиски золота в бассейне рек Ус и Оя [94]. Работы включали литохимическое опробование масштаба 1 : 200 000 – 1 : 25 000 по потокам рассеяния, литохимическое опробование масштаба 1 : 10 000 по вторичным ореолам рассеяния, шлиховое опробование, геологические маршруты, проходку горных выработок (шурфы, каналы), бороздовое и точечное опробование.

Литохимическое опробование масштаба 1 : 200 000 по потокам рассеяния проведено на площади 3624 км². Плотность опробования составила 2 пробы на 1 км² (шаг опробования 250 м). Отобрано 7500 проб. Опробованию были подвергнуты аллювиальные отложения всех рек (кроме р. Ус) и рыхлые отложения некоторых сухих логов. Объем контрольного опробования составил 3,3 %. Сходимость результата анализа рядовых и контрольных проб хорошая.

Литохимическое опробование масштаба 1 : 25 000 по потокам рассеяния проводилась с целью детализации потоков золота и элементов-спутников, выявленных литохимическим опро-

бованием масштаба 1 : 200 000. Работы проводились на двух площадях – Северной (бассейн рек Тихая, Коярд, Ореш, Омул) и Южной (бассейн рек Золотая и Тёплая за пределами листа). Шаг опробования составил 50 м. Отобрано 10 078 проб.

Отобранные пробы проанализированы в лаборатории ОАО «Минусинская ГРЭ» спектральным полуколичественным анализом на медь, свинец, цинк, вольфрам, висмут, серебро, мышьяк, сурьму, кобальт, никель и спектрохимическим анализом на золото. Из числа проанализированных проб 5 % были подвергнуты внутреннему лабораторному контролю. Сходимость результатов анализов удовлетворительная: систематическая ошибка составляет 0,90–1,08 при норме 0,8–1,2. Спектрозолотометрическому анализу подвергнуты все пробы. Чувствительность анализа 0,002 г/т. Систематическая ошибка по внутреннему лабораторному контролю 0,96.

В результате литохимического опробования масштаба 1 : 200 000 по потокам рассеяния и последующей обработки результатов анализов проб в ореольном варианте в бассейне р. Ус выявлено более 30 различных по площади и интенсивности литогеохимических аномалий золота, большая часть которых расположена юго-западнее р. Иджим. Произведен расчет площадной продуктивности литохимических аномалий золота.

Выделены 2 АГХП ранга рудного узла: первый – Макаровский (Иджимский) в юго-западной части площади листа. Он отражается контрастными аномалиями золота, серебра, локально развитыми ореолами меди, точечными аномалиями свинца, мышьяка и вольфрама. В пределах АГХП-РУ Макаровский известно Макаровское рудопроявление золота и контрастная аномалия золота во вторичных ореолах рассеяния на левобережье р. Лев. Булан.

Второй – Коярдский. Оконтуривается в северо-восточной части территории листа. АГХП-РУ выделяется тем же набором аномалий, что и Макаровский, но имеющими меньшую контрастность и более локальное распространение. На южной границе предполагаемого узла известно Коярдское рудопроявление золота.

Несмотря на большой объем литохимических проб и наличие картографических и аналитических данных, площади ГС-50 отнесены к неудовлетворительно изученным из-за отсутствия анализа проб на золото при площадных работах; дубликаты проб отсутствуют, неясна сохранность бланков анализов и возможность их использования. Площадь потоковой съемки масштаба 1 : 200 000 [94] нельзя отнести к категории полностью изученной, а только удовлетворительно изученной в связи с ограниченным набором элементов. Потребовалась дошифровка 20 элементов.

Материалы потоковой съемки-200 [94] вошли в общую базу первичных данных.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории листа N-46-XXXIV принимают участие верхнерифейские, вендские, кембрийские, ордовикские, силурийские, девонские, нижнекаменноугольные, палеогеновые, неогеновые и четвертичные образования. Стратиграфическое расчленение их произведено в соответствии с Легендой Западно-Саянской серии листов Госгеолкарты-200 [78]; по результатам ГДП-200 в нее внесен ряд изменений и дополнений.

Площадь листа находится в зоне сочленения нескольких крупных геоструктур со своими особенностями стратиграфического разреза и тектонического строения, что обусловило выделение Куртушибинского офиолитового пояса (ОП), Центрально-Саянской, Хемчикско-Систигхемской, Хамсаринско-Таннуольской и Центрально-Тувинской структурно-формационных зон (СФЗ).

В Куртушибинском ОП выделены коярдская толща верхнего рифея(?), макаровская толща венда(?), орешская толща нижнего кембрия и перекрывающая их федоровская свита верхнего силура.

В Центрально-Саянской СФЗ на уровне нижнего кембрия выделена Джебашско-Амыльская структурно-формационная подзона (СФПЗ), представленная изербельской свитой венда, амыльской свитой венда–нижнего кембрия и двумя подсвитами буйбинской свиты нижнего кембрия.

Хемчикско-Систигхемская СФЗ разделена на две подзоны (СФПЗ): Турано-Уюкскую и Систигхемскую. В первой выделены фаунистически охарактеризованные борлугская, тарлыкская, тамзарынская свиты малиновской серии нижнего–верхнего ордовика и атчольская свита нижнего силура, во второй – семирятинская свита нижнего–верхнего силура и мынасская свита верхнего силура. Ордовикские отложения в Хемчикско-Систигхемской СФЗ подстилаются средне-верхнекембрийскими образованиями аласугской серии (иргитхемская, ончанская, чапшинская свиты).

В Улугуйской СФПЗ Хамсаринско-Таннуольской СФЗ развиты прибрежные отложения дерзигской свиты нижнего–верхнего силура с обильной фауной брахиопод. Их подстилает атчольская свита нижнего силура.

Отложения девона наиболее полно представлены в трех СФЗ: Центрально-Саянской, Хемчикско-Систигхемской (Систигхемской СФПЗ) и Центрально-Тувинской (Улугхемской СФПЗ). В первой из них развиты эффузивы актуругской и купхольской свит кужебазинского осадочно-вулканогенного комплекса нижнего девона, лобанцевская, араданская и иджимская свиты верхнего девона. В составе второй и третьей СФЗ выделены образования нижнего (кендейская свита), среднего (илеморовская, уюкская свиты) и верхнего (бегрединская, кохайская, джаргинская свиты) девона. Разрез Улугхемской СФПЗ, наряду с кендейской свитой, представлен саглинской и атакшильской свитами нижнего и среднего девона соответственно.

Отложения раннего карбона развиты в пределах Хемчикско-Систигхемской (суглугхемская, хербесская свиты) и Центрально-Саянской (узюпская свита) СФЗ.

Палеоген представлен покровными образованиями базальтов и андезибазальтов.

Разрез завершается полигенетическими образованиями и аллювиальными осадками неогена и квартера.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Условно верхнерифейские образования выделены в составе Куртушибинского офиолитового пояса (ОП), который в структурном плане представляет собой сложнодислоцированную пластину (сутуру) юго-восточного падения, зажатую в зоне Саяно-Тувинского глубинного разлома между сланцевыми толщами Джебашско-Амыльской СФПЗ, с одной стороны, и отложениями аласугской серии Турано-Уюкской СФПЗ, с другой.

Коярдская толща (RF₃?kr) выделена из состава бывшей чингинской свиты [86, 96]. Похожие породы, как верхняя часть разреза океанической коры, впервые выделены и описаны по р. Коярд [24]. Введена в Легенду Западно-Саянской серии листов [67] В. Д. Зальцманом в 1994 г. В качестве опорного упоминается разрез в верхнем течении р. Коярд. Подразделение является условно валидным [67].

Образования коярдской толщи распространены только в пределах Куртушибинского офиолитового пояса и относятся к формации натриевых базальтов. Они входят в состав верхней тектонической пластины одноименной сутуры и приурочены к ее юго-восточному надвиговому контакту. Коярдская толща в виде изолированных фрагментов протягивается преимущественно вдоль юго-восточной границы Куртушибинского ОП от вершины горы Самджир к верховьям р. Иджим. Свита здесь закартирована среди пород иджимского габбро-гипербазитового комплекса. Пластины коярдской толщи в юго-западной части площади выходят на поверхность в полях развития вулканогенно-кремнистых пород макаровской и орешковской толщ, образуя изогнутую в плане полосу северо-восточного простирания, прослеживающуюся с перерывами от бассейна р. Терешкина на западе – в составе Макаровского горста (4) – до верховьев руч. Воробьев и Жирновский на востоке. Ширина полосы большей частью не превышает 2–3 км, расширяясь в бассейне среднего течения р. Узюп и на водоразделе рек Макаровка и Терешкина до 4–6 км. В средней части этой полосы толща прорвана гранитоидами Синюшинского массива, а в междуречье Синтерба–Узюп полностью перекрыта отложениями шиштыкской серии. Северо-восточной границей распространения пород толщи является Кандатский надвиг, а на западе они уходят за пределы изучаемой территории.

Толща отличается существенно вулканогенным составом. Для нее характерны в целом эффузивы основного состава (85–90%), представленные метабазами, метатрахизабазитами, реже метаандезитбазами. В незначительном количестве в виде единичных прослоев присутствуют кварциты и кремнистые сланцы (лидиты) (10–15%). Отмечается полное отсутствие пирокластических пород, пространственная и генетическая связь с гипербазитами и габброидами иджимского комплекса [24].

Нижняя граница толщи не вскрыта. Соотношения с вышележащими толщами изучены недостаточно, но предполагается их тектонический контакт по надвиговым зонам.

В пределах изученной территории устанавливается два различных типа разреза коярдской толщи. Первый тип характерен для отложений толщи, выходящих на поверхность от правобережья р. Макаровка до верховьев руч. Воробьев (правого притока р. Узюп), второй – для вулканогенных пород толщи, слагающих крутосклонный водораздел рек Макаровка и Терешкина (район с абс. отм. 1715,4 м, гора Макаровка).

В первом случае толща сложена однообразными метабазами зеленовато-серыми массивными, преимущественно афировой структуры с единичными маломощными (от первых до нескольких десятков метров) прослоями кремнистых сланцев (лидитов) и кварцитов, составляющими не более 10–15% ее объема. Толща характеризуется монотонностью разреза, осложнена надвиговой тектоникой и изоклиальной складчатостью пород. Это приводит к сдвоению разрезов и исключает возможность ее более дробного расчленения. Похожие разрезы коярдской толщи описаны за северной рамкой листа по хр. Ергак-Торгак-Тайга и по левому борту р. Хут на соседней с северо-востока площади [108].

Мощность толщи в этом типе разреза составляет порядка 400–500 м, несколько увеличиваясь в верховьях р. Синтерба до 550–650 м [96].

Во втором случае строение толщи характеризуется более пологим залеганием пород, широким развитием вариолитовых структур с шаровой и подушечной отдельностью, появлением в

разрезах миндалекаменных метаэффузивов. Фрагмент разреза этого типа составлен по коренным обнажениям на водоразделе рек Макаровка–Терешкина (в районе высоты с абс. высот. отм. 1715,4 м, гора Макаровка) (снизу вверх) ([96], разрез XII).*

1. Метабазальты зеленовато-серые, темно-зеленые массивные с диабазовой микроструктурой	260
2. Метабазальты зеленовато-серые, темно-зеленые с характерной шаровой и подушечной отдельностью и вариолитовой микроструктурой	1000
3. Метабазальты зеленовато-серые миндалекаменные с шаровой отдельностью	400
4. Метабазальты лиловые миндалекаменные брекчированные	200

Мощность описанного разреза – 1860 м.

Аналогичные разрезы коярдской толщи описаны в междуречье Чежи–Сей–Бельдыр и на слиянии ручьев Лев. и Прав. Чежи с общей мощностью более 1180 м [82]. Исходя из максимальной мощности описанных разрезов, видимая мощность толщи в пределах изученной территории (без низа и верха) составляет менее 1850 м.

Настоящими работами при ГДП-200 отложения, которые принадлежат к коярдской толще (в современном ее понимании) в верховьях р. Коярд, указанной автором свиты в качестве местоположения ее стратотипа, не обнаружены. По полевым материалам ГДП-200 и данным интерпретации предшествующих работ [86], на этом участке картируются только отложения макаровской и орешской толщ. В этом случае, в соответствии с правилами Стратиграфического кодекса России (2006 г.) следует изменить название подразделения и указать его новый стратотип. Настоящими работами решено временно сохранить принятое в легенде [78] название «коярдская толща», а в качестве типового предложить ранее приведенный разрез ([96], разрез XII) на водоразделе рек Макаровка–Терешкина.

Состав толщи однообразен. Наиболее широко представлены плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые метабазальты. Породы миндалекаменные, реже массивные, с порфировой, иногда афировой структурой. Микроструктура основной массы интерсерральная (диабазовая и толеитовая). В порфирированных выделениях (25–30%) преобладает шестовато-призматический авгит, актинолит, основной плагиоклаз, реже наблюдается обыкновенная роговая обманка. Основная масса, выполненная чаще всего вулканическим стеклом, и вкрапленники плагиоклаза замещены мелкозернистым агрегатом хлорита, цоизита и карбоната. Миндалины выполнены кальцитом, хлоритом, халцедоном. Из вторичных минералов постоянно встречаются хлорит, эпидот, сосюрит, актинолит, альбит, клиноцоизит, лейкоксен, карбонаты. В контакте с габброидами метабазальты имеют, как правило, большую раскристаллизацию и приобретают сходство с долеритами и микрогаббро.

Кварциты представляют собой серые, темно-серые до черных мелкозернистые породы псаммитовой структуры. Они состоят из зерен кварца (95–100%) и рудного минерала, сцементированных кварцем или халцедоном, содержат примесь хлорита. В породе часто отмечаются микротрещины, по которым развит кварц.

Кремнистые сланцы (лидиты) – плотные кварц-халцедоновые породы серого и зеленовато-серого цветов. Состоят из кварца и рудного вещества, редко встречаются зерна пироксена и иногда присутствуют углеродистое вещество, хлорит. Породы с отчетливо выраженной сланцеватой, реже полосчатой текстурой.

Все породы толщи метаморфизованы в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

По химическим параметрам метабазальты коярдской толщи располагаются исключительно в поле нормально-щелочных метабазальтоидов с устойчивым трендом в сторону андезибазальтов и основных пикробазальтов (рис. 5). Они относятся к породам натриевого типа ($K_{щ} = 2,6$ по 10 пробам), высокоглиноземистым ($Al' = 0,8$), серии железистых базальтов ($K_{ф} = 57$).

По химическому составу метабазальты относятся к толеитовой серии (рис. 6) с единичными отклонениями в известково-щелочную. На диаграмме Т. Х. Пирса (рис. 7) метабазальтоиды толщи занимают пограничную область между океаническими абиссальными и океаническими островными базальтами, с небольшим отклонением в поле платобазальтов.

Магнитные поля (ΔT)_а над образованиями коярдской толщи спокойные, слабо изрезанные, отрицательного знака с интенсивностью 100–300 нТл. Породы толщи являются немагнитными

*Здесь и далее мощность указана в метрах.

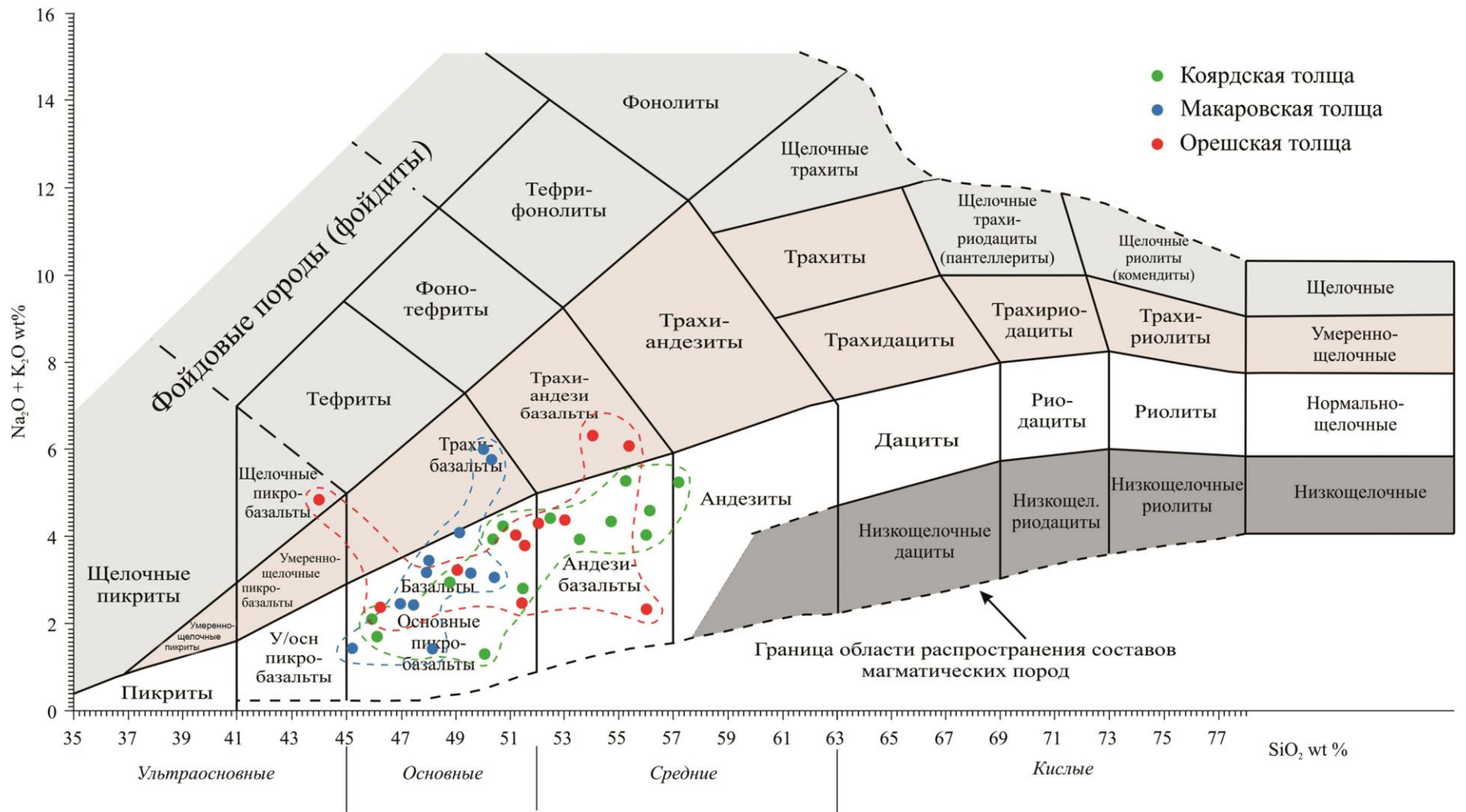


Рис. 5. Поля размещения базальтоидов коярдской, макаровской, орешковской толщ листа N-46-XXXIV (Макаровская площадь) на диаграмме TAS.

или слабомагнитными их магнитная восприимчивость варьирует от 20 до 120×10^{-5} ед. СИ. Значения остаточной намагниченности находятся в пределах $2-100 \times 10^{-3}$ А/м.

По плотностным свойствам породы толщи можно разделить две группы. К первой из них относятся все кремнистые образования, которые характеризуются средней плотностью $2,6-2,75$ г/см³, ко второй – высокоплотные metabазальты со значениями плотности $2,9-3$ г/см³.

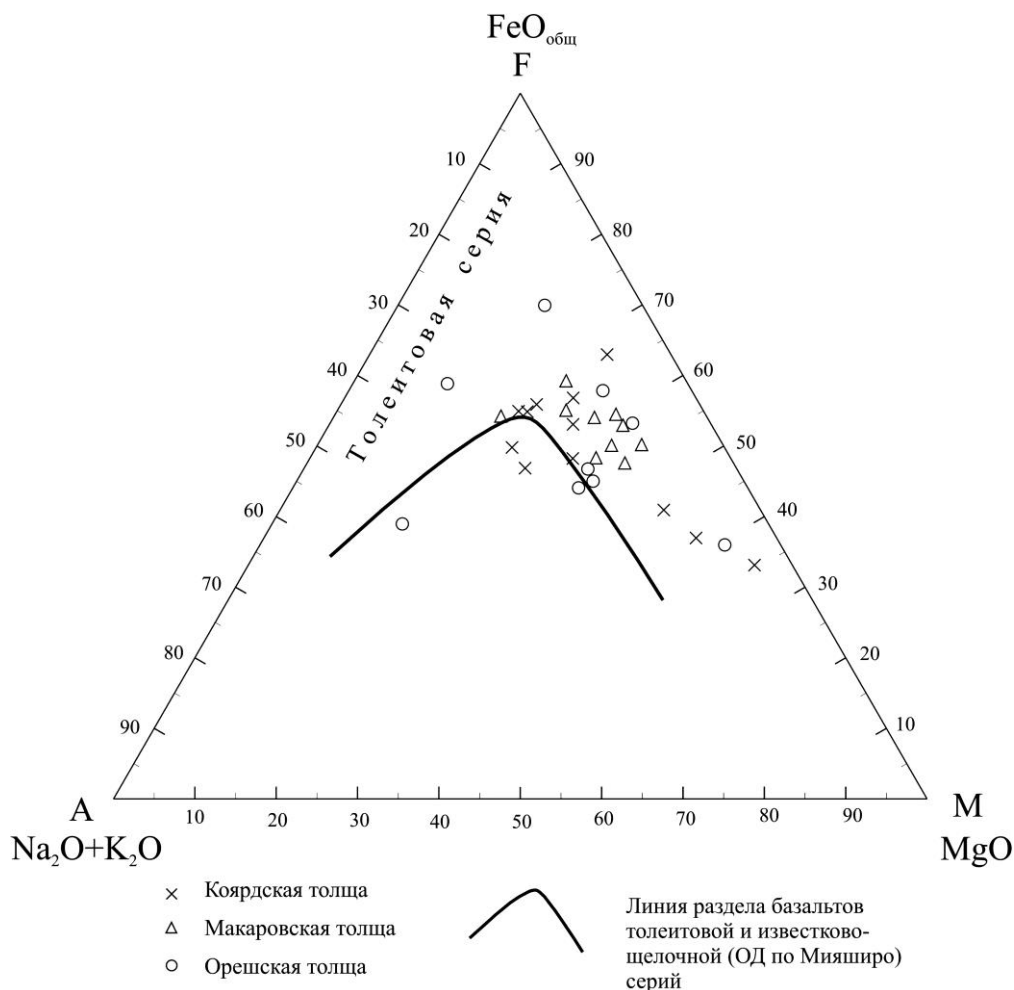


Рис. 6. Распределение фигуративных точек составов базальтоидов куртушибинской офиолитовой ассоциации Макаровского сегмента куртушибинского ОП на диаграмме AFM.

Радиоактивность пород коярдской толщи в целом низкая – от 2 до 14 мкР/ч. Радиоактивность metabазальтов составляет $2-7$ мкР/ч, для кремнистых сланцев и кварцитов – $6-8$ мкР/ч с увеличением до $11-14$ мкР/ч (для обуглероженных разностей).

Геохимический фон metabазальтов по данным полуколичественного спектрального анализа характеризуется значительно пониженным, по сравнению с породным кларком, содержанием большинства элементов, в том числе никеля, титана, стронция, бария, циркония. При этом они обладают повышенными содержаниями железа, хрома и кобальта. Кремнистые породы (лидиты) толщи выделяются повышенными содержаниями марганца, цинка и пониженными титана, хрома и ванадия.

На АФС хорошо дешифрируется область распространения вулканогенных пород коярдской толщи, особенно распространенных в юго-западной части площади. Для областей развития эффузивов основного состава характерен массивный крутосклонный рельеф. Структурные линии, обозначающие границы распространения толщи, дешифрируются в районе вершины горы Макаровка и в районе руч. Бажи-Хем, левого притока р. Стерлиг.

Позднерифейский возраст коярдской толщи принят условно [78]. В последнее время появились представления о ее вендском возрасте [5].

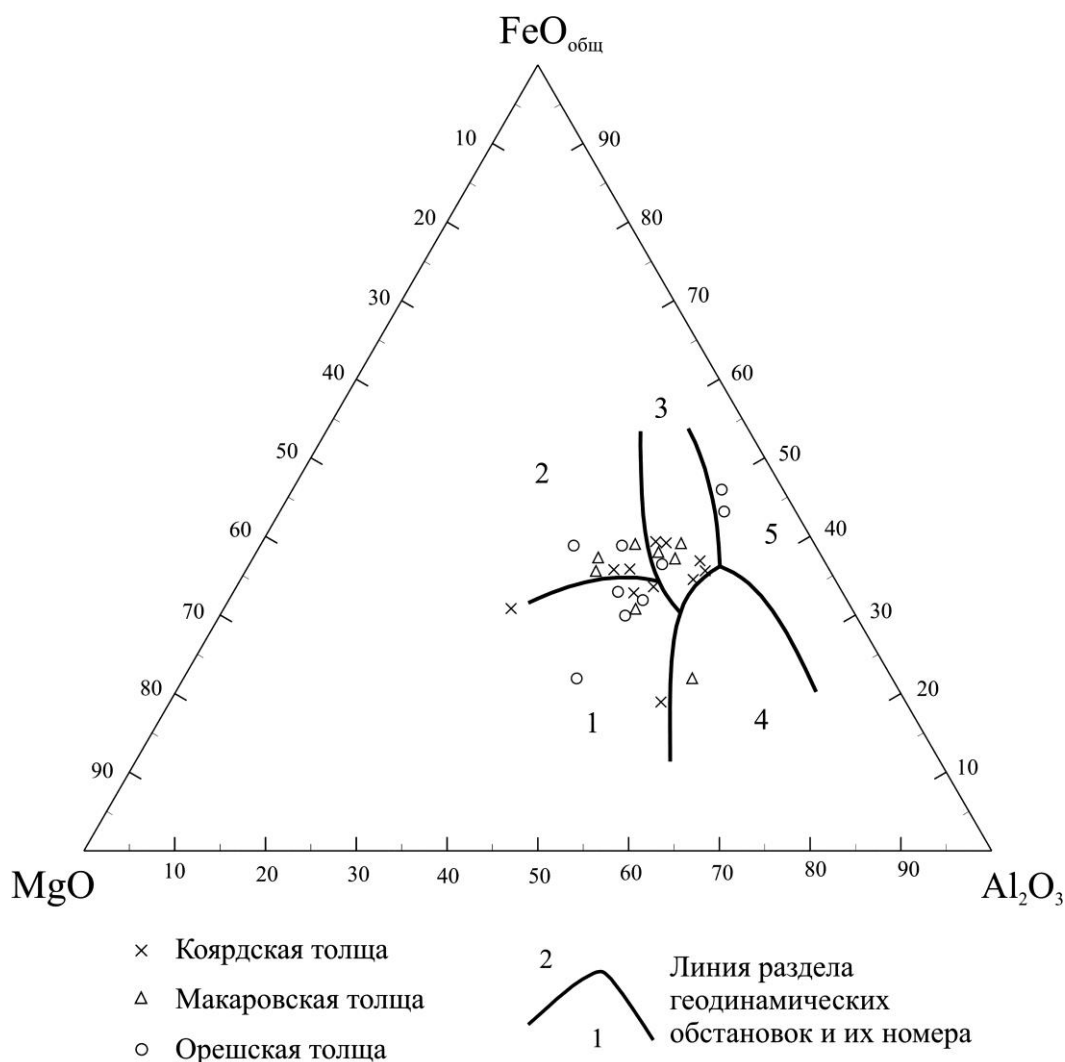


Рис. 7. Распределение фигуративных точек базальтоидов куртушибинской офиолитовой ассоциации по обстановкам их формирования Макаровского сегмента Куртушибинского ОП на диаграмме Т. Х. Пирса.

Геодинамические обстановки: 1 – океанические абиссальные базальты; 2 – океанические островные базальты; 3 – континентальные базальты (платобазальты); 4 – орогенные базальты (островодужные и окраинно-континентальные); 5 – островные базальты (из зон спрединга).

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

К этому стратиграфическому уровню отнесены вулканогенно-осадочные отложения сланцево-метабазальтовой формации макаровской толщи Куртушибинского ОП и терригенные отложения кремнисто-карбонатной (с элементами турбидитовой) формации изербельской свиты Центрально-Саянской СФЗ Джебашско-Амыльской СФЗ.

Макаровская толща (V?mk) распространена только в пределах Куртушибинского ОП. Введена в Легенду Западно-Саянской серии листов [78] В. Д. Зальцманом и др. в 1994 г. Ранее описывалась в составе бывшей чингинской свиты [86, 96]. Стратотипом выбран разрез, описанный в междуречье Ореш–Коярд [86]. Подразделение является условно валидным [78].

Отложения макаровской толщи находятся в аллохтонном залегании, входят в состав крупных тектонических пластин, заключенных в блоках пород офиолитовой ассоциации. В виде отдельных изолированных друг от друга фрагментов толща тянется от верховьев рек Самджир и Коярд до бассейна среднего течения р. Макаровка в составе крупной надвиговой пластины. В северо-восточном углу площади отложения толщи закартированы в пределах Самджирской

синклинали (1). Отдельный фрагмент субмеридиональной ориентировки расположен в среднем течении р. Коярд, в междуречье Ореш–Коярд–Тихая и описывается в составе Орешской синклинали (2). Ширина тектонических пластин варьирует от 1,5–2 до 4–8 км, существенно расширяясь в северо-восточном и юго-западном углах площади. В юго-западном блоке толща осложнена системой поперечных разрывных нарушений северо-западного простирания.

Породный состав макаровской толщи, по сравнению с коярдской, характеризуется большим содержанием кремнистых пород и наличием пирокластического материала до 20%. Она сложена преимущественно кварцитами (25–30%), кремнистыми (лидиты), углеродисто-кремнистыми, глинисто-кремнистыми, глинистыми (филлиты) (10–15%) сланцами. Меньшим развитием пользуются метаэффузивы основного состава (метабазальты, метаандезиобазальты, метатрахибазальты) (30–35%), их метатифы основного состава (5–10%), сланцы апобазальтовые (по основным метаэффузивам) (5–10%), метатифопесчаники, метатифоалевролиты (5–7%), мраморизованные известняки (1–2%).

Ввиду того, что отложения макаровской толщи расположены в пределах надвиговых блоков и пластин, ее границы повсеместно тектонически нарушены и сопровождаются мощными зонами меланжа. И только на площади листа N-46-XXIX (Систигхем) имеется разрез, в котором наблюдается постепенный переход толщи к вышележащей орешской [82]. Граница между ними условно проводится по преобладанию осадочных пород над вулканитами [82].

Большинство исследователей разделяют точку зрения о двучленном строении макаровской толщи с вулканогенной нижней и углеродисто-терригенно-кремнистой верхней частями [24]. По материалам настоящего отчета разрез макаровской толщи имеет ритмичное трехчленное строение, в котором могут быть выделены пачки кремнисто-вулканогенного (кварцитового), кремнисто-сланцевого и вулканогенно-кремнисто-сланцевого составов. Пачки имеют невыдержанную мощность в разных разрезах, могут ритмично переслаиваться, но в целом сохраняется общая последовательность чередования пород – от преимущественно вулканогенных к кремнисто-сланцевым и вулканогенно-кремнисто-сланцевым.

Стратотипический разрез макаровской толщи в междуречье Ореш–Коярд, составленный по коренным обнажениям с послойным описанием пород ([86], Р-3) имеет следующий вид (снизу вверх).

1. Метабазальты светлые зеленовато-серые массивные	110
2. Метатифы, метатифобрекчии основных метаэффузивов зеленовато-серые	260
3. Метабазальты светлые, зеленовато-серые массивные	50
4. Сланцы кремнистые (лидиты) темные, зеленовато-серые	120
5. Метабазальты, метаандезиобазальты зеленовато-серые массивные, редко с шаровой отдельностью и мелкой вкрапленностью пирита с прослоями сланцев по метатифам основного состава светлого, зеленовато-серого цвета	600
6. Сланцы глинистые (филлиты), глинисто-кремнистые (лидиты) темные, зеленовато-серые, серые с прослоями розовато-серых кварцитов	270
7. Переслаивание рассланцованных метабазальтов зеленовато-серого цвета с желтовато-белыми кварцитами и темно-серыми глинистыми сланцами (филлиты) (20–50 м)	130
8. Переслаивание кварцитов и темно-серых и серых глинистых (филлитов), глинисто-кремнистых сланцев (лидитов) (10–50 м)	400
9. Сланцы глинисто-кремнистые темно-серые	30
10. Метабазальты зеленовато-серые массивные рассланцованные	40
11. Сланцы глинисто-кремнистые темно-серые	20
12. Сланцы апобазальтовые с прослоями глинисто-кремнистых сланцев	310
13. Сланцы глинисто-кремнистые темно-серые	26
14. Сланцы глинистые, глинисто-кремнистые темно-серого и серого цветов	30

Мощность описанного разреза – 2400 м.

Стратотипический разрез, вероятно, характеризует преимущественно состав и строение нижней части макаровской толщи. Наиболее представительный фрагмент разреза средней части толщи получен в левом борту руч. Хут и по хр. Ергак–Торгак–Тайга с мощностями соответственно 580 и 1210 м [108]. Характеристика верхней части разреза толщи наиболее полно приведена в описании, составленном по коренным обнажениям на водоразделе рек Тёплая–Терешкина ([96], разрез XII) (снизу вверх).

1. Сланцы кремнистые, темно-серые, серые	100
2. Метатифопесчаники и метатифоалевролиты темно-серые, серые со слабым зеленоватым оттенком	70

3. Метабазальты зеленовато-серые массивные с прослоями (20 м) серых кремнистых сланцев	200
4. Метатуфопесчаники темно-серые с зеленоватым оттенком мелкозернистые с тонкими прослоями (40–100 м) кремнистых сланцев	240
5. Сланцы глинисто-кремнистые темно-серые	70
6. Метатуфопесчаники зеленовато-серые сланцеватые	80
7. Сланцы глинисто-кремнистые темно-серые с маломощными прослоями (20 м) углеродисто-кремнистых сланцев	210
8. Метатуфопесчаники темно-серые с зеленоватым оттенком с тонкими линзовидными прослоями (20 м) кремнистых сланцев	100
9. Переслаивание метатуфопесчаников мелкозернистых и метатуфоалевролитов темно-, зеленовато-серых (10–150 м)	150
10. Сланцы кремнистые, глинисто-кремнистые серые с зеленоватым оттенком	140

Мощность описанного разреза – 1360 м.

По мнению авторов, вышеописанный разрез на водоразделе ручьев Поспелов–Сумбаев наращивает стратотип, его предлагается выделить как парастратотипический.

Мощность макаровской толщи в пределах изучаемой территории составляет, вероятно, более 3700 м.

Фациальные изменения толщи по латерали выражены в уменьшении в северо-восточном направлении роли эффузивных и вулканомиктовых пород, при одновременном увеличении доли кремнистых сланцев, кварцитов и, незначительно, известняков. Местами в разрезе встречаются очень мощные линзы кварцитов (300–500 м).

Осадочные породы макаровской толщи (кремнистые, углеродисто-кремнистые, глинистые, глинисто-кремнистые, углеродисто-глинистые сланцы) характеризуются развитием сланцеватых, полосчатых, реже плейчатых текстур. В кремнистых и глинисто-кремнистых породах повсеместно развит мелкозернистый агрегат кварца, глинистые их части в большинстве случаев замещаются агрегатом серицит-хлоритового состава. Это плитчатые, обычно тонкорассланцованные (милонитизированные) породы зеленовато-серого и серого цветов со слабым шелковистым блеском по плоскостям сланцеватости.

Кварциты – практически мономинеральные породы серого, светло-серого, розовато-, желтовато-серого, иногда почти желтого цвета, мелкозернистые породы псаммитовой структуры, нередко полосчатой текстуры, сцементированные кварцем или халцедоном. В их составе отмечаются повсеместно хлорит, реже мусковит, биотит и углеродистое вещество. В подавляющем большинстве случаев устанавливается осадочный генезис кварцитов: об этом свидетельствует их пластовая форма залегания, согласная с вмещающими сланцами, и полосчатость, совпадающая со слоистостью.

Кремнистые сланцы (лидиты) представляют собой плотные кварц-халцедоновые породы серого и зеленовато-серого цветов, иногда с примесью углеродистого (углеродисто-кремнистые сланцы), глинистого (глинисто-кремнистые) вещества и с отчетливо выраженной сланцеватой, реже полосчатой текстурой. Глинистое вещество в них нацело хлоритизировано.

По петрографическому составу метабазальты макаровской толщи представлены плагиоклазовыми и пироксеновыми разновидностями. Это серые, темно-серые с зеленоватым оттенком, реже зеленовато-серые и зеленые породы с афировой, иногда порфировой структурой, миндалекаменной текстурой и шаровой отдельностью. Микроструктура интерсертальная (чаще диабазовая). В порфириковых вкрапленниках (15–20%) преобладают авгит и плагиоклаз, реже встречается роговая обманка. Основная масса представлена девитрифицированным вулканическим стеклом, часто замещенным вторичными минералами. Среди вторичных минералов встречаются хлорит, эпидот, актинолит, альбит, лейкоксен, карбонат. Они нацело затушевывают первичный минеральный состав и являются главными в породе. Отмечаются альбитизация, эпидотизация, хлоритизация и карбонатизация плагиоклазов, серпентинизация и амфиболитизация пироксенов. Местами метаэффузивы превращены в грязно-зеленые актинолитовые сланцы.

Метатрахибазальты и метаандезибазальты по внешнему облику напоминают базальты. Отличаются от них присутствием калиевого полевого шпата (для метатрахибазальтов), составом и структурно-текстурными особенностями, хорошо различаются по химическим параметрам.

Сланцы апобазальтовые (по основным метаэффузивам) макроскопически представляют собой в целом светло- и темно-зеленовато-серые, зеленые массивные мелкозернистые породы со следами рассланцовки. При детальном петрографическом исследовании в таких породах от-

мечается полное отсутствие или частичная сохранность структурно-текстурных особенностей их первоначального состава. Первичный минеральный состав интенсивно затушеван вторичными и метасоматическими процессами: темноцветы нацело замещены актинолитом, плагиоклаз нацело сосюритизирован и серицитизирован. Таким образом, порода определяется как основная по количеству тех или иных вторичных изменений.

Пирокластические образования толщи представлены метатуфами зелено-серого и серо-зеленого цветов, характеризуются бластокристаллокластической и псефито-псаммитовой структурой. Породы в различной степени рассланцованные. Сложены они обломками кварца и плагиоклаза. Тип цемента – базальный, нацело перекристаллизованный в хлорит-карбонатный мелкозернистый агрегат с чешуйками серицита и эпидота. Обломки практически не окатаны, присутствует слабая сортировка по величине. Акцессорные минералы представлены апатитом, рутилом и турмалином.

Мраморизованные известняки слагают маломощные горизонты и линзы, которые могут быть протяженными и быстро выклинивающимися. Это зеленые, зеленовато-голубоватые массивные мелкозернистые породы.

Породы толщи метаморфизованы в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

По химическим параметрам metabазальтоиды макаровской толщи располагаются в поле нормальнощелочных с незначительным уклоном в поле трахибазальтов (рис. 5). Они относятся к породам калиево-натриевого типа ($K_{\text{ш}} = 2,9$), высокоглиноземистым ($Al' = 0,78$) и к формации железистых базальтов ($K_{\text{ф}} = 62$).

По химическому составу базальты относятся к низкощелочным высокожелезистым породам толеитовой серии (рис. 6).

На диаграмме Т. Х. Пирса (рис. 7) они располагаются в основном в двух зонах (обстановках) – океанических островов и платобазальтов СОХ и ложа океана. Наблюдаются единичные отклонения в зону океанических абиссальных базальтов и островной дуги. Подобная ситуация может быть связана с формированием офиолитового меланжа при становлении сутурной зоны.

По данным наземных магнитометрических работ, отложения макаровской толщи характеризуются спокойным отрицательным магнитным полем (ΔT)_а с интенсивностью 500–700 нТл. Породы являются немагнитными или слабомагнитными, значения их магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности соответствуют таковым коярдской толщи.

Плотностные свойства отложений макаровской толщи такие же, как и коярдской. Кремнистые породы характеризуются средней плотностью 2,6–2,75 г/см³, пирокластические образования и основные эффузивы являются более высокоплотными (2,9–3,0 г/см³).

Радиоактивность пород макаровской толщи, как и коярдской, в целом низкая. Наиболее низкие значения радиоактивности (4–7 мкР/ч) характерны для основных эффузивов и пирокластических образований, для кремнистых сланцев и кварцитов значения радиоактивности колеблются от 6–8 до 7–11 мкР/ч (для обуглероженных разностей).

Геохимический фон пород макаровской толщи характеризуется значительно пониженным, по сравнению с породным кларком, содержанием большинства элементов. Среди них титан, барий, цирконий, железо и калий, и характеризуется слабо повышенными содержаниями марганца, хрома, никеля и кобальта (в отличие от коярдской толщи).

На АФС хорошо дешифрируются кварциты, образующие на местности крупные скальные гривы. Поля развития эффузивов макаровской толщи характеризуются серым пятнистым, иногда ровным фототонном, тонкополосчатым фотоизображением северо-восточного простирания, согласно направлению надвиговых зон. В рельефе эффузивы часто образуют островершинные хребты с террасовидными крутыми склонами. В пределах распространения пород макаровской толщи отчетливо дешифрируются кольцевые и дуговые элементы структур центрального типа, связанных, вероятно, с палеовулканическими постройками.

Для толщи характерно широкое развитие гидротермально-метасоматических изменений (преобладает окварцевание). Все эти процессы сопровождаются сульфидной минерализацией различной интенсивности, что обуславливает приуроченность к ней потенциально перспективных объектов золоторудной малосульфидной формации. Также породы толщи являются благоприятной средой для локализации медной и молибденовой минерализации.

Возраст толщи принят условно вендским [78]. В кремнистых породах толщи известны находки спикул губок и микрофитолитов [82, 96].

Изербельская свита (*Viz*) выделена Е. С. Единцевым и др. в 1986 г. Стратотипом является разрез, описанный в бассейне рек Сред. и Ниж. Кайла. Свита является условно валидным подразделением [78].

Породы свиты распространены в центральной части площади. Они протягиваются полосой шириной 2–8 км от бассейна р. Тихая к бассейну р. Иджим, слагая крылья крупных антиклинальных структур северо-восточного простирания в составе Джебашского антиклинория, в том числе Омулской антиклинали (б). С юго-востока отложения свиты перекрываются тектоническими пластинами Куртушибинской сутуры, выполненными вулканогенно-кремнистыми образованиями макаровской и орешской толщ. С северо-запада структура находится в аллохтонном залегании, перекрывая нижнекаменноугольные образования по крупному Усинскому надвигу. Несколько условно к изербельской свите относят отложения, выходящие на поверхность в небольшом (3 × 8 км) тектоническом блоке северо-восточного простирания в междуречье Весёлый–Коярд–Грязный, а также в междуречье Коярд–Тихая.

На картах предшественников отложения свиты в пределах изучаемой площади рассматривались в составе пачек «с» и «d» [86] третьей и четвертой толщ [96] джебашской серии протерозоя.

Отличительной особенностью свиты является парасланцевый состав. В пределах площади работ свита представлена монотонными сланцами серицит-кварцевого, серицит-хлоритового, серицит-хлорит-карбонатного, кварц-хлорит-карбонатного, кварц-хлоритового, глинисто-хлоритового, кремнистого составов, часто обуглероженными. В редких случаях в составе пород присутствуют мусковит и биотит. Это отложения серого, лилово-серого, зеленовато-серого, ярко-зеленого цвета, часто филлитовидного облика, характеризуются сильной плейчатостью и гофрировкой. Плейчатость наблюдается повсеместно, но при этом проявлена не везде одинаково. Интенсивная плейчатость и гофрировка наиболее свойственны пачкам пород, насыщенным карбонатными прослоями, и зонам крупных разломов. Местами фиксируется изоклиналиное залегание пород. В сланцах отмечается интенсивное кварцевое и карбонатное прожилкование (как послойное, так и секущее). Метаморфизм свиты отвечает средне- и высокотемпературной субфации зеленых сланцев.

Основание изербельской свиты на площади работ не вскрыто. Соотношения ее с перекрывающей амыльской свитой согласные. Верхняя граница свиты проводится по появлению в разрезе пачек метаэффузивов или ортосланцев.

Разрез свиты в правом борту р. Коярд, составленный по коренным обнажениям с послойным описанием пород с дополнениями собственных полевых исследований ([86], Р-8) (снизу вверх).

1. Сланцы кварц-хлорит-карбонатные серо-зеленые с тонкими прослоями листоватых глинисто-хлоритовых сланцев	80
2. Парасланцы кварц-карбонат-хлоритовые, кварц-хлорит-карбонатные серо-зеленого цвета, волнистые, плитчатые, полосчатые	170
3. Парасланцы глинисто-хлоритовые и кварц-карбонат-хлоритовые зеленовато-серого цвета	70
4. Парасланцы глинисто-хлоритовые листоватые и кварц-карбонат-хлоритовые серо-зеленые плейчатые, полосчатые	90
5. Парасланцы кварц-хлорит-карбонатные полосчатые с прослоями листоватых глинисто-кремнистых сланцев. Породы слабоволнистые с шелковистым блеском по плоскостям сланцеватости	400
6. Парасланцы кварц-серицит-хлоритовые, серицит-хлорит-карбонатные зеленовато-серого цвета, плейчатые, полосчатые	более 300

Мощность свиты по разрезу и в пределах площади работ – более 1100 м. В связи со значительным метаморфизмом и дислоцированностью пород точно не устанавливается.

Свита в пределах площади фациально выдержана.

В связи со сходством пород изербельской и амыльской свит характеристика первых приведена ниже – в сводном описании пород джебашской серии.

Для изербельской свиты характерны слабоаномальные отрицательные магнитные поля со значениями $(\Delta T)_a$ 0–200 нТл. Породы относятся к немагнитным со средними значениями магнитной восприимчивости 16×10^{-5} ед. СИ и остаточной намагниченности – 5×10^{-3} А/м. Радиоактивность пород свиты низкая, в среднем 4–8 мкР/ч. Плотность – 2,6–2,7 г/см³.

Геохимический фон пород изербельской свиты характеризуется значительно пониженным, по сравнению с породным кларком, содержанием молибдена, хрома, никеля, ниобия, стронция, и слабо повышенными содержаниями бария, кобальта, меди, марганца, цинка и титана.

Сланцы уверенно дешифрируются по аэрофотоснимкам, так как довольно хорошо обнажены. В рельефе улавливается своеобразная полосчатость, создаваемая слоистостью и сланцеватостью пород.

Органические остатки в отложениях изербельской свиты не установлены. Ее возраст принят вендским на основании согласных соотношений с перекрывающимися образованиями амьльской свиты венда–нижнего кембрия [116].

ВЕНДСКАЯ–КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМЫ

К нерасчлененным отложениям вендской и кембрийской систем отнесена амьльская свита кремнисто-карбонатной (с элементами натриевых базальтов) формации, распространенная в пределах Джебашского антиклинория Центрально-Саянской СФЗ, Джебашско-Амьльской СФПЗ.

Амьльская свита (*V-C₁am*) выделена Л. П. Зоненшайном в 1961 г. Стратотип расположен в верховьях р. Амыл в районе горы Победа.

Отложения свиты широкой полосой северо-восточного простирания протягиваются от бассейна р. Тихая до юго-западной рамки территории листа. Они слагают крупные синклинальные структуры в пределах Джебашского антиклинория, в том числе Куяртскую синклиналь (5). Вместе с породами изербельской отложения амьльской свиты в аллохтонном залегании перекрывают отложения нижнего–верхнего девона и нижнего карбона по крупному Усинскому надвигу. С востока на нее надвинуты тектонические пластины Куртушибинской сутуры, выполненные вулканогенно-кремнистыми образованиями макаровской и орешковской толщ.

На картах предшественников отложения свиты в пределах изучаемой площади рассматривались в составе пачек «а», «b» и «е» [86] первой и второй толщ [96] джебашской серии протерозоя.

В пределах площади работ свита сложена преимущественно ортосланцами (60–70%) зеленовато-серого, зеленого цвета хлорит-эпидотового, хлорит-эпидот-актинолитового, хлорит-альбит-карбонатного, альбит-хлоритового состава с подчиненными прослоями темно- и светло-зеленых метабазальтов (5–10%), лилово- и зеленовато-серых серицит-хлоритовых, серицит-кварцевых, серицит-хлорит-карбонатных, кварц-хлоритовых, глинисто-хлоритовых, глинисто-кремнистых парасланцев (25–30%). Для отложений амьльской свиты характерна слабая плейчатость (для парасланцев), изоклиналиное залегание слоев и повсеместный региональный метаморфизм зеленосланцевой фации.

Соотношения с подстилающей изербельской свитой считаются согласными. Нижняя граница проводится по смене серицитовых, кварц-хлоритовых сланцев повышенной карбонатности ортосланцами альбит-актинолитового, эпидот-хлоритового состава или метабазальтами. Соотношения ее с перекрывающей буйбинской свитой в пределах площади не установлены.

Фрагмент разреза амьльской свиты, составленный по коренным обнажениям в правом борту р. Коярд (т.н. 24054–24066, 2014 с использованием материалов Я. В. Сарбаа [86]), имеет следующий вид (снизу вверх).

1. Метабазальты темно-серого цвета с зеленоватым оттенком массивные, интенсивно выветрелые	150
2. Парасланцы хлорит-серицитовые (возможно, глинистые), обуглероженные, темно-серого цвета, тонкорассланцованные, слабоплейчатые, разбитые секущими разноориентированными жилами молочно-белого кварца мощностью 1–1,5 см	70
3. Ортосланцы темно-серые хлорит-амфибол-карбонатные, светло-, зеленовато-серые хлорит-альбит-карбонатные и эпидот-хлорит-карбонатные полосчатые, слабоплейчатые, тонкоплитчатые	280
4. Парасланцы серицит-хлорит-карбонатные зеленовато-серые, полосчатые, сильно плейчатые. Кальцит белого цвета развит в породе в виде прожилок (или слоев) мощностью 0,2 мм по сланцеватости	100
5. Метабазальты темно-серые с отчетливым зеленоватым оттенком, плотные, массивные, местами слаборассланцованные, интенсивно хлоритизированные и эпидотизированные	150
6. Ортосланцы темно-серые хлорит-эпидот-актинолитовые, светло-, зеленовато-серые хлорит-альбит-карбонатные и эпидот-хлорит-карбонатные, полосчатые, слабоплейчатые	400
7. Метабазальты темно-серые, зеленоватые плотные, массивные, местами слаборассланцованные, интенсивно хлоритизированные и эпидотизированные	100
8. Ортосланцы темные, зеленовато-серые хлорит-эпидот-актинолитовые, светло-, зеленовато-серые хлорит-альбит-карбонатные и эпидот-хлорит-карбонатные, слабоплейчатые	200

Мощность описанного разреза – 1650 м. Мощность амыльской свиты в пределах изучаемой площади, с учетом материалов предшествующих работ, составляет более 1650 м и, учитывая значительную степень дислоцированности пород, точно не определяется.

Фациальный профиль свиты сильно изменчив из-за различных удельных соотношений орто- и парасланцев.

По петрографическим особенностям среди пород джебашской серии в пределах изучаемой площади выделяют: парасланцы, первичный состав которых предполагается терригенным, ортосланцы по метаэффузивам и их туфам и метабазальты.

Парасланцы обладают параллельно-полосчатой текстурой и сланцеватостью. Сланцеватая текстура сланцев обусловлена субпараллельно ориентированным расположением чешуй серицита и хлорита, реже еще и зерен кварца. Полосчатость создается чередованием прослоев, в разной степени насыщенных хлоритом, кварцем, карбонатом или углеродистым веществом. Структура породы преимущественно grano-, лепидогранобластовая. Практически повсеместно встречаются жилы полевошпат-кварц-хлорит-карбонатного, карбонат-кварцевого (мощностью 2–3 мм) состава, а также отдельные секущие кварцевые жилы (мощностью 3–5 мм) перпендикулярно сланцеватости, состоящие из крупнозернистого и «струйчатого» кварца. Минералогический состав пород следующий: кварц, хлорит, карбонат, альбит, эпидот, мусковит, биотит, углеродистое вещество. В качестве аксессуарных минералов отмечаются апатит, турмалин, титанит, рутил, рудный минерал (преимущественно магнетит). Для пород характерен шелковистый блеск на плоскостях сланцеватости.

Ортосланцы характеризуются зеленой, темно- и светло-зеленой окраской. Они, по сравнению с парасланцами, более однородные по текстуре. Полосчатость в них проявлена незначительно. Породы более массивные с толстоплитчатой отдельностью. Структура пород равномернотонкозернистая, иногда порфириобластовая, микроструктуры – граноматобластовые, нематобластовые, фибробластовые и пойкилобластовые. В сланцах нередко сохраняются реликты эффузивных и пирокластических пород. Для ортосланцев типична следующая минералогическая ассоциация: эпидот-актинолит-хлорит-карбонат.

Аксессуарные минералы в них представлены магнетитом, гематитом, пиритом, апатитом, иногда титанитом.

По петрографическому составу метабазальты амыльской свиты представлены плагиоклазовыми и пироксеновыми разновидностями. Это серые, темно-серые с зеленоватым оттенком, реже зеленовато-серые и зеленые породы порфировой структуры.

В порфировых вкрапленниках (5% породы) преобладают оливин, плагиоклазы и пироксены, нацело замещенные вторичными минералами, но часто с сохранением призматической или дипирамидальной формы. Среди вторичных минералов встречаются хлорит, эпидот, актинолит, альбит, лейкоксен, карбонат. Отмечаются альбитизация, эпидотизация, хлоритизация и карбонатизация плагиоклазов, серпентинизация и амфиболизация пироксенов. Среди аксессуарных минералов присутствует магнетит от 1–2 до 8–10%.

По химическому составу вулканы амыльской свиты относятся к оливиновым высокотитанистым базальтам с умеренным содержанием щелочей и элементов группы железа. Они имеют обобщенный тренд океанических систем, попадая в поле внутриплитных базальтов [82].

По данным наземных магнитометрических работ, отложения амыльской свиты в целом характеризуются спокойным отрицательным магнитным полем (ΔT_a) интенсивностью 0–400 нТл. Физические свойства пород свиты обусловлены их петрографическим составом. Парасланцы являются практически немагнитными породами. Их магнитная восприимчивость не превышает 50×10^{-5} ед. СИ. Магнитные свойства ортосланцев в зависимости от содержания в них магнетита от 1–2 до 8–10% изменяются в широких пределах – от слабомагнитных до высокомагнитных – 750×10^{-5} ед. СИ. В основном ортосланцы являются магнитными и сильномагнитными породами. Метабазальты характеризуются высокими значениями магнитной восприимчивости – до 907×10^{-5} ед. СИ и являются сильномагнитными.

По плотностным свойствам породы амыльской свиты можно разделить на три группы. Первую из них составляют парасланцы с низкими значениями плотности 2,6–2,7 г/см³, ко второй относятся ортосланцы со средними значениями плотности 2,5–2,9 г/см³, третью образуют высокоплотные метабазальты – 2,8–3 г/см³.

Радиоактивность пород свиты в целом низкая. Наиболее низкие значения радиоактивности (5–7 мкР/ч) характерны для основных эффузивов, для парасланцев колебания радиоактивности составляют от 6–8 до 7–11 мкР/ч (для обуглероженных разностей).

Геохимический фон пород амьльской свиты характеризуется пониженными, по сравнению с породным кларком, содержаниями бария, хрома, никеля, кобальта, титана и слабоповышенными меди, марганца, молибдена и ниобия.

Область распространения метаморфитов амьльской свиты на АФС дешифрируется удовлетворительно и характеризуется в целом среднегорным и низкогорным массивным рельефом, глубоко расчлененным редкой сетью водотоков.

Венд-раннекембрийский возраст амьльской свиты принят по аналогии с соседними районами. Основанием для этого послужили сборы остатков мелкораквиной фауны в бассейне р. Чебежон, распространенных в переходных отложениях указанного уровня [116].

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

К этому стратиграфическому уровню отнесены вулканогенно-осадочные образования орешской толщи Куртушибинского ОП, карбонатно-терригенные отложения буйбинской свиты Центрально-Саянской СФЗ Джебашско-Амьльской СФПЗ и отложения аласугской серии карбонатно-терригенной молассовой (с элементами пирокластической) формации Хемчикско-Систигхемской СФЗ Турано-Уюкской СФПЗ, в состав которой входят иргитхемская, ончанская и чапшинская свиты.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Орешская толща (Є_{0г}) распространена исключительно в пределах Куртушибинского ОП. Вместе с коярдской и макаровской толщами ее отложения ранее описывались в составе бывшей чингинской свиты [86, 96] в качестве ее верхней осадочной части. Введена в Легенду Западно-Саянской серии листов [67] В. Д. Зальцманом и др. в 1994 г. Стратотипом выбран разрез, описанный в междуречье Ореш–Коярд [86] и по р. Чежи [108]. Подразделение является невалидным [78].

Отложения орешской толщи так же, как и породы коярдской и макаровской толщ, находятся в аллохтонном залегании и входят в состав крупных тектонических пластин, заключенных в блоках офиолитового меланжа. В виде отдельных, линейно вытянутых, изолированных друг от друга фрагментов толща тянется от верховьев р. Тихая к бассейну среднего течения р. Макаровка, обрамляя фронтальную часть Кандатского надвига и часть Саяно-Тувинского глубинного разлома. Отдельный фрагмент орешской толщи в виде небольшой надвиговой пластины расположен в бассейне среднего течения р. Коярд. Ширина тектонических пластин варьирует от 3–4 до 6–8 км, существенно расширяясь в северо-восточной части площади.

Характерными особенностями состава орешской толщи является пестрота литологического состава и широкое развитие вулканомиктовых пород. В строении толщи принимают участие преимущественно сланцы глинисто-кремнистого, кремнистого, углеродисто-кремнистого составов (иногда с прослоями кварц-хлорит-гидрохлоритовых сланцев) (40–45%), отмечаются прослой кварцитов (10–15%), метаэффузивов основного состава (метабазальтов, метаандезитов) (5–10%), их метатифов (3–5%), кремнеподобных метаалевролитов, метапесчаников и мраморизованных известняков (до 10–15%). Меньшим развитием пользуются метатифоалевролиты и метатифопесчаники (25–30%).

Нередко в крупных пластинах и блоках сохраняется первичное согласное соотношение макаровской и орешской толщ. Такие соотношения наблюдались на соседней с северо-востока территории [82]. Граница между ними условно проводится по подошве первой мощной пачки кремнистых сланцев. В остальных случаях (в том числе в пределах изученной площади) нижняя граница орешской толщи с подстилающими образованиями тектоническая. Верхняя граница характеризуется трансгрессивным налеганием отложений федоровской свиты верхнего силура.

Разрез орешской толщи имеет ритмичное трехчленное, реже двухчленное строение. Ритмичность выражается в повторяемости смены эффузивных пород вулканомиктовыми и терригенными. В одних разрезах смена вулканогенных пород осадочными резкая, в других – постепен-

ная, через переслаивание [82]. Толща сложена чередующимися пачками эффузивно-кремнисто-сланцевого, эффузивно-туфогенно-сланцевого и карбонатно-кремнисто-сланцевого составов. Пачки имеют невыдержанную мощность в разных разрезах, могут ритмично переслаиваться. При этом сохраняется грубая последовательность чередования пород снизу вверх по разрезу. Нижняя часть разреза (граница с макаровской толщей) сложена в основном кремнисто-сланцевыми образованиями, в средней части толщи в них появляются прослои метаэффузивов, в верхней части – сланцы сменяются переслаиванием карбонатно-кремнисто-сланцевых и туфогенных пород.

Стратотипический разрез, составленный по коренным обнажениям с послойным описанием пород в междуречье Ореш–Коярд ([86], Р-3), имеет следующий вид (снизу вверх).

1. Переслаивание сланцев кремнистого, глинисто-кремнистого состава серого цвета, альбит-актинолитовых сланцев (по туфам и эффузивам) грязно-зеленого и светло-серого цветов (10–50 м).....	80
2. Сланцы глинистые и глинисто-кремнистые темно-серые	30
3. Сланцы углеродисто-глинистые, кремнистые черного цвета с прослоями светло-зеленых рассланцованных metabазальтов и серых кварцитов	210
4. Переслаивание metabазальтов зеленовато-серого цвета рассланцованных с серыми кварцитами (20–50 м)	40
5. Сланцы глинистые темно-серого цвета	20
6. Переслаивание metabазальтов зеленовато-серого цвета рассланцованных с серыми кварцитами (10–20 м)	220
7. Сланцы кремнистые темно-серые с мелкой вкрапленностью пирита	10
8. Сланцы углеродисто-глинистые темно-серого цвета (по метатуфам)	20
9. Переслаивание углеродисто-глинистых, глинистых филлитовидных сланцев темно-серого до черного цвета с серыми кварцитами (10–50 м)	150
10. Metабазальты зеленовато-серые рассланцованные	30
11. Сланцы глинисто-кремнистые серого цвета	10
12. Сланцы альбит-актинолит-хлоритовые (по туфам) зеленого, зеленовато-серого цвета	170
13. Сланцы глинисто-кремнистые темно-серые	10
14. Сланцы альбит-актинолит-хлоритовые (по туфам) зеленого, зеленовато-серого цвета	60
15. Сланцы углеродисто-глинисто-кремнистые черного цвета	20
16. Metабазальты темно-зеленые	145
17. Сланцы углеродисто-глинисто-кремнистые, кремнистые темно-серого до черного цвета с прослоями серых кварцитов, актинолитовых сланцев, среднезернистых метапесчаников и метаалевролитов	150
18. Чередование глинисто-кремнистых сланцев темно-серого до черного цвета и серых массивных кварцитов (20–50 м)	90

Мощность описанного разреза составляет 1470 м.

Стратотипический разрез, вероятно, в большей степени характеризует состав и строение нижней и средней частей орешской толщи. Наиболее представительный фрагмент разреза верхней части толщи получен за счет меньшего эрозионного среза местности, на водоразделе ручьев Поспелов–Сумбаев ([96], разрез VII) (снизу вверх).

1. Сланцы глинисто-кремнистые фиолетово-серые и серые	100
2. Metабазальты лилово-серые миндалекаменные.....	60
3. Переслаивание метаалевролитов вишнево-коричневого цвета с мелкозернистыми зеленовато-серыми метатуфопесчаниками (10–40 м)	50
4. Метатуфопесчаники зеленовато-серые мелкозернистые	40
5. Metабазальты лилово-серые миндалекаменные.....	20
6. Метатуфопесчаники зеленовато-серые мелкозернистые	50
7. Metабазальты лилово-серые миндалекаменные.....	20
8. Метатуфопесчаники зеленовато-серые крупно- и грубозернистые	40
9. Метатуфопесчаники зеленовато-серые мелкозернистые	30
10. Метатуфопесчаники зеленовато-серые крупно- и грубозернистые	30
11. Метатуфопесчаники зеленовато-серые средне- и мелкозернистые	30
12. Метатуфоалевролиты вишнево-коричневые	20
13. Метатуфопесчаники зеленовато-серые, средне- и мелкозернистые с редкими тонкими прослоями темно-серых алевролитов	200–210

Мощность описанного разреза – около 700 м.

По мнению авторов, вышеописанный разрез на водоразделе ручев Поспелов–Сумбаев наращивает стратотипический разрез, и его предлагается выделить как парастратотипический для верхней третьей части разреза орешской толщи.

Мощность орешской толщи, с учетом возможного наложения разрезов, в пределах изучаемой территории составляет более 2170 м.

Фациальные изменения толщи по латерали, как и макаровской, выражены в уменьшении в северо-восточном направлении роли эффузивных и вулканомиктовых пород при одновременном увеличении доли кремнистых и углеродисто-кремнистых сланцев.

Другой отличительной особенностью толщи является повышенный метаморфизм участвующих в ее строении вулканогенных и вулканомиктовых пород вплоть до образования эпидот-хлоритовых, альбит-актинолитовых и альбитовых сланцев (спилитов), что объясняется их тектоническим положением в аккреционной призме. Наличие альбита косвенно указывает на деаортизацию основного плагиоклаза и переход базальтов в спилиты.

По петрографическому составу породы орешской толщи не отличаются от таковых пород макаровской.

Осадочные породы орешской толщи (кремнистые, углеродисто-кремнистые, глинистые, глинисто-кремнистые, углеродисто-глинистые сланцы – лидиты и филлиты) характеризуются развитием сланцеватых, полосчатых, реже плейчатых текстур. В кремнистых и глинисто-кремнистых породах повсеместно развит микрозернистый агрегат кварца, глинистые их части в большинстве случаев замещаются агрегатом серицит-хлоритового состава. Это плитчатые, обычно тонкорассланцованные (милонитизированные) породы зеленовато-серого, серого, красновато-коричневого цветов со слабым шелковистым блеском по плоскостям сланцеватости. Кремнисто-гидрослюдистые сланцы состоят из криптозернистого кварца и светлой гидрослюды. В них нередко наблюдается в разном количестве обогащение пылевидным углеродистым веществом, а в некоторых разностях – и лимонитом. Углеродистое вещество концентрируется по тонким параллельным продольным трещинкам шириной 0,05 мм.

Туфогенные породы (метатуфопесчаники и метатуфоалевролиты), как правило, в разной степени рассланцованы и метаморфизованы (до хлорито-актинолитовых сланцев). Это породы зеленовато-серого, серого цветов, массивные, преимущественно мелкозернистые полимиктовые. Сложены они обломками кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев (55–60%), полевого шпата (10–15%) и кварца (3–5%). Окатанность обломков средняя и хорошая, размер от 0,1 до 2,0 мм. Цемент базальный серицитизированный и хлоритизированный пелитовым материалом (30–60%). Пепловый материал присутствует в составе цемента (20–30%). Иногда в породах наблюдается косая слоистость, заметная даже в шлифе. В метатуфопесчаниках иногда отмечается редкая (1–3%) мелкая (0,5–1,0 мм) вкрапленность пирита.

Кварциты серого, светло-серого, иногда светлого, почти белого цвета, мелкозернистые, практически мономинеральные породы. В их составе повсеместно отмечаются хлорит, реже мусковит, биотит и углеродистое вещество.

По петрографическому составу metabазальты орешской толщи представлены плагиоклазовыми разновидностями. Это темно-зеленые, зеленовато-серые, реже лилово-серые породы с афировой, иногда порфировой структурой, миндалекаменной текстурой. Микроструктура интерсерральная – диабазовая. Во вкрапленниках преобладают авгит и плагиоклаз, реже встречается роговая обманка. Среди вторичных минералов встречаются хлорит, эпидот, актинолит, альбит, лейкоксен, карбонат. Отмечается альбитизация, эпидотизация, хлоритизация и карбонатизация плагиоклазов, серпентинизация и амфиболизация пироксенов. Местами метаэффузивы превращены в грязно-зеленые актинолитовые сланцы.

Метаандезибазальты по внешнему виду напоминают metabазальты и отличаются от них составом и структурно-тектурными особенностями, хорошо различаются по химическим параметрам.

Пирокластические образования представлены бластокристаллокластическими псефитопсаммитовыми метатуфами. Это породы зелено-серого и серо-зеленого цветов, в различной степени рассланцованные. По составу аналогичны породам, описанным в составе макаровской толщи. Тип цемента – базальный, нацело перекристаллизованный в хлорит-карбонатный мелкозернистый агрегат с чешуйками серицита и эпидота. Обломки практически не окатаны, присутствует слабая сортировка по величине. Аксессуарные минералы представлены апатитом, рутилом и турмалином.

Метаалевролиты и метапесчаники пользуются небольшим распространением среди описываемых пород толщи. Первые из них представляют собой филлитизированные вишнево-коричневые и темно-лиловые, обычно тонкорассланцованные породы. Вторые – массивные, плотные окремненные породы, обычно зеленовато-серого и коричневого цветов. Слоистость в них выражена слабо, из-за чего элементы залегания их удается определить не всегда.

Мраморизованные известняки слагают маломощные горизонты и линзы, которые могут быть протяженными либо быстро выклинивающимися. Это серые, темно-серые зеленоватые массивные кристаллические породы, практически нацело сложенные слабо перекристаллизованным кальцитовым агрегатом с размерностью зерен 0,2 мм и меньше. Нередко отмечается тонкодисперсная примесь графитистого материала и засоренность вулканогенным материалом.

Породы толщи метаморфизованы в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Метабазальты орешской толщи по щелочности относятся к калиево-натриевому типу ($K_{щ} = 2,7$), умеренноглиноземистым ($Al' = 0,73$) и по железистости – к формации железистых базальтов ($K_{ф} = 64$). В целом для базальтов Куртушибинского ОП намечается следующая закономерность: с возрастом (от древних к молодым) увеличивается железистость, уменьшается глиноземистость пород и по щелочности – натриевый тип сменяется калиево-натриевым.

По химическому составу базальтоиды толщи относятся к нормальнощелочным базальт-андезиобазальтам толеитовой серии с незначительным уклоном в трахиандезиобазальты (рис. 8). Появление в этой толще щелочных пикробазальтов может быть объяснено становлением офиолитового меланжа в Куртушибинской сутуре. Тем более что подобный уклон характерен для метаобазальтоидов макаровской толщи Уюкско-Верхнеамыльского блока Куртушибинского ОП.

На диаграмме Т. Х. Пирса (рис. 7) метаобазальты орешской толщи, так же, как коярдской и макаровской толщ, попадают в разные зоны (обстановки). Большая их часть тяготеет к океаническим абиссальным базальтам, но имеются отклонения в поле океанических островных и островных базальтов (из зон спрединга). Аналогичная ситуация складывается и на диаграмме Н. Л. Добрецова (рис. 8). Здесь базальтоиды в основном группируются в поле высокоглиноземистых базальтов андезибазальтовых серий островных дуг (ОД). В то же время часть из них отклоняется в поле платобазальтов срединно-океанических хребтов (СОХ).

В заключение характеристики базальтоидов южного блока Куртушибинского ОП (коярдская, макаровская и орешская толщи) следует отметить, что если диаграммы Т. Х. Пирса и Н. Л. Добрецова корректны, то результаты их построений для метаобазальтов Куртушибинского ОП позволяют делать однозначный вывод в том, что он представляет собой крупную сутурную зону, сложенную крупноблоковым серпентинит-полимиктовым меланжем, в котором совмещены базальты различных геодинамических обстановок (рис. 5).

Геофизическая характеристика пород орешской толщи полностью совпадает с таковой характеристикой макаровской толщи венда.

Геохимический фон пород орешской толщи характеризуется слабоповышенными содержаниями марганца, хрома, никеля, кобальта и бария.

В целом для базальтоидов коярдской, макаровской и орешской толщ характерной особенностью в распределении микроэлементов, особенно относительно габброидов иджимского комплекса, является высокое содержание Ba, Sr, повышенные содержания Co, Mn, Ni, P, Sn, Ni, V, Mg, Fe, Cu и практически полное отсутствие As, B, Be, Bi, Cd, La, Li, Mo, Nb, Sb, Sn, W.

На АФС эффузивы орешской толщи отличаются густым серым ровным фототонном, густой тонкой штриховкой северо-восточного простирания, согласно направлению надвиговых зон. В пределах распространения пород орешской толщи отчетливо дешифрируются кольцевые и дуговые элементы структур центрального типа, связанных, вероятно, с палеовулканическими постройками. Структурные линии, обозначающие границы распространения толщи, дешифрируются в северо-восточной части площади.

Для орешской толщи, как и для макаровской, характерно широкое развитие гидротермально-метасоматических изменений. К ней потенциально приурочены перспективные объекты золоторудной малосульфидной формации и пункты минерализации меди и молибдена.

Возраст орешской толщи, как раннекембрийский, обосновывается комплексом нижнекембрийских водорослей, собранных в пределах изучаемой площади. В известняках по правому борту в среднем течении р. Коярд определены водоросли: *Renalcis granosus* Volog., *R. ex gr. cibus* Kor., *R. ex gr. polymorphus* Masl., *R. ex gr. furcatum* Kor., *Chabakovia* sp., *Epiphyton furcatum* Kor. [86]. В тонкополосчатых глинисто-кремнистых сланцах в правом борту в среднем течении р. Макаровка определены остатки раковин и водоросли *Gleocopsella* cf. *gincingeri* Posp. [96].

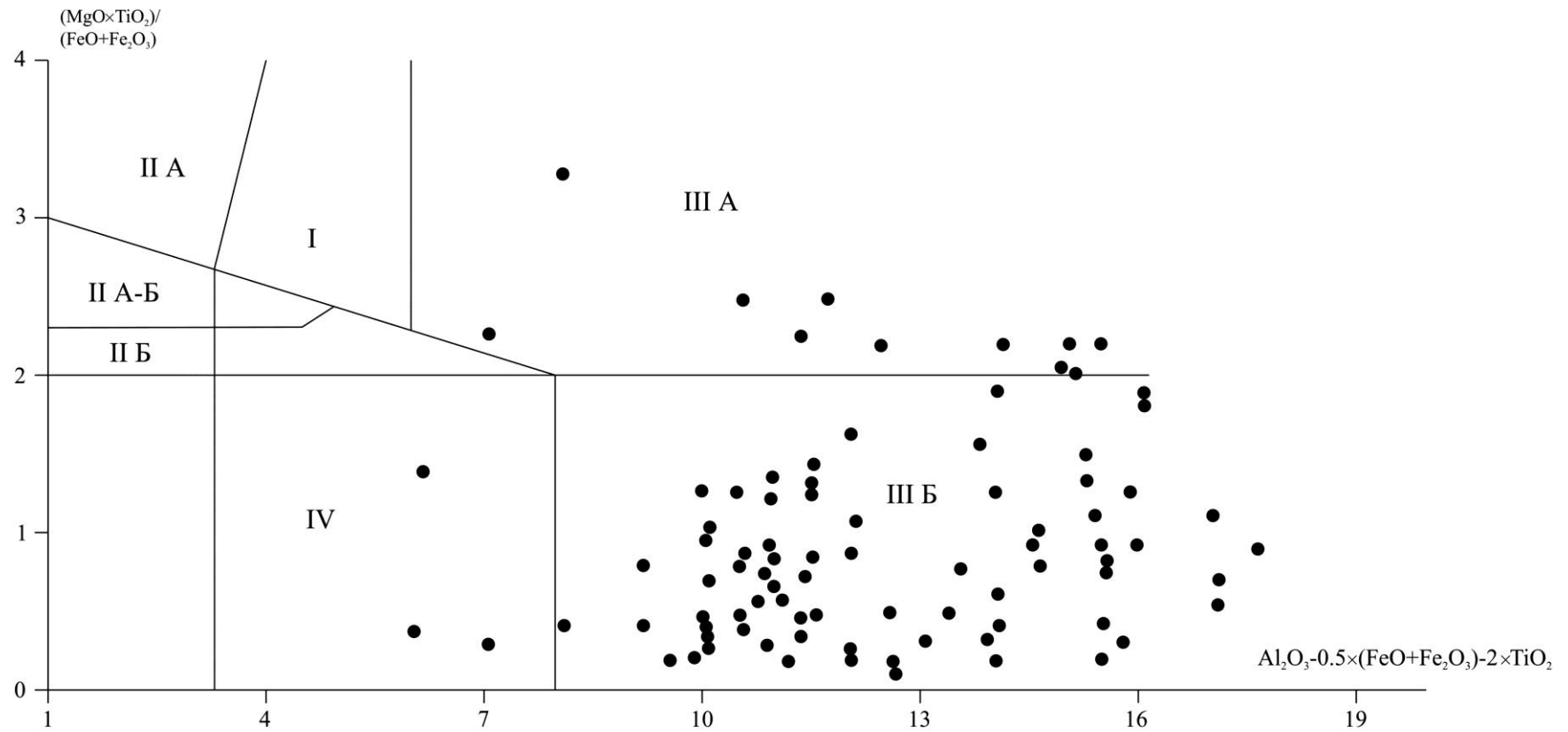


Рис. 8. Распределение фигуративных точек базальтоидов куртушибинской офиолитовой ассоциации по типам и обстановкам их формирования макаровского сегмента Куртушибинского ОП на диаграмме Н. Л. Добрецова.

Поля базальтоидов: I океанических; II А – оливиновых щелочных; II Б – оливиновых щелочных; II А-Б – промежуточных базальтов рифтовых зон; III А – плагиобазальтов СОХ; III Б – высокоглиноземистых базальтов, андезитобазальтовых серий островных дуг; IV – континентальных толеитов.

Буйбинская свита ($\mathcal{C}_1?bb$) выделена В. Д. Зальцманом и др. в 1994 г. Ранее описывалась в составе ишкинской и иньсукской свит позднего кембрия и ордовика соответственно [118]. Стратотипом является разрез по р. Ниж. Буйба. Рассматривается в качестве условно валидного подразделения [78].

Буйбинская свита имеет ограниченное распространение в северо-западной части площади листа. Она слагает крупный водораздельный хребет от истоков р. Араданка до верховьев р. Таловка, от северной и западной рамок листа к верховьям рек Иосифовка и Нистафоровка. Несколько условно, в связи с сильными приконтактовыми изменениями к образованиям буйбинской свиты отнесены отложения, выходящие на поверхность в левом борту р. Красная, прорванные породами большепорожского гранитоидного комплекса.

В составе свиты принимают участие метапесчаники, метаалевролиты, метаалевропесчаники (часто сланцеватые) и сланцы зеленовато-серых и лиловато-серых цветов, в чередовании которых отсутствует какая-либо закономерность. Сланцы серицит-кварцевого, кварц-серицит-хлоритового, эпидот-кварц-хлоритового, серицит-хлоритового состава, часто филлитизированные (иногда превращенные в филлиты) имеют очень незначительные по простиранию размеры и, как правило, резко выклиниваются. Первичная слоистость пород в основном затухает наложением гофрировки, плейчатости, поперечной сланцеватости, жилами кварца всевозможной ориентировки. Породы толщи метаморфизованы в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Соотношения буйбинской свиты с подстилающими отложениями на площади работ не установлены. Верхняя граница свиты характеризуется трансгрессивным налеганием эффузивов кужебазинской серии нижнего девона.

Свита подразделяется на две подсвиты, слагающие узкие синклинали, иногда опрокинутые, складки, осложненные складками более высоких порядков.

Нижнебуйбинская подсвита ($\mathcal{C}_1?bb_1$) наибольшим распространением пользуется в бассейнах рек Таловка и Нистафоровка.

Отложения нижнебуйбинской подсвиты характеризуются присутствием лиловых песчаников и сланцев наряду с зелеными и зеленовато-серыми породами. Это является их главным отличием от отложений верхнебуйбинской подсвиты.

В нижней части разреза подсвиты преобладают сланцеватые песчаники и сланцы преимущественно кварц-хлорит-карбонатного и серицит-хлоритового составов, зеленоватых тонов, а лиловые гематитсодержащие сланцы занимают резко подчиненное положение (правобережье р. Таловка). Выше по разрезу роль лиловых сланцев значительно возрастает, наряду с ними появляются редкие тонкие прослои песчаников того же цвета. Среди песчаников преобладают мелкозернистые и среднезернистые разновидности. Крупнозернистые разновидности образуют тонкие прослои. Метагравелиты вообще не характерны и встречаются как исключение в левобережье руч. Калаш. Мощность подсвиты составляет 800–1300 м [118].

Кровля последнего горизонта лиловых сланцев и песчаников является границей нижне- и верхнебуйбинской подсвит. При этом сам горизонт является маркирующим для свиты в целом.

Фрагмент разреза нижнебуйбинской подсвиты, составленный в ходе маршрута по коренным обнажениям в левом борту в среднем течении р. Таловка (т.н. 24638–24641, 2014), имеет следующий вид (снизу вверх).

1. Незакономерное переслаивание сланцев кварц-серицит-хлоритового состава зеленовато-серого цвета слабоплойчатых с метагравелитами, метаалевролитами зеленого цвета	110
2. Метапесчаники зеленовато-серые тонкозернистые, рассланцованные	210
3. Сланцы серицит-хлорит-кварцевые ярко-зеленого цвета с прослоями серицитовых лилово-серых сланцев	50
4. Метапесчаники зеленовато-серые тонкозернистые, рассланцованные	120
5. Сланцы серицитовые лиловые, лиловато-серые с подчиненными маломощными прослоями (до нескольких метров) зеленовато-серых серицит-кварц-хлоритовых сланцев	220

Мощность по разрезу – 710 м.

Верхнебуйбинская подсвита ($\mathcal{C}_1?bb_2$) слагает широкие поля (шириной более 15 км) в бассейнах рек Араданка и Мал. Казыр-Суг.

Для подсвиты характерно крайнее однообразие состава. Практически на 98 % она сложена зеленовато-серыми сланцеватыми метапесчаниками. Изредка монотонность пород нарушается присутствием тонких прослоев и линз зеленовато-серых и серых сланцев. Иногда в метапесча-

никах наблюдаются «червеобразные» пустоты – результат выщелачивания кальцита из песчаников. Песчаники слабо дислоцированы. В сланцах отмечается слабая пльчатость и очень редко гофрировка.

Нормальный стратиграфический контакт двух подсвит устанавливается в разрезе по левому борту р. Таловка в ее среднем течении (т.н. 24638–24641, 2014). Здесь на лиловых, лиловато-серых серицитовых сланцах согласно залегают (снизу вверх).

1. Метапесчаники темные зеленовато-серые мелко- среднезернистые сланцеватые с тонкоплитчатой отдельностью	880
2. Метапесчаники зеленовато-серого цвета, мелкозернистые сланцеватые с прослоями серицит-кварцевых обуглероженных сланцев серого цвета, филлитизированных мощностью до 20 м	250

Мощность верхней подсвиты по разрезу – 1130 м.

По петрографическому составу и текстурно-структурным особенностям сланцы и метапесчаники нижебуйбинской существенно не отличаются от таковых верхнебуйбинской подсвиты.

Метапесчаники зеленые, серо-зеленые, зеленовато-серые массивные представлены мелко-, средне-, реже крупнозернистыми разностями со сланцеватой текстурой. Микроструктура бластопсаммитовая и бластоалевропсаммитовая. Кластический материал составляет до 40–70 % общего объема породы. Обломки представлены кварцем, полевым шпатом, плагиоклазом, микрокварцитами, кальцитом, рудными минералами. Форма обломков угловатая и полуокатанная, размеры обычно 0,1–0,3 мм. Цемент порово-базальный, по нему развиваются кальцит, хлорит, серицит, реже эпидот. Удлиненные обломки и листовые минералы располагаются параллельно и образуют сланцеватую текстуру.

Среди сланцев имеют распространение сланцеватые метаалевролиты и метаалевропесчаники. Они состоят из мелких зерен кварца, серицита, хлорита и отличаются от метапесчаников только более тонкозернистой алевритовой и алевропсаммитовой структурой.

Метагравелиты имеют серую, зеленовато- или лиловато-серую окраску. Текстура линзовидно-сланцевая, структура бластопсефитовая. Кластический материал (до 45 %) представлен обломками изометричной и неправильной формы размером 0,4–5,0 мм, редко до 10 мм, ориентированными по сланцеватости. Состав обломков (%): кварц (40–50), альбит (10–20), микрокварциты (20–25), эффузивы основного состава (2–5). Цемент преимущественно базальный, реже поровый. Состав: серицит-хлорит-кварцевый, эпидот-кварцевый, серицит-эпидот-кварцевый, альбит-кварц-хлоритовый. Среди аксессуарных минералов присутствуют апатит, рутил и ортит.

Сланцы серицит-кварцевые, хлорит-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые имеют серую и зеленовато-серую окраску, микролепидогранобластовую и бластопелитовую структуру, тонкополосчатую и сланцеватую текстуру. Они сложены агрегатами зерен кварца (50–80 %), чешуек серицита (5–20 %), хлорита (3–15 %) с примесью апатита, гематита, магнетита. Присутствие тонкодисперсного гематита (до 20 %) придает им лиловую окраску. Среди песчаников и сланцев отмечается довольно частая эпидотизация.

Над отложениями буйбинской свиты фиксируется спокойное отрицательное магнитное поле со значениями $(\Delta T)_a$ 50–300 нТл, не отличающееся от такового, присущего породам джебашской серии. Повышение магнитного поля в среднем течении р. Таловка (район руч. Килейный) может быть объяснено лишь наличием глубинного объекта, по всей вероятности, интрузивного тела, не вскрытого эрозией. В результате определения физических свойств образцов установлено, что породы описываемой свиты практически немагнитны. Они характеризуются низкими значениями магнитной восприимчивости ($15\text{--}48 \times 10^{-5}$ ед. СИ) и остаточной намагниченностью ($3\text{--}10 \times 10^{-3}$ А/м).

Плотностные свойства пород свиты характеризуются низкими и средними значениями плотности (2,55–2,7 г/см³). Радиоактивность пород варьирует в пределах 9–12 мкР/ч.

Результаты обработки данных спектрального анализа сколковых проб, отобранных из отложений буйбинской свиты, позволяют отметить отсутствие каких-либо характерных для свиты элементов. Большинство определяемых элементов присутствует в фоновых количествах.

На АФС хорошо дешифрируется область распространения сланцевых толщ, так как они наиболее хорошо обнажены. Для областей развития пород буйбинской свиты характерен кру-

тосклонный, резко расчлененный рельеф. В рельефе улавливается своеобразная полосчатость, создаваемая слоистостью пород.

Органические остатки в отложениях буйбинской свиты в пределах изученной площади не обнаружены. Возраст свиты, как раннекембрийский, обосновывается комплексом нижнекембрийских водорослей и микрофитоцитов, собранных за пределами изучаемой площади в верховьях Красной речки (восточное окончание хр. Араданский) [67]. В Краснореченской линзе известняков определены водоросли: *Shanganella grande* Vol., *Sh. Tuvaica* Vol. и др. и микрофитоциты: *Osagia caudata* Korol., *O. Delicate* Yaksch., *Vesicularites callosus* Yaksch., *Vermiculites angularis* Reithl., *Volvatella zonalis* Nar. (определения В. А. Шипицина) и др. [67].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Аласугская серия

Аласугская серия выделена В. А. Благодоровым в 1959 г. в ранге свиты на северо-востоке Тувы в бассейне р. Ала-Суг, правого притока р. Систиг-Хем. В ранг серии с трехчленным строением разреза отложения переведены при крупномасштабной геологической съемке в бассейне р. Систиг-Хем [55]. В составе серии были выделены три самостоятельные свиты: иргитхемская, ончанская и чапшинская. В основу выделения первых двух положена крупность обломочного материала: иргитхемская свита – грубообломочная, ончанская свита – тонкообломочная. Перекрывающая их чапшинская свита характеризуется ритмичным строением разреза. Все подразделения являются валидными [55].

Аласугская серия протягивается широкой полосой (4–10 км) вдоль юго-восточного склона Куртушибинского хребта с юго-запада на северо-восток. Ими выполнена крупная тектоническая структура – Аласугский прогиб, сложенная карбонатно-терригенными молассовыми и отчасти пирокластическими образованиями преддуговых прогибов активной окраины.

Породы аласугской серии расланцованы и подвержены слабому региональному метаморфизму зеленосланцевой фации, который выражается в замещении глинистого цемента пород хлоритом, серицитом, эпидотом. Обломочная структура, первичный состав обломков, слоистость сохраняются. Свиты в составе аласугской серии отличаются сильным и практически повсеместным изоклинальным залеганием, о чем свидетельствует частая смена падения пород с юго-востока на северо-запад и наоборот (в пределах 10–100 м). Породы расланцованы, трещиноваты, зачастую интенсивно разбиты жилами от 1–2 мм до 3–5 см белого молочного кварца.

Иргитхемская свита (\mathcal{E}_{2ir}) выделена из состава аласугской свиты В. Н. Чучко в 1967 г. [55]. Стратотип расположен в бассейне верхнего течения р. Иргит-Хем (левый приток р. Систиг-Хем) за пределами площади работ.

Отложения свиты слагают крылья крупных синклинальных складок, в том числе Шевелигской (9) и Верхнечинжашской (10). В первом случае свита закартирована в северо-восточном обрамлении Саяно-Тувинского разлома от верховьев р. Омул на юго-запад до бассейна руч. Кышныл на востоке. Здесь свита находится в автохтонном залегании. С северо-запада на нее надвинуты вулканогенно-кремнистые породы орешковской толщи Куртушибинского ОП. Во втором случае свита картируется в составе паравтохтонной пластины. Она занимает водораздел р. Терешкина и руч. Саксонак и прослеживается далее на северо-восток в долине р. Тарлаг и верховьях р. Синтерба.

Свита имеет существенно терригенный состав. В основном она представлена кварц-полевошпатовыми, реже кварцевыми метапесчаниками (50–75%), в том числе мелко- и мелко-среднезернистыми (20–55%), грубозернистыми (5–15%) и граувакковыми разностями (до 5%). Подчиненным развитием пользуются метаконгломераты (10–15%) от гравийных до мелко-, крупногалечных с линзами и маломощными прослоями (первые десятки метров) металевролитов, металевропесчаников, мраморизованных известняков и кремнистых сланцев. На долю последних трех приходится 2–4% общего объема пород свиты. Породы зеленовато-серого, серовато-зеленого, лиловато-зеленого цветов с характерной горизонтальной слоистостью, реже встречаются косослоистые разности. Между конгломератами, гравелитами и песчаниками, как правило, наблюдается постепенный переход за счет увеличения примеси гравийного материала и «плавающей» гальки в песчаниках. Настоящими работами в шлифах

установлено наличие примеси пеплового материала в метапесчаниках (содержание 2–3 %) (шлифы 836402–836404).

Основание иргитхемской свиты в пределах Хемчикско-Систигхемской СФЗ не установлено. С рифей-венд-нижнекембрийскими отложениями Куртушибинского ОП свита имеет тектонический (надвиговый) контакт. Верхняя граница характеризуется согласными соотношениями с ней отложений ончанской свиты.

Фрагмент разреза свиты, составленный в верховье р. Туран ([86], Р-1) имеет следующий вид (снизу вверх).

1. Метаконгломераты зеленовато-серые среднегалечные, брекчиевидные	50
2. Метапесчаники зеленовато-серые крупнозернистые, полимиктового состава, брекчиевидные	132
3. Метапесчаники зеленовато-серые среднезернистые, полимиктового состава	205
4. Переслаивание мелко- и среднезернистых метапесчаников	54
5. Метапесчаники серовато-зеленые среднезернистые косослоистые, полимиктового состава, с прослоями мелкогалечных конгломератов	145
6. Переслаивание зеленовато-серых средне- и крупнозернистых полимиктовых метапесчаников	380
7. Метапесчаники зеленовато-серые среднезернистые, полимиктового состава, рассланцованные	94

Мощность свиты по разрезу составляет 1060 м.

Учитывая строение стратотипического разреза свиты [54], предполагается, что нижняя часть разреза свиты на изученной площади представлена также грубозернистым материалом – метапесчаниками и метаконгломератами. В верхней части разреза в виде прослоев и пачек (мощность не более 150 м) преобладает, как правило, тонкозернистый мелкообломочный материал (метаалевролиты, метаалевропесчаники, пелитоморфные известняки). Таким строением характеризуется разрез, составленный на водоразделе рек Тёплая–Терешкина ([96], разрез XII) (снизу вверх).

1. Метаконгломераты зеленовато-серые мелко-, среднегалечные с галькой кварцитов	более 360
2. Метапесчаники кварцевые средне-, крупнозернистые с плавающей галькой кварцитов	40
3. Метапесчаники зеленовато-серые мелкозернистые на глинисто-карбонатном цементе	80
4. Метаалевролиты темные и зеленовато-серые	40
5. Метапесчаники зеленовато-серые мелкозернистые	170
6. Метаалевролиты зеленовато-серые	40
7. Метаалевролиты лилово-коричневые и зеленовато-лилово-коричневые	50
8. Метаконгломераты кварцевые зеленовато-серые	20
9. Метапесчаники зеленовато-серые мелкозернистые	15
10. Метаалевролиты зеленовато-серые	70
11. Метапесчаники зеленовато-серые мелкозернистые	более 40

Мощность описанного разреза – более 900 м. Исходя из особенностей строения разреза, мощность иргитхемской свиты в пределах изученной площади составляет менее 1500 м.

Прослой (или линза) известняков иргитхемской свиты мощностью 30–40 м картируется в верховьях руч. Осинový ([96], разрез XVI).

В целом фациальный профиль свиты существенных изменений по латерали не испытывает. Однако отложения, картируемые полосой в верховьях р. Омул и руч. Кышныл, характеризуются неполным строением разреза и отсутствием верхней тонкозернистой его части.

В связи с однообразием породного состава иргитхемской, ончанской и чапшинской свит, характеристика слагающих их пород приведена ниже в сводном описании пород аласугской серии.

Возраст иргитхемской свиты устанавливается по аналогии с другими районами, где собрана фауна трилобитов *Amgaspis* sp., *Olenoides* sp., *Tankhella* sp. (определения Н. Е. Чернышевой), типичная для амгинского яруса среднего кембрия [110].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Ончанская свита (Є_{2-3on}) выделена из состава аласугской свиты В. Н. Чучко в 1967 г. [55]. Стратотип расположен в левобережье нижнего течения р. Ончан за пределами площади работ.

Свита наряду с иргитхемской слагает крылья крупных синклинальных складок, в том числе Шувелигской (9) и Верхнечинжашской (10). На юго-западе в бассейне руч. Саксонак отложения свиты слагают поле (3–6 км) практически субширотного простирания (от южной, юго-западной рамки листа до бассейна среднего течения р. Тарлаг) общей площадью около 100 км². В плане свита протягивается непрерывной узкой полосой шириной 2–5 км от северо-восточной рамки листа до верховьев р. Макаровка, смещаясь по крупному разлому северо-западного простирания в бассейне р. Омул. Здесь свита находится в аллохтонном залегании и по крупному Аласугскому надвигу перекрывает отложения малиновской серии ордовика.

Свита характеризуется преимущественно тонкообломочным и известковистым составом. Незначительно преобладают метапесчаники (55–60%), в том числе мелко- и мелко-среднезернистые (35–40%), тонкозернистые (15–20%) разности с единичными прослоями крупнозернистых пород мощностью 20–40 м (3–5%). Остальную часть разреза слагают тонкозернистые метаалевролиты (25–30%) и филлиты (глинистые сланцы) – 10–15%. Для свиты в целом характерно тонкое переслаивание мелкозернистых метапесчаников и метаалевролитов. Окраска пород зеленовато-серая, серая с зеленоватым оттенком, реже зеленая. Петрографическими исследованиями установлено, что в строении свиты, наряду с метатерригенными осадочными породами, принимают участие метаэффузивы (метадациты) (шлифы 230031, 230034, 230036, 230037, 230039, 230010; 23010–230102; 240062) и их метатифы (шлифы 230061, 24030, 241313, 24140, 24144). В составе большинства проанализированных метапесчаников обнаружен пепловый материал (содержание 2–3%). В общем объеме свиты вулканогенные породы составляют примерно 5–10%. Для пород ончанской свиты весьма характерна постоянная, хотя и неравномерная (от 5 до 15%), вкрапленность окисленного пирита размером от 1–2 до 10 мм, содержание которого заметно увеличивается в тонкообломочных разностях.

Соотношения с подстилающей иргитхемской свитой являются согласными. Нижняя граница проводится по смене мощных пачек грубозернистых пород, насыщенных кремнистыми сланцами и мраморизованными известняками, тонкозернистыми метапесчаниками или по появлению в разрезе филлитов (глинистых сланцев). Сверху на свиту согласно ложится перекрывающая ее чапшинская свита.

Некоторые предшественники описывали свиту как ритмичнослоистую, выделяли в ней ритмы, которые отличались друг от друга (снизу вверх) крупностью обломочного материала: от средне- крупнозернистых к тонкозернистым породам [96].

Сводный разрез фрагмента свиты, составленный по коренным обнажениям с послойным описанием пород, выглядит следующим образом (снизу вверх) (разрезы пройдены севернее пос. Тарлаг – т.н. 24131–24135; 84531–84533).

1. Тонкое переслаивание темных зеленовато-серых полимиктовых и зеленых тонко- и мелкозернистых метапесчаников с метаалевролитами салатого цвета	165
2. Метапесчаники тонкозернистые светлые и зеленовато-серые тонкоплитчатые, сильно рассланцованные	30
3. Переслаивание мелкозернистых со средне-, грубозернистыми метапесчаниками зеленовато-серого, почти белого цвета, сильно известковистыми. Породы полимиктового состава сильно рассланцованы. Отмечается сильное кварцевое прожилкование, мощность жил 1–2 мм	80
4. Тонкое переслаивание метатифов дацита, мелкозернистых карбонатизированных, светлого зеленовато-серого цвета, с метаалевролитами светлого салатого цвета	45
5. Метапесчаники мелкозернистые, полимиктового состава, грязного зеленовато-серого цвета с хорошей окатанностью зерен. Породы массивные, плитчатые, слаборассланцованные. В них отмечаются пустоты кубической формы 2 × 2 мм (выщелоченный пирит)	35
6. Задерновано	20
7. Метапесчаники тонкозернистые темные зеленовато-серые, полимиктового состава, сильно рассланцованные	60
8. Метаалевролиты темно-зеленые тонкорассланцованные	30
9. Метапесчаники тонкозернистые, полимиктового состава, грязного зеленовато-серого цвета сильно рассланцованные	45
10. Метапесчаники мелко-, среднезернистые полимиктовые, темно-зеленого цвета, с пустотами выщелачивания кубического пирита 2–3 × 2–3 мм	110
11. Метапесчаники мелко-, среднезернистые зеленовато-серые, полимиктового состава	90
12. Задерновано	45
13. Метапесчаники тонкозернистые темные, зеленовато-серые полимиктового состава, сильно рассланцованные	20

14. Переслаивание тонко-, мелко- и среднезернистых метапесчаников темно-зеленого цвета, сильно рассланцованных, преимущественно полимиктового состава, интенсивно разбитых прожилками молочно-белого кварца мощностью 1–2 мм с прослоями сильно рассланцованных филлитизированных метаалевролитов (глинистых сланцев). В песчаниках повсеместно присутствует пепловый материал..... 525

Мощность описанного разреза – 1300 м.

В разрезах северо-восточной части площади, в верховьях р. Туран значительно увеличивается роль филлитов (глинистых сланцев). Это объясняется скорее всего тем, что сланцы по сути представляют собой сильно хлоритизированные метаалевролиты, превращенные в результате регионального зеленосланцевого метаморфизма в филлиты, исходной породой которых предшественники называли глинистый сланец [86].

Изменения фациального профиля по латерали выражаются в увеличении доли грубообломочных пород в верхней части разреза свиты в северо-восточном направлении.

В связи с однообразием породного состава иргитхемской, ончанской и чапшинской свит характеристика слагающих их пород приведена ниже в сводном описании пород аласугской серии.

Нижний возрастной предел (средний кембрий) ончанской свиты принят условно на основании ее согласного залегания на фаунистически охарактеризованных отложениях иргитхемской свиты амгинского яруса среднего кембрия. Позднекембрийский возраст охарактеризован находками трилобитов *Jurakia* sp. nov., *Onchonotellus* sp. сакского яруса в верхах ончанской свиты в стратотипе аласугской серии в бассейне р. Систиг-Хем [110]. По совокупности данных, возраст свиты устанавливается как средний–поздний кембрий.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Чапшинская свита (Є₃?ср) выделена из состава аласугской свиты В. Н. Чучко в 1967 г. [55]. Стратотип расположен в междуречье верхнего течения рек Ончан и Чапша за пределами площади работ.

Свита слагает ядра Шевелигской (9) и Верхнечинжашской (10) синклиналей. В северо-восточной части площади листа свита протягивается узкой полосой (2–4 км) от восточной рамки листа до перевала Нолевка, смещаясь в районе пос. Шивилиг по крупному, оперяющему разлому северо-западного простирания. Здесь свита находится в аллохтонном залегании и по крупному Аласугскому надвигу перекрывает отложения малиновской серии ордовика. В ядре Верхнечинжашской синклинали свита слагает широкий водораздельный для рек Узюп–Тарлаг хребет (вершина Куртушибинского хребта), с севера перекрывается интрузивными образованиями иджимского комплекса по крупному Саяно-Тувинскому разлому. Общая площадь закартированной здесь свиты составляет примерно 90 км². Несколько условно к чапшинской свите относят отложения, закартированные предшественниками в юго-западной части территории листа на водоразделе ручьев Гагуль–Саксонак.

В строении свиты принимают участие ритмично переслаивающиеся метапесчаники зеленовато-серые, зеленые, реже серые, мелко- и мелко-среднезернистые (50–55 %) с единичными прослоями крупнозернистых разностей мощностью до 20 м (1–3 %), метаалевролиты и метаалевропесчаники (35–40 %) с подчиненными прослоями мелко-, среднегалечных метаконгломератов (5–10 %) и единичными линзами и прослоями светло-серых пелитоморфных метаизвестняков (менее 1 %). В единичных пробах метапесчаников свиты установлено очень низкое содержание пеплового материала (1–2 %). Для пород свиты характерна редкая вкрапленность окисленного пирита размером от 1–2 до 3–5 мм и грубая слоистость.

Отложения свиты согласно залегают на породах ончанской свиты. Граница между ними проводится по появлению в разрезе метаконгломератов или по смене метаалевролитов мощной толщей более грубозернистых пород. Верхняя граница характеризуется трансгрессивным залеганием на ней отложений борлугской свиты.

Свита имеет ритмичное трехчленное строение. Первый элемент ритма представлен обычно мелкогалечными метаконгломератами или средне-, крупнозернистыми метапесчаниками. Второй сложен средне-мелкозернистыми и мелкозернистыми песчаниками. Третий элемент ритма имеет тонкозернистое алевролитовое строение. В основании ритма иногда удается установить следы размыва с «плавающей» галькой нижнего элемента ритма.

Сводный разрез свиты можно составить путем наращивания разреза, составленного в верховьях руч. Осиновый и на водоразделе ручьев Жут и Сатпый [96]. В первом случае отложения свиты характеризуются большим эрозионным срезом. Таким образом, сводный фрагмент разреза чапшинской свиты, составленный по коренным обнажениям [96], (разрез XVI, X) выглядит следующим образом (снизу вверх).

1. Метапесчаники среднезернистые зеленовато-серые с линзовидными прослоями конгломератов полимиктовых (в составе гальки гранодиориты, гранит-порфиры, порфиновые андезибазальты).....	40
2. Метапесчаники зеленовато-серые мелкозернистые	50
3. Метаалевропесчаники зеленовато-серые	40
4. Метапесчаники зеленовато-серые мелко-, среднезернистые.....	150–170
5. Переслаивание светлых зеленовато-серых известковистых и темных зеленовато-серых обуглероженных метаалевролитов с прослоями 10–15 м светло-серых, почти белых пелитоморфных известняков	120–130
6. Метаалевролиты темно-зеленые филлитовидные	110
7. Метаалевролиты углеродистые темные, зеленовато-серые	20
8. Метаалевролиты темно-зеленые филлитовидные	30
9. Метаконгломераты зеленовато-серые полимиктовые	20
10. Переслаивание светлых зеленовато-серых филлитовидных и темных, зеленовато-серых обуглероженных метаалевролитов	160
11. Метаконгломераты зеленовато-серые мелко-, среднегалечные полимиктовые	20
12. Метапесчаники зеленовато-серые крупнозернистые	20
13. Метаалевролиты темно-зеленые и серые	20
13. Метапесчаники зеленовато-серые мелкозернистые	20
14. Метапесчаники зеленовато-серые крупнозернистые	20
15. Метапесчаники зеленовато-серые мелкозернистые с прослоями мощностью 10–20 м зеленовато-серых среднезернистых песчаников	730
16. Метаалевропесчаники и метаалевролиты зеленовато-серые с мелкой вкрапленностью лимонитизированного пирита	180
17. Метапесчаники зеленовато-серые мелкозернистые	90
18. Метаалевропесчаники и метаалевролиты зеленовато-серые с мелкой вкрапленностью лимонитизированного пирита	180
20. Метапесчаники зеленовато-серые мелкозернистые	20

Общая мощность описанного разреза – 2000 м.

В пределах площади фациальный профиль свиты существенных изменений по латерали не испытывает.

По составу и структурно-текстурным особенностям породы, входящие в состав аласугской серии подразделений, существенных отличий не имеют.

Метапесчаники под микроскопом характеризуются сланцеватыми, реже массивными текстурами, псаммитовыми, бластопсаммитовыми структурами. По составу значительно преобладают полимиктовые породы, реже встречаются кварцевые и кварц-полевошпатовые разности. Обломки (30–70%) в них плохо или полуокатаны, представлены кварцем, полевыми шпатами, кварцитами, кислыми и основными эффузивами. Цемент кварц-полевошпатовый, кремнисто-серицитовый, кремнисто-биотит-хлоритовый с примесью эпидота и карбоната, реже глинистый, глинисто-карбонатный и глинисто-кремнистый. Тип цемента базальный, реже поровый.

Метаалевропесчаники по составу и структурно-текстурным особенностям полностью соответствуют метапесчаникам и характеризуются наличием как псаммитовых, так и алевролитовых структур.

Метаалевролиты имеют бластоалевровитовую, лепидогранобластовую структуру и сланцеватую, обусловленную ориентировкой листочков хлорита, текстуру. По составу и типу цемента аналогичны вышеописанным метапесчаникам.

Метаконгломераты содержат гальку (1–15 см) кварцитов, эффузивов и туфов среднего, кислого составов, редко гранитоидов. Галька (60–80%) в большинстве случаев плохо окатана, чаще угловатой формы. В наиболее тектонически напряженных зонах галька характеризуется «сплюснутой» овальной и вытянутой формой. Цемент песчаный разной размерности, иногда базальный, бывает известковистый, по составу аналогичен цементу метапесчаников.

Филлиты (глинистые сланцы филлитизированные) представляют собой тонкоплитчатые породы с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. Они состоят из глинистого(?) ма-

териала, на 80 % замещенного хлоритом и характеризуются пелитовыми, реже алевроитовыми структурами.

Метадациты порфиновые обладают порфировой, гломеропорфировой структурой основной массы, массивной и сланцеватой текстурой (устанавливается по ориентировке зерен хлорита). Гломеропорфировая структура характеризуется наличием крупных кристаллов кислого плагиоклаза (и их сростков) и мелкозернистой основной ткани. Вкрапленники (25–30 %) представлены кислым плагиоклазом (Ap_{18-20}) с характерной для них призматической, таблитчатой, реже неправильной формой. Основная масса (75–80 %) сложена кварцем, альбитом и вторичными – серицитом, хлоритом и карбонатами.

Метатуфы дацитов представляют собой темные и светлые зеленовато-серые породы, внешне похожие на разномасштабные метапесчаники. Под микроскопом порода имеет сланцеватую, параллельную текстуру, псаммитовую, гетерозернистую или гетеробластовую структуру. В составе обломков присутствуют кварц, альбит. Некоторые из них сохраняются иногда только в виде реликтов. Цемент хлорит-серицитовый.

Мраморизованные известняки представляют собой мелкозернистые массивные породы зеленовато-серого цвета.

Отложения аласугской серии в целом характеризуются спокойным отрицательным магнитным полем интенсивностью 200–500 нТл. Терригенные породы относятся к немагнитным. Замеры их магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности составляют соответственно $7-4 \times 10^{-6}$ ед. СИ и $1-4 \times 10^{-3}$ А/м. Разности, в которых присутствует пепловый материал, характеризуются чуть большими значениями данных параметров (в пределах 2–3 единиц). Эффузивы кислого состава также являются немагнитными, но обладают более высокими и очень неоднородными параметрами, соответственно $800-1200 \times 10^{-6}$ ед. СИ и $200-2000^{-3}$ А/м. Плотность пород колеблется от 2,55 до 2,9 г/см³. Радиоактивность пород варьирует в пределах 9–11 мкР/ч.

Результаты спектрального анализа указывают на однообразный состав элементов-примесей во всех трех свитах аласугской серии. Геохимический фон пород серии характеризуется повышенными, по сравнению с породным кларком, содержаниями цинка, ванадия, фосфора и хрома. Медь, марганец, молибден, кобальт, никель, бериллий, свинец содержатся в количествах, соответствующих фоновым. Остальные элементы содержатся в низких количествах или за пределами порога их обнаружения.

На АФС породы серии не дешифрируются из-за сплошной залесенности территории.

В зонах повышенной трещиноватости, приграничных к Саяно-Тувинскому надвигу, в отложениях серии широко развиты гидротермально-метасоматические изменения. К ним приурочены пункты минерализации золота, серебра и меди.

Для орешковской толщи, как и для макаровской, характерно широкое развитие гидротермально-метасоматических изменений. К ней потенциально приурочены перспективные объекты золоторудной малосульфидной формации и пункты минерализации меди и молибдена.

Возраст свиты, как поздний кембрий, определяется условно и принимается согласно серийной легенде [78]. Основанием для этого служит ее положение между фаунистически охарактеризованными отложениями ончанской свиты (верхи среднего–нижняя половина верхнего кембрия) и малиновской серии (нижний–верхний ордовик). По данным В. В. Беззубцева [20], галька конгломератов чапшинской свиты содержит археоциаты и трилобиты нижнего–среднего кембрия, тоналиты, гранодиориты и плагиограниты таннуольского комплекса среднего кембрия, эффузивы различного состава. Это, по его мнению, исключает позднекембрийский возраст свиты, принятый в серийной легенде.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

К этому стратиграфическому уровню отнесены отложения малиновской серии карбонатно-терригенной формации, в составе борлугской, тарлыкской и тамзарынской свит Турано-Уюкской СФПЗ Хемчикско-Систигхемской СФЗ.

Малиновская серия в ранге свиты впервые выделена и описана Я. С. Зубриллиным в 1959 г. в окрестностях пос. Малиновка [48]. По литологическому составу и окраске пород она была расчленена на три подсвиты: нижнюю – существенно красноцветную грубообломочную, среднюю – сероцветную карбонатно-терригенную, тонкообломочную и верхнюю – красноцветную грубообломочную.

Более поздними работами Я. С. Зубрилина (1964, 1968 гг.) и Е. В. Владимирской (1975 г.) малиновская свита переведена в ранг серии, а подсвиты переименованы соответственно в борлугскую, тарлыкскую и тамзарынскую свиты, при этом объем и верхняя граница тамзарынской свиты точно не были установлены. При производстве ГС-50 Н. С. Бухаров предложил проводить верхнюю границу тамзарынской свиты по кровле наиболее устойчивой во всех разрезах пачки переслаивающихся сероцветных известковистых песчаников и известняков с хиолитами, а вышележащие красноцветные терригенные отложения на основании находок фауны венлокского яруса относить к атчольской свите нижнего силура [57]. Анализ разрезов описываемых отложений показал, что граница в этом случае приурочена к смене двух крупных макроциклов и приобретает естественно-исторический характер [96]. На основании вышеизложенного, в пределах изученной территории отложения, ранее картировавшиеся в составе малиновской свиты, расчленены на борлугскую, тарлыкскую, тамзарынскую (малиновская серия) и атчольскую свиты.

Структурный план ордовикских и нижнесилурийских отложений предопределен их положением в центральной части Хемчикского прогиба, на который с северо-запада надвинуты вулканогенно-осадочные отложения аласугской серии. Он характеризуется сочетанием крупных линейных симметричных и асимметричных синклинальных и сопряженных с ними антиклинальных структур, погружающихся в северо-восточном направлении. Залегание пород на юго-восточных крыльях синклинальных структур пологое ($25-40^\circ$, иногда $15-20^\circ$), а на северо-западных – крутое ($50-60^\circ$), участками (вблизи зон крупных разрывных нарушений) запрокинутое или почти вертикальное. В восточной и юго-восточной частях прогиба вышеперечисленные отложения находятся в аллохтонном залегании и перекрывают вулканогенные образования кендейской свиты Систигхемского прогиба.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Борлугская свита (O_{1-2br}) выделена из состава малиновской свиты Я. С. Зубрилинным и Г. П. Александровым в 1968 г. [48]. Стратотип расположен по р. Борлуг (правый приток р. Уюк), в районе пос. Малиновка за южной рамкой листа.

В северо-восточной части Хемчикского прогиба свита закартирована в виде узкой полосы шириной от 200 м до 2 км, слагающей, по-видимому, крылья срезанной разломами синклинали. Наибольшим развитием свита пользуется в юго-западной части площади листа, слагает крылья каледонских синклинальных структур, в том числе Дорадагской синклинали (12). Ряд изолированных выходов борлугской свиты отмечен в приосевой части Куртушибинского хребта – в правобережье р. Тарлаг и верховьях руч. Саксонак.

Свита характеризуется красноцветным грубообломочным составом. Преобладают красноцветные (лиловые, лилово-серые, реже лилово-коричневые) неравнозернистые песчаники (50–60%), конгломераты (15–20%) с прослоями гравелитов (5–10%), алевролитов и алевропесчаников (10–15%). Песчаники и алевролиты зеленовато-, желтовато-серой окраски играют подчиненную роль (25%). По размерности обломочного материала доминируют крупно- и грубозернистые песчаники (50–70%), реже встречаются средне- (30–40%) и мелкозернистые разности (5–10%). Конгломераты преимущественно мелко-среднегалечные, иногда среднекрупногалечные.

Борлугская свита трансгрессивно с базальными конгломератами в основании (обн. 49, 55, 56, 58, 61) налегает на молассовые отложения аласугской серии. С вышележащими карбонатно-терригенными отложениями тарлыкской свиты она связана постепенными переходами. Верхняя граница свиты проводится условно по кровле пласта мелкогалечных конгломератов и появлению серых песчаников.

Свита характеризуется закономерным ритмичным переслаиванием пород различной гранулометрической размерности и окраски. По данным предшествующих работ, в основании ритма залегают пестроцветные мелко-среднегалечные конгломераты с прослоями лиловых гравелитов и грубозернистых песчаников. Выше по разрезу они сменяются лиловыми и лилово-серыми мелко-среднезернистыми песчаниками и алевролитами [86, 96]. Мощность отдельных ритмов варьирует от 120 до 350 м. Контакт между разностями пород внутри ритма, как правило, постепенный, а граница раздела между ритмами резкая, с четко выраженными плоскостями напластования, иногда имеющими бугристую поверхность и со знаками ряби.

Строение борлугской свиты наиболее полно изучено на водоразделе рек Уюк и Тарлык (разрез XVII [96]). Разрез имеет следующий вид (снизу вверх).

1. Конгломераты лиловые и пятнистые мелко-среднегалечные полимиктовые	30
2. Песчаники лилового цвета мелкозернистые полимиктовые	25
3. Алевролиты и алевропесчаники тонкополосчатые темно-лиловые, прослоями зеленые	60
4. Конгломераты лиловые преимущественно мелко- и среднегалечные олигомиктовые и полимиктовые	120
5. Песчаники полевошпат-кварцевые и кварцевые серые, лилово-серые, в верхней части зеленовато-серые мелко- и среднезернистые, в нижней части средне- и крупнозернистые	100
6. Песчаники полевошпат-кварцевые лиловые мелкозернистые	30
7. Переслаивание лиловых и лилово-серых полевошпат-кварцевых алевролитов и алевропесчаников с прослоями серых мелкозернистых песчаников	100
8. Песчаники полевошпат-кварцевые лиловые мелкозернистые с прослоями алевропесчаников	30
9. Конгломераты (в верхней части гравелиты) олигомиктовые средне- и крупногалечные	50
10. Песчаники полевошпат-кварцевые лиловые разнозернистые	45
11. Песчаники полевошпат-кварцевые серые, лилово-серые неравнозернистые, преимущественно средне-крупнозернистые с прослоями темно-лиловых алевролитов и седиментационных брекчий	70
12. Песчаники полевошпат-кварцевые лиловые средне-крупнозернистые с линзами и прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов	30

Мощность описанного разреза – 690 м. По данным предшествующих работ, мощность свиты в пределах изученной площади составляет 600–800 м [86, 96].

В пределах изученной территории в отложениях борлугской свиты существенных фациальных изменений не наблюдается, за исключением некоторой вариации мощностей отдельных горизонтов. Базальные конгломераты и сероцветные песчаники легко диагностируются, устойчивы по простираению и являются хорошо прослеживаемыми маркирующими горизонтами.

По петрографическому составу главная роль среди пород свиты принадлежит песчаникам кварц-полевошпатового состава (70%), реже встречаются существенно кварцевые (20%) и полимиктовые (10%) разновидности. Породы массивные, структура от тонко- до крупнозернистой. В крупнозернистых разновидностях часто встречаются гравийные зерна и мелкая галька. Для пород характерна грубая горизонтальная, реже косая слоистость. Под микроскопом устанавливается их псефито-псаммитовая структура. Обломки в песчаниках полуокатаны, плохо сортированы. Цемент базальный, реже поровый. В песчаниках часто наблюдается ожелезнение, выраженное в равномерной пропитке породы пелитоморфным гематитом.

Конгломераты средне-мелкогалечные, гравийно-галечные, неоднородные. Обломочный материал плохо отсортирован: наряду с гравийными зернами встречается галька диаметром до 7 см средней окатанности. В составе гальки преобладают кварц и яшмоидные кремни (до 60%), реже отмечается хорошоокатанная галька красноцветных эффузивов кислого состава и угловатые обломки зеленых песчаников, алевропесчаников и филлитов аласугской серии. Соотношение олигомиктовых (кварцевых) и полимиктовых разновидностей конгломератов примерно равное. Цемент – неравнозернистый полимиктовый песчаник.

Алевролиты – плитчатые, тонкополосчатые породы лилового и темно-лилового цвета, характеризуются алевритовой структурой. По составу и типу цемента аналогичны вышеописанным песчаникам.

Алевропесчаники по составу и структурно-текстурным особенностям соответствуют песчаникам и характеризуются наличием псаммитовых и алевритовых структур.

Нижний возрастной предел борлугской свиты, как ранний ордовик, определяется несогласным налеганием базальных конгломератов свиты на отложения аласугской серии средне-позднекембрийского возраста, контакт между которыми прослежен на южном склоне водораздельного (реки Уюк–Тарлык) хребта на протяжении 9 км (обн. 55, 56, 58 и др.) и в междуречье руч. Желвак и Кара–Сарлык (обн. 44). Детальное картирование позволило установить на этих участках несогласное (под углом 40°) налегание базальных конгломератов борлугской свиты на метапесчаники ончанской свиты. Верхняя граница борлугской свиты охарактеризована находками беззамковых брахиопод *Ectenoglossa cf. derupta* Yadr. (определения И. В. Коровникова) в средней части стратотипа свиты на водоразделе рек Шевелиг–Карасуг и лога Тавел-Таг [42]. Согласно стратиграфической схеме СибРМСК, принятой в ноябре 2012 г., борлугская свита охватывает время флоского века нижнего ордовика, дапинского и самые низы дарри-

вильского ярусов среднего ордовика [44]. С учетом этих данных, верхняя возрастная граница борлугской свиты устанавливается на уровне низов среднего ордовика, а возраст соответствует ранне-среднеордовикскому.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Тарлыкская свита (*O_{2tr}*) выделена из состава малиновской свиты Я. С. Зубриллиным и Г. П. Александровым в 1957 г. [48]. Стратотип расположен в пределах изучаемой площади по левобережью р. Уюк, в верховьях лога Тамзарын.

Среди пород малиновской серии свита характеризуется наибольшим распространением в пределах изучаемой площади. Она сплошной полосой (1–3 км) протягивается от южной до восточной рамки листа. Слагает ядерные части «срезанных» разломами синклиналей в северной части Хемчикского прогиба. В юго-западной части тарлыкская свита, наряду с борлугской, закартирована на крыльях каледонских синклинальных структур, в том числе Дорадагской синклинали (12).

Характерными особенностями отложений свиты является преимущественное развитие зеленовато-серых, серых и темно-серых тонкозернистых мелкообломочных пород, их повышенная карбонатность и присутствие песчаных и глинистых известняков. Песчаники мелко-, реже среднезернистые известковистые, в различных разрезах слагают от 20 до 50 % объема свиты, алевролиты – от 15 до 40 % (в том числе известковистые 20–30 %), аргиллиты от 5 до 10 % (в том числе обуглероженные 5–10 %). Известняки в виде прослоев и линз слагают 10–15 % свиты.

С ниже- и вышележащими красноцветными терригенными отложениями борлугской и тамзарынской свит свита связана постепенными переходами. Нижняя граница тарлыкской свиты проводится по смене красноцветных песчаников сероцветными и соответствует подошве пачки зеленовато-серых мелкозернистых известковистых песчаников. Последние подстилают устойчивый во всех разрезах горизонт песчаных известняков, нередко переполненных органическими остатками. Граница с вышележащими отложениями проводится по появлению в разрезе красноцветных грубообломочных пород тамзарынской свиты.

Разрезы тарлыкской свиты характеризуются развитием в нижней и верхней ее частях зеленовато-серых известковистых песчаников, реже алевролитов и ассоциирующих с ними прослоев и горизонтов песчаных известняков. В средней части преобладают монотонно переслаивающиеся зеленовато-серые, серые и темно-серые тонкополосчатые известковистые, углеродистые алевролиты и аргиллиты, насыщенные фауной с прослоями известняков. Характерной особенностью свиты является наличие относительно богатых в таксонометрическом отношении и весьма представительных по численности фаунистических сообществ.

Опорный разрез свиты, описанный в работах Е. В. Владимирской в 1960 г. [59] в левом борту р. Уюк, на водоразделе логов Тавел-Таг и Тамзарын, с учетом последних данных [42], выглядит следующим образом (снизу вверх).

1. Песчаники зеленовато-серые среднезернистые кварцевые хорошо сортированные, с зернами средней окатанности. В нижней части пачки наблюдается слабо выраженная плитчатость (20–30 см). В верхней части пачки песчаники становятся массивными, мелко-среднезернистыми, с хорошоокатанными зернами. Верхние 50 см пачки представлены алевролитистыми песчаниками	80
2. Известняки серые, комковато-сгустковые, сильноглинистые, с мелкими обломками раковин брахиопод	1,5
3. Песчаники зеленовато-серые мелкозернистые полимиктовые, существенно кварцевые, хорошо сортированные, с обломками средней окатанности. Пачка имеет линзовидную форму длиной 100–120 м	1
4. Известняки темно-серые массивные глинистые, с обломками раковин. На расстоянии 20 м по простиранию они переходят в темно-серые, почти черные, комковато-сгустковые известняки. В целом известняки неслоистые, поверхности выветривания ноздревато-комковатые. Имеются относительно ровные поверхности напластования с выступающими пиками (1–3 см) сильноглинистых разностей	1,5
5. Песчаники зеленовато-серые и табачно-серые мелкозернистые, существенно кварцевые, полимиктовые	30
6. Известняки серые, до темно-серых, массивные сильноглинистые, местами сгустковые. Глинистый материал на поверхностях выветривания изредка дает слабо выраженную очково-ячеистую структуру	5

7. Известняки серые сильноглинистые, с «ячеистой» («очковой») структурой, образованной за счет неравномерного распределения глинистого материала и современного выветривания пород. По линии разреза на водоразделе правой и левой составляющей лога Тавел-Таг нижние 10 м пачки задернованы, а 7 м верхней части обнажены в коренных выходах. На левом борту левой составляющей вскрывается вся пачка	15
8. Аргиллиты зеленовато-темно-серые с крупными остатками трилобитов, брахиопод, мшанок, криноидей, водорослей	8–10
9. Аргиллиты грязно-зеленые с мелкими обломками трилобитов, брахиопод, мшанок, криноидей	7–10
По линии разреза на водоразделе правой и левой составляющих лога Тавел-Таг восьмой и девятой пачкам отвечают 10 м задернованного интервала. На левом борту левой составляющей обнажены обе пачки мощностью	15–20
10. Песчаники стально-серые мелкозернистые, кварцевые хорошосортированные, с зернами средней окатанности. В нижней части разреза они характеризуются зеленовато-серой и серой окраской и мелко-среднезернистой структурой, далее преобладают желтовато-серые породы алевритистой структуры. В кровле пачки породы приобретают сливной облик. В 200 м по простиранию на восток от линии основного разреза в левом борту левой составляющей лога Тавел-Таг породы постепенно переходят в черные аргиллиты с обильными остатками трилобитов, брахиопод, спикулами губок и редкими рабдосомами граптолитов.....	35
11. Известняки серые, местами темно-серые плитчатые (15–20 см), глинистые, комковатые, с обособленными желваками более чистых карбонатных разностей диаметром 1–3 см. Встречаются редкие остатки трилобитов, брахиопод, криноидей, наутилоидей(?)	более 1
12. Высыпки пород, аналогичных песчаникам 10 пачки	40
13. Известняки серые и темно-серые глинистые волнисто-сгустковые, с неровным раковистым изломом. В верхних 5 м пачки за счет перераспределения глинистого материала наблюдается закономерно-ячеистая, полосчатая структура (1–3 см). Встречаются криноидеи, трилобиты, брахиоподы.....	15

Мощность описанного разреза – более 225 м.

Подобные разрезы тамзарынской свиты по водоразделу лога Тавел-Таг, правой и левой его составляющих, описаны как настоящими работами (т.н. 24024–24027, т.н. 24523–24527), так в материалах ГС-50 [96]. Все они коррелируют между собой и дают представление о соотношениях свиты с выше- и нижележащими породами. Мощность свиты в пределах площади работ составляет более 500 м.

Отложения свиты существенных фациальных изменений по латерали не испытывают. Отмечается лишь некоторое уменьшение содержания углеродистых тонкообломочных пород и увеличение прослоев известняков при одновременном уменьшении их мощности в восточном направлении. Горизонты известняков устойчивы по простиранию, отлично диагностируются и являются хорошо прослеживающимися маркирующими горизонтами.

По петрографическому составу главная роль принадлежит известковистым песчаникам кварц-полевошпатового и кварцевого составов, редко встречаются полимиктовые разности. Породы аналогичны песчаникам, описанным в составе борлугской свиты, и отличаются от них зеленовато-серой, серой, темно- и стально-серой окраской, размерностью зерен (мелко, реже среднезернистые) и поровым карбонатным, карбонатно-глинистым и глинистым цементом, составляющим 20–50% объема породы.

Алевролиты – плитчатые тонкозернистые породы серого, зеленовато-серого и табачно-серого цветов характеризуются алевритовой структурой. По составу и типу цемента аналогичны вышеописанным песчаникам.

Аргиллиты зеленовато-темно-серые, грязно-зеленые, по составу аналогичны вышеописанным породам. Характеризуются меньшими размерами зерен и алеврито-пелитовыми структурами.

Известняки темно-серого, серого цветов, массивные, местами плитчатые, характеризуются «ячеисто-очковой» структурой, образованной за счет неравномерного распределения глинистого материала и современного выветривания пород. По составу породы глинистые (иногда глинистого материала так много, что на поверхности он дает структуру, напоминающую карбонатную брекчию), местами сгустковые, с неровным раковистым изломом или с обособленными «желваками» более чистых карбонатных разностей.

Тарлыкская свита является наиболее насыщенным палеонтологическими остатками стратиграфическим подразделением ордовика Тувы. В пределах изучаемой площади известны находки брахиопод, трилобитов, гастропод, криноидей, граптолитов и наутилоидей(?). Среди них определены трилобиты: *Carolinites spinosus* And., *C. aff. genacinaca* Ross., *C. marophtalma* (Harr. et Leanz.), *Apatokephalus striatus* Max. (ms) и др., брахиоподы: *Orthambonites aff. bellus* Cooper., *O. tuvensis* And., *Glyptambonites glyptus* Cooper. и др., конодонты: *Drepanoisthodus basiovalis* (Sergeeva), *B. Suberctus* Br. et M., *Semiacontiodus asymmetricus* (Barnes et Poplawski) и др.

[42, 59]. Согласно Региональной стратиграфической схеме ордовикских отложений Тывы, принятой СибРМСК в ноябре 2012 г. (Новосибирск) и утвержденной МСК России в 2015 г., тарлыкская свита на основании многочисленных палеонтологических сборов соответствует дарривильскому ярусу среднего ордовика [43]. С учетом этих данных возраст тарлыкской свиты принят среднеордовикским.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Тамзарынская свита (O_3tm) выделена из состава малиновской свиты Я. С. Зубриллиным и Г. П. Александровым в 1964 г. [48]. Стратотип расположен в пределах изучаемой площади по логу Тамзарын в левобережье р. Уюк.

Свита картируется в центральной и юго-западной частях Хемчикского прогиба, вместе с борлугской и тарлыкской свитами слагает крылья синклинали структур, в том числе Дорадагской синклинали (12), которые в северо-западной части как бы «срезаются» надвиговыми покровами аласугской серии. В центральной части, в бассейне р. Чинжаш картируется широкое поле отложений тамзарынской свиты площадью около 100 км². В юго-западной части (низовья логов Тамзарын и Тавел-Таг) свита выходит на поверхность в виде узких полос шириной не более 2 км.

Как и борлугская, тамзарынская свита характеризуется красноцветным (относительно пестроцветным), преимущественно грубообломочным составом. В строении свиты преобладают разнозернистые песчаники (60–80%): от мелко-, средне- (60–70%) до крупно- и грубозернистых (30–40%). В подчиненном количестве присутствуют алевролиты (10–15%) с прослоями гравелитов (гравийно-галечных конгломератов), мелко-среднегалечных конгломератов (5–10%) и песчаных известняков (4%). Окраска пород преимущественно лиловая и лилово-серая, редко лилово-красная, лилово-коричневая и зеленоватая, зеленовато-серая. Встречаются лиловато-зеленые песчаники пятнистой окраски. Для пород характерны горизонтальная и косая слоистость.

С нижележащими отложениями тарлыкской свиты тамзарынская связана постепенными переходами. Граница между ними проводится по смене сероцветного карбонатно-терригенного разреза красноцветными терригенными и более грубозернистыми отложениями. Верхняя граница свиты соответствует кровле устойчивого во всех разрезах горизонта сероцветных глинистых известняков или по общей смене лилово-серых песчаников грубообломочными красноцветами атчольской свиты. Данные сведения также содержатся в работах Е. В. Владимирской, С. П. Красильникова и Ю. А. Федорова [15, 59, 96]. В Региональной стратиграфической схеме ордовикских отложений Тывы и утвержденной МСК России в 2015 г. граница этих свит проводится по смене пестроцветного разреза верхнетарлыкской подсвиты(?) красноцветным разрезом тамзарынской свиты. По материалам ГДП-200 нет основания для выделения двух подсвит в составе тарлыкской свиты, как это сделано в стратиграфической схеме отложений Тывы. Согласно собранным полевым материалам, сероцветная тарлыкская свита сменяется преимущественно красноцветной (отчасти пестроцветной) тамзарынской. Граница между ними четкая и наблюдалась в разрезе т.н. 24024–24027 (местность стратотипического разреза тамзарынской и тарлыкской свит). Здесь светло-серые мелко-, среднезернистые кварцевые песчаники через задернованный интервал (70 м) сменяются песчаниками лилово-красного цвета мелко-, среднезернистыми, местами «пятнистой» окраски (характерной для тамзарынской свиты). Кроме того, общая мощность сероцветной тарлыкской свиты, по данным Е. В. Владимирской [59], составляет 850–900 м, а по данным стратиграфической схемы отложений Тывы (сероцветной нижнетарлыкской подсвиты) – всего 225–750 м, в сумме с пестроцветными осадками верхнетарлыкской подсвиты 1000 м.

Тамзарынская свита характеризуется ритмичным переслаиванием пород между собой с единичными прослоями конгломератов в нижней части разреза и песчаных известняков в верхней. Кроме того, во всех разрезах свиты отчетливо проявлена тенденция к уменьшению снизу вверх роли красноцветных грубообломочных пород.

Стратотипический разрез свиты по логу Тамзарын, неоднократно описанный в работах Е. В. Владимирской [59], С. П. Красильникова [15] и Я. С. Зубриллиной [48], имеет следующий вид (снизу вверх).

1. Песчаники лилово-серые среднезернистые с прослоями лилово-красных мелкозернистых песчаников и алевролитов 500

2. Конгломераты буровато-лиловые среднегалечные полимиктовые с многочисленной галькой эффузивных и яшмоидных пород	30
3. Задерновано. Высыпки лилово-серых среднезернистых песчаников	35
4. Задерновано. Высыпки лилово-серых алевролитов	80
5. Алевролиты табачно-зеленые, полосчатые, с линзами серых оолитовых известняков с фауной хиолитов	70
6. Песчаники лиловые и розовато-лиловые мелко-среднезернистые	600
7. Песчаники лилово-красные крупно- и среднезернистые	50

Мощность описанного разреза – 1360 м.

Свита фациальных изменений по латерали не испытывает. Наиболее устойчивый во всех разрезах горизонт мелко-среднегалечных конгломератов мощностью от 15 до 30 м, располагающийся в нижней части разреза, хорошо диагностируется и является маркирующим.

По петрографическому составу породы тамзарынской свиты аналогичны таковым борлугской и тарлыкской свит. В некоторой степени отличаются от них крупностью обломочного материала и окраской, о чем сказано выше.

Физические свойства и геохимическая характеристика пород, слагающих свиты в составе малиновской серии, чрезвычайно близки друг к другу, поэтому приводится их общая характеристика.

Отложения малиновской серии в целом характеризуются спокойным отрицательным магнитным полем интенсивностью 300–500 нТл. Терригенные породы серии относятся к немагнитным, замеры их магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности составляют соответственно $20\text{--}50 \times 10^{-6}$ ед. СИ и $5\text{--}20 \times 10^{-3}$ А/м. Плотность пород составляет менее $2,65 \text{ г/см}^3$, что соответствует отрицательным остаточным аномалиям Δg . Гамма-активность варьирует в пределах 9–13 мкР/ч.

По результатам спектрального анализа, значимых различий в геохимической специализации характеризующих стратиграфических подразделений не обнаружено. Геохимический фон пород серии характеризуется повышенными, по сравнению с породным кларком, содержаниями молибдена, фосфора и хрома. Медь, марганец, ванадий, цинк, бериллий, свинец присутствуют в содержаниях, соответствующих фоновым. Остальные элементы содержатся в низких количествах или за пределами порога их обнаружения.

Площади распространения отложений малиновской серии характеризуются высокой степенью дешифрируемости на АФС, которая обусловлена структурно-денудационным (с элементами куэстово-грядового) типом рельефа. Хорошими фотомаркирующими горизонтами являются отпрепарированные пласты конгломератов борлугской и тамзарынской свит, известняки тарлыкской свиты. Помимо фотомаркирующих горизонтов на АФС с большой достоверностью устанавливаются структурные элементы и внутри относительно монотонных толщ.

Возраст тамзарынской свиты принимается условно как позднеордовикский на основании того, что она связана постепенными переходами с фаунистически охарактеризованными отложениями нижележащей тарлыкской свиты среднего ордовика (соответствующей в полном объеме самой верхней ее части – дарривильскому ярусу [43]) и вышележащей фаунистически охарактеризованной атчольской свите нижнего силура. Собранная в пределах изучаемой площади фауна хиолитов однозначных датировок возраста не дает.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

К этому стратиграфическому уровню отнесены терригенные, карбонатно-терригенные и молассовые отложения атчольской, семирятинской и мынаской свит терригенной красной формации Хемчикско-Систигхемской СФЗ, атчольской и дерзигской свит терригенно-карбонатной формации Хамсаринско-Таннуольской СФЗ, а также федоровской свиты Куртушибинского ОП и шиштыкской серии молассовой формации Центрально-Саянской СФЗ.

НИЖНЯЯ ПОДСИСТЕМА

Лландоверийский отдел

Атчольская свита (S^1_{at}) описана Ю. В. Чудиновым в 1961 г. [48]. Стратотип расположен по р. Ат-Чол в бассейне р. Улуг-О за восточной рамкой листа.

Наибольшим распространением атчольская свита пользуется в пределах Хемчикского прогиба. В правобережье водотока Желвак (вершины гор Дора-Даг и Улуг-Даг) и южнее населенного пункта Тарлаг она слагает ядра синклинальных структур, в том числе Дорадагской синклинали (12), крылья которых сложены породами малиновской серии ордовика. В центральной части Систигхемского прогиба (горы Чинжаш и урочище Кислые Озера) отложения свиты слагают широкое поле площадью около 50 км², приуроченное к ядру синклинальной структуры. Незначительный по площади фрагмент свиты закартирован среди карбонатно-терригенных отложений дерзигской свиты Систигхемского прогиба у края восточной рамки листа в левобережье р. Туран, по лугу Тараскыр.

Свита сложена красноцветными (лиловыми, лилово-красными и вишнево-красными), реже зелено- и сероцветными разнозернистыми песчаниками (50–60%) с редкими прослоями гравелитов (5–10%); вишнево-красными алевролитами (30–40%), конгломератами лилово-серыми (1–3%) и темно-серыми аргиллитами (1%). Песчаники в равной степени характеризуются мелко-, средне- и грубозернистыми структурами, до гравелитов. Конгломераты – от средне-крупногалечных до валунных. Породы массивные, иногда плитчатые.

Свита согласно, с постепенным переходом залегает на отложениях тамзарынской свиты верхнего ордовика. Граница между ними проводится по кровле сероцветных глинистых известняков или по общей смене лилово-серых песчаников грубообломочными красноцветами атчольской свиты. Граница с вышележащими отложениями в пределах Хемчикско-Систигхемской СФЗ не установлена. В пределах Хамсаринско-Таннуольской СФЗ согласно, с постепенным переходом перекрывается дерзигской свитой нижнего–верхнего силура. Граница между ними условно проводится по общей смене красноцветных терригенных отложений атчольской свиты на серые, лилово-серые терригенно-карбонатные осадки.

В Региональной стратиграфической схеме силурийских отложений Тывы [44] показан перерыв в осадконакоплении между ордовикскими и силурийскими отложениями (между малиновской серией и атчольской свитой). Это противоречит Легенде Западно-Саянской серии листов [78] и материалам предшествующих работ [15, 96]. По материалам полевых работ ГДП-200, граница тамзарынской и атчольской свит проведена по известнякам темно-серого цвета с прослоями черного аргиллита, иногда с прослоями песчаников зеленовато-серого цвета (разрез т.н. 24129–24130), которые сменяются по разрезу грубозернистыми песчаниками яркого вишнево-красного цвета (620 м от т.н. 24139) без признаков какого-либо перерыва или несогласия. Учитывая расхождения в данных, в настоящем отчете принято временно оставить нормальную стратиграфическую границу атчольской свиты, установленную собственными полевыми работами.

В основании атчольской свиты почти повсеместно картируется переходный горизонт от лилово-серых косослоистых мелко-среднезернистых песчаников к гравелитам и средне-крупно-валунно-галечниковым лилово-серым конгломератам. Для разреза атчольской свиты характерны красноцветные осадки с прослоями (15–60 м) зеленоцветных и сероцветных пород. Кроме того, во всех разрезах свиты отчетливо проявлена тенденция к уменьшению снизу вверх роли грубообломочных пород. В средней части разреза свиты в урочище Дюгтег – Хову-Аксы, севернее населенного пункта Тарлаг-Аксы в зеленовато-серых алевролитах обнаружены отпечатки брахиопод *Lingula* sp.

Наиболее представительный разрез свиты составлен в ее центральной части через вершину 1223,2 м хр. Чинжаш (т.н. 24147–24149). Разрез пройден по коренным обнажениям и имеет следующий вид (снизу вверх).

1. Песчаники вишнево-красного цвета, мелко-среднезернистые, местами крупнозернистые (до гравелитов), полимиктового состава, плохо сортированные с плохой окатанностью зерен. В породе отчетливо устанавливаются линзообразные участки и прослои (1–5 см) со скоплениями крупных (1–2 мм) зерен белого и серого полупрозрачного кварца 350
2. Песчаники лилово-серые мелко-среднезернистые известковистые, преимущественно кварцевые, плохо сортированные, со средней и плохой окатанностью зерен 130
3. Конгломераты в нижней части слоя мелкогалечные (20 м), в верхней – средне-крупногалечные до валунных (30 м). Галька и валуны (60–80%) размером 2–15 × 4–10 см, хорошей, реже средней окатанности представлены яшмоидами и, частично, кислыми эффузивами. Цемент – лилово-серый грубозернистый песчаник 50
4. Песчаники лилово-коричневого цвета, средне-крупнозернистые с прослоями (50–70 см) грубозернистых песчаников (почти гравелитов). Породы плохо сортированные, с плохой окатанностью зерен и преимущественно кварцевого состава 160

5. Песчаники темно-серого цвета, мелко-среднезернистые плохо сортированные, с плохой окатанностью зерен преимущественно кварцевого состава	15
6. Песчаники лилово-коричневого цвета, средне-крупнозернистые с прослоями (50–70 см) грубозернистых песчаников (почти гравелитов). Породы плохо сортированные, с плохой окатанностью зерен и преимущественно кварцевого состава	270
7. Задерновано	15
8. Алевролиты вишнево-красного цвета, тонкоплитчатые, сильноизвестковистые	80
9. Песчаники лилово-серые мелко-среднезернистые известковистые, преимущественно кварцевые, плохосортированные, со средней и плохой окатанностью зерен	100
10. Песчаники темно-зеленого цвета, мелкозернистые плитчатые, преимущественно полимиктового состава	50
11. Алевролиты вишнево-красного цвета, известковистые с прослоями (2–5 м) песчаников лилово-красного цвета, плитчатых с единичными прослоями (0,5–1 м) светло-серых мелкозернистых сильноизвестковистых песчаников	245
12. Алевролиты вишнево-красного цвета тонкоплитчатые сильноизвестковистые	90
13. Песчаники темно-зеленого цвета, мелкозернистые плитчатые, полимиктового состава	20
14. Песчаники лилово-серого цвета средне-крупнозернистые слоистые, с прослоями мелко- и грубозернистых песчаников (2–5 мм) с прослоями вишнево-красных алевролитов (0,5–1 м). В породах повсеместно отмечается прожилкование молочно-белого кварца мощностью 1–2 см	30
15. Песчаники кварцевые зеленые массивные мелко-среднезернистые, плохосортированные, с прослоями (2–5 мм) алевролитов грязно-зеленого цвета	15
16. Алевролиты вишнево-красного цвета тонкоплитчатые известковистые, раскливажированные в двух направлениях	20
17. Песчаники лилово-серого цвета средне-крупнозернистые, слоистые с прослоями мелко- и грубозернистых песчаников (2–5 мм) и с прослоями вишнево-красных алевролитов (0,5–1 м). В породах повсеместно отмечается прожилкование молочно-белого кварца мощностью 1–2 см	20

Мощность описанного разреза – 1640 м. По нашим данным и данным предшественников, она является максимальной в пределах площади работ.

Разрез свиты у восточной рамки листа характеризуется аналогичным составом и строением, но меньшей мощностью отложений. Изменение фациального профиля по латерали выражается в постепенном уменьшении роли грубообломочных пород в восточном направлении.

По петрографическому составу породы атчольской свиты аналогичны таковым, описанным в разрезе пород малиновской серии. Отличия заключаются в крупности обломочного материала и окраске пород, о чем сказано выше. Поэтому их подробное петрографическое описание в данном случае не приводится.

Характеристика свиты в магнитном и гравиметрическом полях, а также по геохимическим данным не отличается от соответствующих им семибратинской и мынаской свит и приводится в описании мынаской свиты.

Нижний возрастной предел атчольской свиты как поздний силур определяется ее согласным залеганием на отложениях тамзарынской свиты верхнего ордовика (обн. 17, разрезы т.н. 24039–24042). Верхняя граница охарактеризована находками брахиопод и трилобитов, сделанными за пределами изучаемой площади. Согласно Стратиграфической схеме силурийских отложений Тывы, принятой СибРМСК в ноябре 2012 г. (Новосибирск), атчольская свита по данным палеонтологических сборов охватывает рудданский и нижнюю часть аэронского ярусов (алашский горизонт). Она коррелируется с сероцветной алавелькской свитой Хемчикской СФПЗ [44]. С учетом вышеперечисленных данных, возраст атчольской свиты принят раннесилурийским.

НИЖНЯЯ–ВЕРХНЯЯ ПОДСИСТЕМЫ

Лландоверийский–лудловский отделы нерасчлененные

Семибратинская свита (S_1^1 – $S_2^1 sm$) описана Ю. В. Чудиновым в 1959 г. [48]. Стратотипом является разрез по хр. Семь Братьев в левобережье р. Бол. Енисей за пределами площади.

В пределах изучаемой территории свита распространена незначительно. Она закартирована в единственном месте на востоке площади в бассейне верхнего течения р. Туран. Здесь ее отложения слагают ядро Верхнетуранской антиклинали (18), на которую надвинуты карбонатно-терригенные породы малиновской серии. Общая площадь распространения ее отложений – около 12 км².

Семибратинская свита представлена песчаниками (60–80 %) средне- и мелкозернистыми известковистыми, зеленовато-серого, серого, лилово-серого и лилового цветов с подчиненными прослоями лилово-серых грубозернистых песчаников (10–15 %) и единичными прослоями алевролитов (5–10 %).

Соотношения свиты с нижележащими породами в пределах Хемчикско-Систигхемской СФЗ на изучаемой площади не известны. На сопредельной с востока площади она связана постепенными переходами с нижележащей атчольской свитой [87]. Семибратинская свита согласно, с постепенным переходом, перекрывается мынаской свитой верхнего силура.

Разрез свиты представляет собой незакономерное переслаивание мелко-среднезернистых песчаников различных лиловых и лилово-серых оттенков. Прослои грубозернистых песчаников встречаются периодически на протяжении всего разреза. Редкие прослои алевролитов тяготеют преимущественно к средней его части. Мощность свиты в пределах изучаемой площади – более 600 м.

В петрографическом составе семибратинской свиты большую часть объема занимают песчаники. Породы массивные, реже плитчатые мелко-среднезернистые (редко встречаются грубозернистые разности) характеризуются горизонтальной, реже косой слоистостью. Состав песчаников полимиктовый – обломки кварца, плагиоклаза, реже калиевого полевого шпата, а также кислые эффузивы, эпидот и микрокварциты. Обломочный материал (60–80 %) плохой окатанности. Цемент известковистый с примесью гидроокислов железа, кремнистого материала, хлорита, серицита и эпидота, по типу поровый и базальный, иногда вдавливания и обрастания.

Алевролиты семибратинской свиты плитчатые, по составу и типу цемента аналогичны песчаникам и отличаются от них размерностью зерен (преобладает алевролитовая структура).

Характеристика магнитного и гравиметрического полей свиты, а также геохимические данные не отличаются от таковых мынаской свиты; приводится в описании мынаской свиты.

Возраст семибратинской свиты устанавливается условно как ранне-позднесилурийский. Нижний возрастной предел определяется ее согласными соотношениями с фаунистически охарактеризованной атчольской свитой [78] раннего силура, установленными на сопредельных площадях. Верхний возрастной предел, условно позднесилурийский, обосновывается согласным залеганием на ней мынаской свиты, подошва которой соответствует нижней границе пржидольского яруса [44]. Таким образом, возрастной диапазон семибратинской свиты охватывает время от низов аэронского до верхней границы лудфордского ярусов.

Дерзигская свита нерасчлененная ($S_1^1-S_2^1 dr$) выделена по материалам ГДП-200 и требует внесения дополнений в Легенду Западно-Саянской серии листов [78]. Дерзигская свита, выделенная В. Б. Агентовым в 1961 г. в бассейне р. Дерзиг [48], разделена в пределах Улугойской СФЗ на нижне- и верхнедерзигскую подсвиты [78]. По материалам полевых работ ГДП-200 свита характеризуется более разнообразным (по сравнению с легендой [78]) составом и включает в себя отложения обеих подсвит. Стратотипом является разрез дерзигской свиты в верховьях р. Дерзиг за рамкой листа.

Отложения свиты закартированы в восточной части площади, севернее г. Туран. Они слагают небольшие поля общей площадью около 20 км² в бассейне среднего течения по обоим бортам р. Туран, в том числе ядро Среднетуранской антиклинали (19).

Свита характеризуется резким преобладанием лилово-серых, серых пород и высокой карбонатностью. В строении свиты принимают участие песчаники средне-мелкозернистые (35–40 %), алевролиты (20–30 %) и мергели (15–20 %) преимущественно лилово-красной, лилово-серой окраски, известковистые, с прослоями серых органогенных известняков (15–20 %).

Дерзигская свита согласно, с постепенным переходом залегает на атчольской свите нижнего силура. Нижняя граница условно проводится по смене красноцветных терригенных отложений атчольской свиты на сероцветные терригенно-карбонатные осадки и появлению в разрезах серых массивных органогенных известняков. Граница с вышележащими отложениями характеризуется трансгрессивным налеганием на нее осадочно-вулканогенных образований кендейской свиты.

Строение разреза свиты характеризуется незакономерным переслаиванием средне-мелкозернистых песчаников, алевролитов и мергелей. Роль алевролитов и мергелей значительно увеличивается в нижней части разреза. Прослои известняков мощностью 1–3 м равномерно встречаются по всему разрезу, с частотой через каждые 30–40 м. Разрез дерзигской свиты, со-

ставленный по коренным обнажениям на правобережье в среднем течении р. Туран в районе высот 983,5 и 1057,6 м (т.н. 24176–24178), выглядит следующим образом (снизу вверх).

1. Мергели лилово-красного цвета, сильноизвестковистые	20
2. Задерновано	30
3. Переслаивание лилово-красных известковистых мелкозернистых песчаников с лиловыми сильноизвестковистыми алевролитами	15
4. Задерновано	35
5. Песчаники лилово-красные, известковистые с прослоями (1–2 м) темно-серых массивных органических известняков	50
6. Задерновано	30
7. Песчаники лилово-красные средне-мелкозернистые известковистые	20
8. Песчаники лилово-красные мелкозернистые известковистые, с прослоями аналогичных мелкозернистых песчаников серого цвета (5–10 м) и темно-серых (2–5 м) массивных ракушничковых известняков. В известняках собрана фауна брахиопод: <i>Camaroltoechia nalivkini</i> Tchern., <i>C. ubsuensis</i> Tchern силурийского возраста [15]	60

Мощность описанного разреза – 260 м. По материалам предшествующих работ [15], мощность свиты в пределах листа составляет 260–650 м.

В пределах изучаемой площади свита фациально устойчива.

Песчаники кварц-полевошпатовые массивные, под микроскопом устанавливается псефитопсаммитовая структура. В составе обломочного материала принимают участие кварц (30–40%), калиевые полевые шпаты (20–30%), плагиоклаз (10%), кислые эффузивы, кварциты, эпидот, цоизит (10–15%), магнетит. Обломочный материал характеризуется средней окатанностью и слабой сортировкой. Цемент базальный, поровый известковистый, глинисто-известковистый, реже глинистый, серицит-глинистый.

Алевролиты характеризуются алевритовой структурой. По составу и типу цемента аналогичны вышеописанным песчаникам.

Известняки мелкокристаллические состоят из округлых зерен кальцита с примесью гидроксидов железа, что придает породе розовый цвет. Породы массивные, иногда слоистые.

Отложения свиты характеризуются спокойным отрицательным магнитным полем интенсивностью 200–500 нТл. Породы свиты относятся к немагнитным, замеры их магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности составляют соответственно $5–11,5 \times 10^{-6}$ ед. СИ и $1–4,5 \times 10^{-3}$ А/м. Плотность пород варьирует от 2,5 до 2,7 г/см³, что соответствует отрицательным остаточным аномалиям Δg . Гамма-активность варьирует в пределах 10–14 мкР/ч.

Геохимический фон пород свиты повышенный, по сравнению с кларковыми, содержания хрома – 8,3 (кларк 3,5), фосфора – 86 (кларк 40) и марганца – 64 (кларк 40). Породы характеризуются постоянным присутствием Мо, В в содержаниях, соответствующих фоновым. Медь, свинец, цинк, никель, кобальт, титан содержатся в низких количествах (ниже кларковых значений), остальные элементы не обнаружены.

В силу ограниченного распространения, породы свиты неудовлетворительно дешифрируются на АФС.

Возраст дерзигской свиты устанавливается условно как ранне-позднесилурийский. Нижний возрастной предел определяется ее согласными соотношениями с фаунистически охарактеризованной атчольской свитой [78] раннего силура (рудданский ярус и верхи аэронского яруса) [44]. Верхний возрастной предел, условно позднесилурийский, обосновывается согласным залеганием на ней хондергейской свиты [78], подошва которой соответствует в пределах Хамсаринско-Таннуольской СФЗ верхам лудфордского и пржидольскому ярусам [44]. Таким образом, возрастной диапазон дерзигской свиты охватывает время от верхов аэронского до середины лудфордского яруса, что вполне подтверждается находками брахиопод как в пределах территории листа, так и за ее пределами [15, 57].

ВЕРХНЯЯ ПОДСИСТЕМА

Пржидольский отдел

Мынасская свита (S_2^{mn}) выделена В. Г. Богомолковым в 1959 г. [48]. Стратотипический разрез находится в бассейне р. Мынас, правого притока р. Хут за границами площади.

В пределах изученной территории свита пользуется незначительным распространением. Небольшие поля ее распространения (площадью около 10 и 4 км²) закартированы в восточной части листа. В верхнем течении р. Туран отложения свиты слагают крылья Верхнетуранской антиклинали (18), «срезанной» с запада тектоническими покровами аласугской серии. В правом борту лога Шалбык-Бар отложения свиты заключены в составе узкого (2 км) тектонического клина.

В строении свиты принимают участие красноцветные терригенные породы, однообразные по составу и структуре. Значительно преобладают тонкозернистые песчаники (60–70%) с подчиненными прослоями средне- и мелкозернистых песчаников (25–30%) и алевролитов (5–10%) мощностью 15–20 м. Для пород характерна лиловая, лилово-серая, лилово-коричневая и лилово-красная окраска, иногда встречается косая слоистость.

С нижележащими отложениями семибратинской свиты мынасская свита связана постепенными переходами. Граница между ними условно проводится по полному исчезновению из разреза сероцветных песчаников, сменяющихся красноцветными, хотя по петрографическому составу песчаники друг от друга не отличаются, а лишь характеризуются значительным увеличением гидроокислов железа в цементе. Верхняя граница свиты определяется несогласным залеганием на ней эффузивов кызылбулакской серии.

Разрез мынасской свиты характеризуется монотонностью и однообразным чередованием тонкозернистых песчаников с редкими прослоями более крупнозернистых песчаников и алевролитов. Из-за ограниченности распространения и плохой обнаженности разрез свиты не изучался. Учитывая ширину выхода и характер залегания, видимая мощность мынасской свиты – около 700 м.

По составу и типу цемента породы мынасской свиты аналогичны таковым семибратинской свиты. Цемент преобладает карбонатный, реже железисто-карбонатный, тип тот же. Основным отличием пород друг от друга является размерность их обломков (для песчаников) и окраска.

Свита фаунистически не охарактеризована. Она условно сопоставляется с хондергейской свитой (хондергейским горизонтом), которая в пределах Хемчикско-Систигхемской СФЗ, согласно Региональной стратиграфической схеме силурийских отложений Тывы, принятой СибРМСК в ноябре 2012 г. (Новосибирск), охватывает время пржидольской эпохи [44]. Согласно этим данным, возраст свиты принят условно позднесилурийским.

Отложения семибратинской и мынасской свит характеризуются однородным отрицательным магнитным полем интенсивностью 200–300 нТл. Терригенные породы свит относятся к немагнитным, замеры их магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности составляют соответственно $20\text{--}60 \times 10^{-6}$ ед. СИ и $7\text{--}25 \times 10^{-3}$ А/м. Плотность пород составляет менее 2,65 г/см³, что соответствует отрицательным остаточным аномалиям Δg . Гамма-активность варьирует в пределах 8–12 мкР/ч.

В геохимическом плане отложения свиты не охарактеризованы.

Дешифрируемость пород семибратинской и мынасской свит в целом неудовлетворительная. На АФС отложения данных свит характеризуются ровным серым фототонном со слабощероховатым фоторисунком. Слоистость не проявлена. От окружающих ее терригенных пород ордовика и силура она не отличается.

Федоровская свита (S_2^2fd) выделена в самостоятельное подразделение А. В. Кривободровой в 1988 г. из состава шиштыкской серии. Введена в Легенду Западно-Саянской серии листов [67] В. Д. Зальцманом в 1994 г. Опорным считается разрез в правобережье р. Ус в урочище Шиштык за пределами площади. Рассматривается в качестве условно валидного подразделения [67]. Отложения свиты в пределах территории листа ранее относились к шиштыкской свите позднего силура [20, 96].

Свита относительно ограниченно распространена в юго-западной части площади в бассейнах р. Узюп и ее правого притока – р. Синтерба. Свита слагает ряд изолированных, наложенных брахиформных структур, наиболее крупной из которых является Синтербинская брахисинклиналь (15), расположенная в междуречье Узюп–Синтерба (площадью около 30 км²). Брахиформные структуры характеризуются пологим (20–30°) падением пород на крыльях. В центральной части Синтербинской брахисинклинали углы падения не превышают 3–10°. Вблизи зон разрывных нарушений они достигают 40–55°. Ряд незначительных по площади (от 500 до 5 км²) выходов ороговикованных пород федоровской свиты располагается по периферии Синюшинского гранитоидного массива (10).

В строении федоровской свиты принимают участие песчаники (60–70%) средне-мелкозернистые, алевропесчаники (10–15%), алевролиты известковистые (5–10%) и конглобрекции

(5–10%). Породы характеризуются зеленовато-серыми, серыми, зелеными и темно-зелеными цветами окраски, массивными, реже горизонтальнослоистыми тонкополосчатыми текстурами, обусловленными изменениями тонов окраски или размерностью обломочного материала при мощности полос от нескольких мм до первых см.

Свита с резким угловым несогласием и базальными конгломератами в основании налегает на различные уровни верхнего рифея–венда и нижнего кембрия [96]. Граница с перекрывающимися отложениями в пределах площади работ не установлена. В стратотипическом разрезе отложения свиты с размывом перекрываются базальными конгломератами актуругской свиты нижнего девона [96].

Разрезы федоровской свиты в пределах описываемой территории изучались в разное время (в том числе и при ГДП-200) в бассейне р. Синтерба и на водоразделе Узюп–Синтерба. Ввиду ее плохой обнаженности полноценного разреза свиты составить не удалось. Основание свиты сложено базальными конгломерациями мощностью 30–50 м, закартированными в правобережье р. Синтерба [96]. В строении разреза преобладающее значение имеют мелкозернистые известковистые песчаники светло-зеленого, иногда почти белого или салатого цветов. В нижней части разреза в них встречаются прослой (20–50 м) темно-зеленых средне-мелкозернистых, слабоизвестковистых песчаников. В верхней части разреза песчаники постепенно сменяются известковистыми алевропесчаниками и алевролитами такого же светло-зеленого цвета. В единичных случаях среди зеленоцветных встречаются песчаники со слабым лиловым оттенком.

Максимальная мощность отложений федоровской свиты в пределах площади работ составляет 650–680 м.

Фациальный профиль свиты по латерали существенных изменений не испытывает. Однако отмечается некоторое увеличение роли красноцветных пород в западном направлении, в результате чего, возможно, они и становятся доминирующими в стратотипическом разрезе свиты [96].

По петрографическому составу песчаники массивные, тонкополосчатые псефитовой и псефито-алевритовой (алевропесчаники) структуры, по составу существенно кварцевые. Обломочный материал (70–80%) представлен резким преобладанием зерен кварца (70–80%). Присутствует кислый плагиоклаз (5–10%) и обломки кислых, средних эффузивов и микрокварцитов (10–20%). Обломки плохой и средней окатанности, размером 0,03–0,2 мм. Цемент (20–30%) карбонатно-кремнистый, железисто-карбонатный, карбонатный, реже глинисто-карбонатный. По типу – поровый, реже порово-базальный и пленочный, часто с новообразованиями хлорита, эпидота.

Алевролиты плитчатые тонкополосчатые породы, по составу и типу цемента аналогичные вышеописанным песчаникам с алевритовой структурой.

Конгломерации представлены несортированными и плохоокатанными обломками кварца и яшмоидов, реже отмечаются обломки зеленокаменных эффузивов основного состава. Обломочный материал составляет 30–40% породы. Размер обломков варьирует от 1–4, редко 20–30 см. Цемент (60–70%) песчанистый средне-крупнозернистый слабоизвестковистый.

Породы свиты слабо метаморфизованы. Наличие хлорита и эпидота в составе цемента пород, а также интенсивное прокварцевание, которое отмечается повсеместно, объясняется ороговикованием пород в результате воздействия на них гранитоидных интрузий джойского комплекса.

В магнитном и гравиметрическом плане породы федоровской свиты своего отражения не находят. Они располагаются в области значений магнитного и гравитационного поля подстилающих ее кремнисто-вулканогенных пород.

Породы свиты относятся к немагнитным, замеры их магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности составляют соответственно $5-50 \times 10^{-6}$ ед. СИ и $5-10 \times 10^{-3}$ А/м. Плотность пород варьирует от 2,7 до 2,8 г/см³, что соответствует отрицательным остаточным аномалиям Δg . Гамма-активность варьирует в пределах 9–11 мкР/ч.

По данным спектрального полуколичественного анализа, геохимический фон пород свиты характеризуется повышенными, по сравнению с породным кларком, содержаниями: хрома – 14 (кларк 3,5), фосфора – 99 (кларк 40), никеля – 8 (кларк 3,5) и ванадия – 5 (кларк 3). Состав характеризуется постоянным присутствием молибдена, цинка, марганца, кобальта в количествах, соответствующих фоновым. Медь, свинец, титан, серебро, бор, стронций, барий, олово содер-

жаты в малых количествах (ниже кларковых значений), остальные находятся ниже порога их обнаружения.

Степень дешифрируемости отложений свиты на АФС удовлетворительная. Дешифрирование производится по более светлому фототону и редко выраженному в рельефе структурно-денудационному уступу.

Позднесилурийский возраст федоровской свиты принят условно, по аналогии с соседним с запада листом, где в ее стратотипическом разрезе собрана фауна пржидольского отдела позднего силура [14].

Шиштыкская серия (S_2^{255}) впервые выделена и описана в ранге свиты Б. Д. Томашпольской в 1934 г. в бассейне среднего течения р. Ус у фермы Шиштык [20, 86]. Более поздними работами свита переведена в ранг серии и введена в Западно-Саянскую серийную легенду [67] В. Д. Зальцманом и др. в 1994 г. Стратотипом является разрез в правобережье р. Ус в ур. Шиштык.

Отложения шиштыкской серии развиты в северной части площади в бассейне среднего течения р. Тихая и ее левого притока – руч. Весёлый. Здесь они слагают южную половину Тиховской брахисинклинальной складки (14) с круто поставленными крыльями и шешпирской моноклинали (13). Центриклинальное замыкание складки отчетливо прослеживается в районе устья руч. Пограничный.

В пределах площади работ шиштыкская серия характеризуется пестроцветным терригенным составом. Значительно преобладают песчаники (70–80%), преимущественно мелкозернистые, реже встречаются тонкозернистые и средне-мелкозернистые разности лилово-серого, серого, зеленого, иногда темно-зеленого, лилово-красного и лилово-коричневого цвета, горизонтально слоистые. Подчиненным значением пользуются лилово-коричневые конгломераты мелкогалечные (10–15%) и прослои темно-серых известняков (5–10%).

На подстилающие отложения изербельской свиты венда серия налегает с резким угловым азимутальным несогласием и базальными конгломератами в основании (обн. 2). В правобережье в среднем течении р. Тихая установлено несогласное залегание эффузивов актуругской свиты нижнего девона на песчаниках шиштыкской серии (обн. 10). В северной части, почти у северной рамки листа породы серии прорываются интрузией джойского гранитного комплекса раннего девона.

Разрезы шиштыкской серии изучались по коренным обнажениям в правом борту р. Тихая, но из-за плохой обнаженности полноценного разреза свиты составить не удалось. Фрагмент разреза серии составлен в правобережье р. Тихая, в 3 км севернее устья руч. Самджир и имеет следующий вид (снизу вверх).

1. Песчаники лилово-коричневые мелкозернистые, преимущественно кварцевые с линзовидными участками (10–15 × 15–20 см) более светлых лиловых сильноизвестковистых песчаников хорошей сортировки	50
2. Песчаники яркого темно-зеленого цвета мелко-среднезернистые полевошпат-кварцевого состава, хорошо сортированные, с хорошей окатанностью зерен, карбонатизированные по нитевидным трещинам	10
3. Песчаники лилово-коричневые мелкозернистые, преимущественно кварцевые с линзовидными участками (от нескольких см до 1 м) более светлых лиловых сильноизвестковистых песчаников хорошей сортировки (в глыбах) с многочисленными прослоями и линзами (1–5 мм) яркого вишнево-красного глинистого вещества и редкими стяжениями (3–10 мм), выполненными кварцем	50
4. Известняки темно-серые массивные, горизонтальнослоистые	15
5. Песчаники, аналогичные описанным в слое 3	70
6. Известняки темно-серые массивные, горизонтальнослоистые	30
7. Песчаники, аналогичные описанным в слое 3	20

Мощность описанного разреза – 245 м.

Трансгрессивное налегание пород шиштыкской серии на изербельскую свиту с базальными мелкогалечными конгломератами в основании установлено в районе устья руч. Пограничный в т.н. 24343 (обн. 9). Мощность прослоя конгломератов составляет 7–10 м.

Неполная мощность серии в пределах изучаемой площади – более 1100 м.

По латерали шиштыкская серия фациально устойчива.

Песчаники массивные характеризуются псефитовой структурой, по составу кварц-полевошпатовые и полимиктовые. Обломочный материал (80–90%) представлен кварцем (40–50%), полевыми шпатами (30–40%), обломками основных эффузивов и кварцитов (10–20%).

Обломки средней и хорошей окатанности. Цемент (10–20%) карбонатный, железисто-карбонатный, глинисто-карбонатный, по типу – поровый, реже порово-базальный.

Конгломераты мелкогалечные хорошо сортированы, галька хорошей и средней окатанности составляет 40–60% объема породы. В составе ее преобладает кварц (60–70%), обломки серицит-хлоритовых плейчатых сланцев (15–20%), присутствуют также эффузивы и кварциты (10–20%). Цемент – крупнозернистый песчаник.

Известняки – темно-серые мелкокристаллические массивные, горизонтальнослоистые породы.

В целом породы шиштыкской серии характеризуются отрицательным магнитным полем интенсивностью 100–300 нТл. Однако в магнитном плане они практически не выражаются, на их месте фиксируются изометричные повышения магнитного поля, связанные с внедрением гранитных интрузий (предположительно, скрытых).

Породы свиты относятся к немагнитным, замеры их магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности составляют соответственно $5\text{--}30 \times 10^{-6}$ ед. СИ и $3\text{--}7 \times 10^{-3}$ А/м. Плотность пород варьирует от 2,6 до 2,7 г/см³, что соответствует отрицательным остаточным аномалиям $\Delta\gamma$. Гамма-активность варьирует в пределах 9–11 мкР/ч.

По данным спектрального полуколичественного анализа, геохимический фон пород свиты характеризуется повышенными, по сравнению с породным кларком, содержаниями: хрома – 5,25 (кларк 3,5) и фосфора – 71,5 (кларк 40). Породы характеризуется постоянным присутствием меди, марганца, молибдена, цинка, свинца, серебра, бора, никеля, кобальта, олова, ванадия и бериллия в содержаниях соответствующих фоновым. Титан, стронций и барий содержатся в низких количествах (ниже кларковых значений), остальные находятся ниже порога обнаружения.

Степень дешифрируемости отложений свиты на АФС удовлетворительная. Дешифрирование производится по более светлому фототону.

Позднесилурийский возраст шиштыкской серии принят по аналогии с соседним с запада листом, где в ее стратотипическом разрезе собрана фауна пржидольского отдела позднего силура [14].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

К этому стратиграфическому уровню отнесены осадочно-вулканогенные образования кужебазинского комплекса (актургская и купхольская свиты) Центрально-Саянской СФЗ, кендейско-саглинского комплекса Хемчикско-Систигхемской и Центрально-Тувинской СФЗ нижнего девона трахиандезитбазальт-дацит-трахириолитовой формации вместе с их субвулканическими образованиями и дайковой фацией. Кроме того, осадочные отложения среднего (атакшильская, илеморовская, уюкская свиты) и верхнего девона Центрально-Саянской (лобанцевская, араданская, иджимская свиты) и Хемчикско-Систигхемской СФЗ (бегрединская, кохайская, джаргинская свиты) терригенно-карбонатной лагунно-морской формации.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Кужебазинско-Западносаянская вулканоплутоническая ассоциация

Около 20% площади работ занимают позднекаледонские гранитовые массивы (бичебалыкский, большепорожский и джойский), которые, согласно Западно-Саянской серийной легенде [78], рассматриваются в качестве Западно-Саянской габбро-диорит-гранодиорит-гранитовой интрузивной серии. В более общем плане она входит, совместно с кужебазинским осадочно-вулканогенным комплексом, в состав позднекаледонской орогенной вулканоплутонической ассоциации. Образование последней связывается с заключительной стадией ордовик-раннедевонского коллизионного тектоно-магматического этапа развития Западного-Саяна.

Кужебазинский осадочно-вулканогенный комплекс

Комплекс выделен в составе актургской и купхольской свит нижнего девона. Назван и введен в легенду В. Д. Зальцманом в 1994 г. [67]. В него вошли вулканиты бывшей кызылбу-

лакской серии, пространственно расположенные в Усинском прогибе Центрально-Саянской СФЗ. Те же самые вулканиды в Центрально-Тувинском и Систигхемском прогибах относятся к кендейско-саглинскому осадочно-вулканогенному комплексу, в котором, помимо вулканогенной (кендейской свиты), осадочная составляющая выделена в самостоятельную саглинскую свиту.

Структурный план вулканогенных образований кужебазинского комплекса тесно связан с процессом становления Усинского прогиба. Блочные движения, приведшие к образованию этой структуры, сопровождались излияниями эффузивов в условиях умеренно расчлененного рельефа, сформировавшегося к началу нижнего девона. В результате в отложениях серии наблюдаются относительно крутые (60–80°) углы падения пород, а вблизи крупных надвиговых покровов устанавливается их опрокинутое залегание с углами падения 80°.

В процессе формирования вулканогенных толщ кужебазинского комплекса четко выделяются два этапа, разделенные во времени. Образование актуругской свиты характеризует первый (ранний этап), включающий в себя излияние лав основного и среднего состава и сопровождавшийся выбросом туфов. Второй, более поздний этап связан с излияниями лав преимущественно кислого состава и, в значительно меньшей мере, основного и среднего составов, а также сопровождается выбросом туфов. На этом этапе формируются отложения более поздней купхольской свиты нижнего девона. Между отдельными излияниями этого этапа существовали спокойные периоды, о чем свидетельствуют пласты красноцветных песчаников.

Таким образом, в составе кужебазинского комплекса выделяются две свиты, различные по литологическому составу и соответствующие двум, последовательно сменяющим друг друга во времени этапам вулканической деятельности (нижележащая актуругская и залегающая на ней купхольская свиты).

Напряженная разрывная и трещинная тектоника в районе распространения образований кызылбулакской серии, сложность литологических соотношений и несопоставимость разрезов на различных участках, характер рельефа, на который изливались эффузивы основного и кислого состава создают трудности в определении мощности. Общая мощность разреза актуругской и купхольской свит на площади листа оценивается в пределах 2300 м.

Актуругская свита (*Dak*) выделена И. К. Кокозеевым и др. в 1971 г. [78]. Стратотипом является разрез в урочище Куже-База в междуречье руч. Ак-Туруг и Адыр левых притоков р. Куже за пределами площади работ. Подразделение является условно валидным [78].

На картах предшественников отложения свиты рассматривались в составе нижней толщи кызылбулакской серии нижнего–среднего девона [15, 86, 96, 118].

Отложения свиты пользуются довольно широким развитием в пределах площади работ. В виде полосы (1–3 км) свита протягивается в восточной и западной частях Усинского прогиба, окаймляя залегающие выше эффузивы купхольской свиты кислого состава. Она выходит на поверхность в левобережье р. Красная, в верховьях р. Нистафоровка, в устьях рек Тихая, Коярд и Ореш. Отдельный фрагмент свиты в виде «нашлепки» занимает вершину небольшого водораздела р. Омул и ее правого притока – руч. Болотный. Общая площадь, занятая отложениями актуругской свиты, составляет около 60 км².

В строении свиты принимают участие темно-серые, темные зеленовато-серые массивные эффузивы основного и среднего составов умеренно-щелочного и нормального рядов – трахиандезиты, трахибазальты, андезиты, базальты (55–60%), их туфы, туффиты и лавобрекчии (35–40%) с прослоями туфоконгломератов в основании свиты (3–5%).

Свита с угловым несогласием с туфобрекчиями и туфоконгломератами в основании налегает на разные уровни венда, нижнего кембрия и верхнего силура. Соотношения актуругской свиты с подстилающими отложениями амыльской свиты венда–нижнего кембрия закартированы в правобережье в нижнем течении р. Тихая (850 м от т.н. 24153). Контакты с буйбинской свитой нижнего кембрия наблюдались в ряде точек на правобережье р. Нистафоровка (обн. 14) и в верховье руч. Заломный (обн. 16) [118]. Контакт вулканогенных образований с подстилающими песчаниками шиштыкской серии верхнего силура зафиксирован в правом борту в нижнем течении р. Тихая (т.н. 24158) (обн. 10). Верхняя граница с вышележащими отложениями купхольской свиты характеризуется постепенными переходами – сменой средних пород кислыми.

Свита характеризуется сложнопостроенным и литологически изменчивым разрезом вулканических основного и среднего составов. Породы с резкими и постепенными фаціальными переходами от эффузивных пород к пирокластическим и от одних эффузивов к другим. Сложное

строение разреза обусловлено чередованием покровов трахиандезитов и трахибазальтов с базальтами, андезитами (200–250 м) с прослоями их туфов, туффитов и лавобрекчий. Напряженная трещинная тектоника, крутые, почти отвесные борта коренных выходов и сложность литологических соотношений не позволяют составить представительный разрез свиты. Учитывая значительную фациальную изменчивость вулканической толщи, общая мощность отложений свиты в пределах изучаемой площади составляет 250–800 м.

Фациальная изменчивость свиты характеризуется целым рядом особенностей. В направлениях с юга на север и северо-восток меняется состав пород от основных к средним, в этих же направлениях возрастает количество пирокластического материала. На юге и юго-западе (верховья ручьев Заломный и Молоканый) в составе свиты преобладают базальты, трахибазальты и их туфы. В подчиненном количестве присутствуют андезиты, трахиандезиты и редко их туфы. В центральной части поля пород нижней толщи, на водоразделе ручьев Поганый и Заломный–р. Нистафоровка наблюдается фациальное замещение эффузивных образований пирокластическими, причем количество последних достигает 50 %. В то же время основные эффузивы постепенно уступают место средним. В северной части площади развития вулканогенных образований, в междуречье Нистафоровка–Иосифовка туфы среднего и смешанного составов занимают уже около 70 % всего объема пород. В подчиненном количестве встречаются мало мощные покровы основных и средних эффузивов. Лавобрекчии по простиранию с юго-запада на северо-восток часто замещаются туфобрекчиями.

Мощность свиты крайне невыдержана. Максимальные значения мощности фиксируются в западной части Усинского прогиба, минимальные – в восточной.

Структурно-текстурные особенности (зернистость, величина, количество и состав порфировых выделений, миндалекаменная текстура) отдельных покровов весьма невыдержаны и очень часто меняются по падению и простиранию.

Трахиандезиты серого, лилово-серого, иногда лилово-красного цветов от мелкозернистых до скрытокристаллических очень трудно по внешнему виду отличить от андезитов. По петрографическому составу породы обладают порфировой и сериально-порфировой структурой с гиалопилитовой и пилотакситовой структурой основной массы. Иногда отмечается флюидальная текстура. Во вкрапленниках (25–30 %) преимущественно сосюритизированный плагиоклаз (андезин) среднего состава (0,3–1 мм), реже роговая обманка и хлоритизированный клинопироксен. Основная масса представлена хлорит-полевошпатовым (КПШ, вулканическое стекло) агрегатом, в которую погружены микролиты плагиоклаза (пилотакситовая структура). Широко развит магнетит в виде пылевидных частиц.

Андезиты обычно серого, зеленовато-серого, редко лилово-серого цветов мелко-, чаще скрытокристаллические, иногда миндалекаменной текстуры характеризуются порфировой (реже афировой), гиалопилитовой и пилотакситовыми структурами основной массы. Порфировые выделения (15–20 %) представлены сосюритизированным плагиоклазом (олигоклаз-андезин) и призматическими кристаллами роговой обманки, очень редко в них встречаются пироксен и оливин. В миндалекаменных разностях пустоты выполнены кальцитом. Основная масса состоит из беспорядочно ориентированных микролитов сосюритизированного плагиоклаза и пироксена, в промежутках между которыми устанавливается хлоритизированное вулканическое стекло с включениями рудных минералов. Акцессорные минералы – апатит, лейкоксен, магнетит.

Базальты – темного, зеленовато-серого цвета, массивные, иногда порфировые породы, иногда с миндалекаменной текстурой. Миндалины (1–5 мм) имеют округлую и овальную формы, выполнены белым или розоватым кальцитом. Под микроскопом породы характеризуются интерсертальной долеритовой, микродолеритовой, офитовой, пойкилоофитовой и гиалопилитовой структурой основной массы, иногда флюидальной текстурой. Вкрапленники (25–30 %) представлены удлинёнными табличками (1–1,5 мм) основного плагиоклаза (андезин–лабрадор), замещенного сосюритом и, реже, авгитом. Основная масса породы представлена беспорядочно расположенными призмочками основного плагиоклаза, в промежутках между которыми – хлорит и гидроокислы железа. Среди акцессорных минералов присутствует магнетит.

Трахибазальты невозможно отличить от базальтов по внешнему виду. По цвету и структурно-текстурным особенностям существенных отличий они не имеют. Под микроскопом характеризуются пилотакситовой, реже трахитовой микроструктурой. В составе основной массы

присутствует основной плагиоклаз (лабрадор, битовнит), КППШ, пироксен (чаще авгит), иногда встречается роговая обманка.

Пирокластические образования свиты представлены туфами, туффитами, туфобрекчиями и туфоконгломератами основного, среднего и смешанного составов. Преобладают туфы смешанного состава. Они имеют темную, зеленовато-серую или лиловую окраску и внешне, как правило, между собой не различаются. Структура туфов алевропсаммитовая, псефито-псаммитовая, по характеру обломков лито- и кристаллокластическая. Обломки (от 1–1,5 до 5–7 мм в поперечнике) представлены кварцем, основным плагиоклазом, базальтами, андезитами, бурыми трахитами, реже микрокварцитами и мусковит-кварцевыми сланцами. Цемент пепловый либо мелкоосколочный хлоритизированный и лейкоксенизированный.

Туфо- и лавобрекчии характеризуются зеленовато-темно-серыми и лиловато-серыми тонами окраски. Внешне они довольно хорошо распознаются по поверхностям выветривания, где видно как остроугольные и оплавленные, вытянутые обломки эффузивов обтекает лава с хорошо выраженной флюиальностью. От туфов они отличаются в основном по величине обломков (3–4 см в поперечнике). Обломочный материал (30–60 %) представлен андезитами, трахиандезитами, базальтами, реже обломками плагиоклазов и др. Цементирующая масса представляет собой лаву основного или среднего состава или туфовый материал. Для туфобрекчий, расположенных в основании свиты, характерно присутствие обломков пород подстилающих горизонтов – песчаников, серицит-хлоритовых сланцев (обн. 1, 5, 6).

Туфоконгломераты лилового и лилово-серого цветов, от мелкогалечных до валунных, грубослоистые. Галька (от 2–3 до 10–15 см) представлена эффузивами среднего и кислого состава, их туфами, зеленокаменными сланцами изербельской и амыльской свит, яшмоидами, жильным кварцем. Цемент литокристаллокластический туфовый смешанного состава. Такие конгломераты в основании актуругской свиты закартированы в правом борту в нижнем течении р. Тихая.

Характеристика свиты в физических полях и по геохимическим данным приведена ниже в описании купхольской свиты.

Раннедевонский возраст свиты обосновывается, с одной стороны, тесной связью с перекрывающей купхольской свитой, для пород которой известен изотопный возраст [67]. С другой стороны, он устанавливается условно по ее положению в разрезе. Свита несогласно налегает на отложения шиштыкской серии верхнего силура и перекрывается лобанцевской свитой, возраст которой надежно датируется верхним девоном.

Купхольская свита (*D_{кр}*) выделена П. С. Антоновым в 1964 г. в районе оз. Куп-Холь в Западных Саянах [20], откуда и получила свое название. Стратотип расположен на горе Кызыл-Тайга за пределами площади работ.

На картах предшественников отложения свиты рассматривались в составе верхней толщи кызылбулакской серии нижнего–среднего девона [15, 118].

Свита пользуется широким развитием в пределах площади работ. Ею представлено 70 % общего объема картируемых отложений Усинского прогиба. Она слагает крупные водоразделы основных правых притоков р. Ус – рек Иосифовка и Нистафоровка, выходит на поверхность в бассейне р. Красная и руч. Черемуховый, протягиваясь широкой полосой по долине р. Ус. Изолированное поле пород купхольской свиты закартировано в левобережье в нижнем течении р. Макаровка, северо-западнее устья руч. Пospelов. Общая площадь распространения этих образований составляет около 200 км².

К купхольской свите отнесены продукты второго, более позднего этапа формирования вулканических толщ Кужебазинского комплекса, представленные трахириолитами, трахидацитами, порфиrowыми риолитами (60 %), риодацитами (2–3 %), их туфами (20 %) и лавобрекчиями (5 %) с подчиненными прослоями андезитов, базальтов и их туфов (10 %) и маломощными горизонтами красноцветных песчаников (1 %).

Свита согласно перекрывает отложения актуругской свиты. Граница между ними четкая и проводится по смене основных эффузивов кислыми. Граница с вышележащими отложениями характеризуется трансгрессивным залеганием на ней лобанцевской свиты верхнего девона.

Основная часть поля купхольской свиты сложена однообразной по составу толщей трахириолитов и порфиrowых риолитов розового, лилово-красного, розовато-серого и серого цветов, в меньшей степени их туфов и лавобрекчий. Характерно широкое развитие тектонических трещин, которые затушевывают и без того трудно поддающуюся расшифровке внутреннюю

структуру свиты. Наиболее четко строение толщи выражено в краевых частях площади ее распространения, где обнажаются подстилающие эффузивы среднего–основного состава и их туфы нижней толщи (верховье руч. Поганый, район руч. Молоканый и левобережье р. Иосифовка). Здесь в составе свиты наряду с риолитами хорошо картируются покровы трахидацитов, туфы и лавобрекчии. На водоразделе рек Нистафовка – Иосифовка в правобережье р. Ус в разрезе свиты отмечаются прослои (10–50 м) основных эффузивов и красноцветных песчаников, залегающих внутри пачки порфировых риолитов. Песчаники имеют пологое (15–20°) падение на юго-восток. В верховье руч. Поганый (правый борт р. Нистафоровка) закартировано «амебовидное» поле порфировых риолитов купхольской свиты. На этом участке наблюдается кольцевое строение покровов эффузивов и их туфов актуругской и купхольской свит. Возможно, это остатки построек древнего палеовулкана центрального типа, о чем будет сказано ниже.

Для коренных обнажений свиты характерны скалистые гребни, обрывы, в которых наблюдается вертикальная либо пластовая отдельность. Чаще всего эти виды отдельности сочетаются в одном коренном выходе, иногда отмечается столбчатая, полигональная отдельность. Однообразие пород не позволяет выделить здесь отдельные потоки или покровы кислых лав. Ввиду этого, а также осложняющей трещинной тектоники, очень сложного строения разреза свиты и сильной изменчивости ее литологического состава, представительный разрез свиты составить не удалось. Общая мощность свиты в пределах площади работ определяется достаточно условно в 1500 м [118]. Свита фациально изменчива, но закономерностей ее фациальных изменений, ввиду вышеперечисленных обстоятельств, проследить не удалось.

Трахириолиты розового, лилово-красного цветов, скрытокристаллические. Внешне породы слабо отличаются от риолитов розовой и красной окраской. По составу основной массы и текстурно-структурным особенностям они в целом схожи с риолитами. Однако вкрапленники в них представлены в основном кислым пелитизированным плагиоклазом, иногда калишпатом, в составе основной массы меньше кварца.

Риолиты – светло-серого, реже розового цвета, порфировой структуры, очень плотные породы со скрытокристаллической основной массой. Под микроскопом характеризуются микрофельзитовой, реже сферолитовой структурой, флюидальной текстурой, которая иногда отчетливо видна в обнажении и можно замерить ее углы падения, которые обычно составляют 20–30°. Порфировые выделения (0,5–2 мм) представлены преимущественно идиоморфными либо оплавленными зернами кварца, реже альбита и калишпата. На долю их приходится 7–10% общего объема породы. В составе основной массы различаются кварц, полевые шпаты, серицит (возможно, серицитизированный плагиоклаз). В качестве аксессуаров присутствуют магнетит и апатит.

Трахидациты – светло-, реже темно-серые афировые породы с плотной массивной текстурой. В составе присутствуют средний плагиоклаз (андезин), калишпат, иногда встречается кварц. Темноцветы представлены пироксеном. Среди аксессуаров встречаются магнетит и апатит.

Пирокластические образования свиты представлены туфами и лавобрекчиями кислого состава. Туфы обладают лиловой окраской, характеризуются своеобразной крупноглыбовой отдельностью, очень плотные. Под микроскопом устанавливается алевро-псаммитовая и псефопсаммитовая структура. По составу обломков породы лито- и кристаллокластические. Обломки (от долей мм до 5–6 см в поперечнике) кристаллов (40–60%) представлены кварцем, калишпатом (пертитом) и альбитом или стеклом кислого состава, обломки пород (40–60%) – риолитами и трахириолитами. Цементирующая масса мелкоосколочная или представляет собой раскристаллизованный пепловый материал, где различаются кварц, серицит и бурая гематитовая пыль.

Лавобрекчии характеризуются лиловыми и розовато-серыми тонами окраски. От туфов они отличаются в основном величиной обломков (2–5 см в поперечнике). Обломочный материал (30–60%) представлен риолитами, трахириолитами, базальтами, реже обломками кварца и калишпата и др. Цементирующая масса представляет собой лаву или туфовый материал кислого состава.

Породы основного состава (андезиты и базальты), закартированные в виде маломощных прослоев в отложениях свиты, аналогичны вышеописанным в составе актуругской свиты.

По химическому составу эффузивы купхольской свиты расположены в поле нормальнощелочных пород с незначительным трендом в сторону низкощелочных дацитов и риолитов (рис. 9). По химическим параметрам риолиты, риодациты свиты (6 проб) относятся к калиево-натриевому типу ($K_{\text{ш}} = 1,0$), весьма высокоглиноземистые ($Al' = 5,2$), железистые ($K_{\text{ф}} - \text{до } 82$), андезибазальт (1 проба) принадлежит также к калиево-натриевому типу, умеренноглиноземистый, низкожелезистый ($K_{\text{ф}} = 47$).

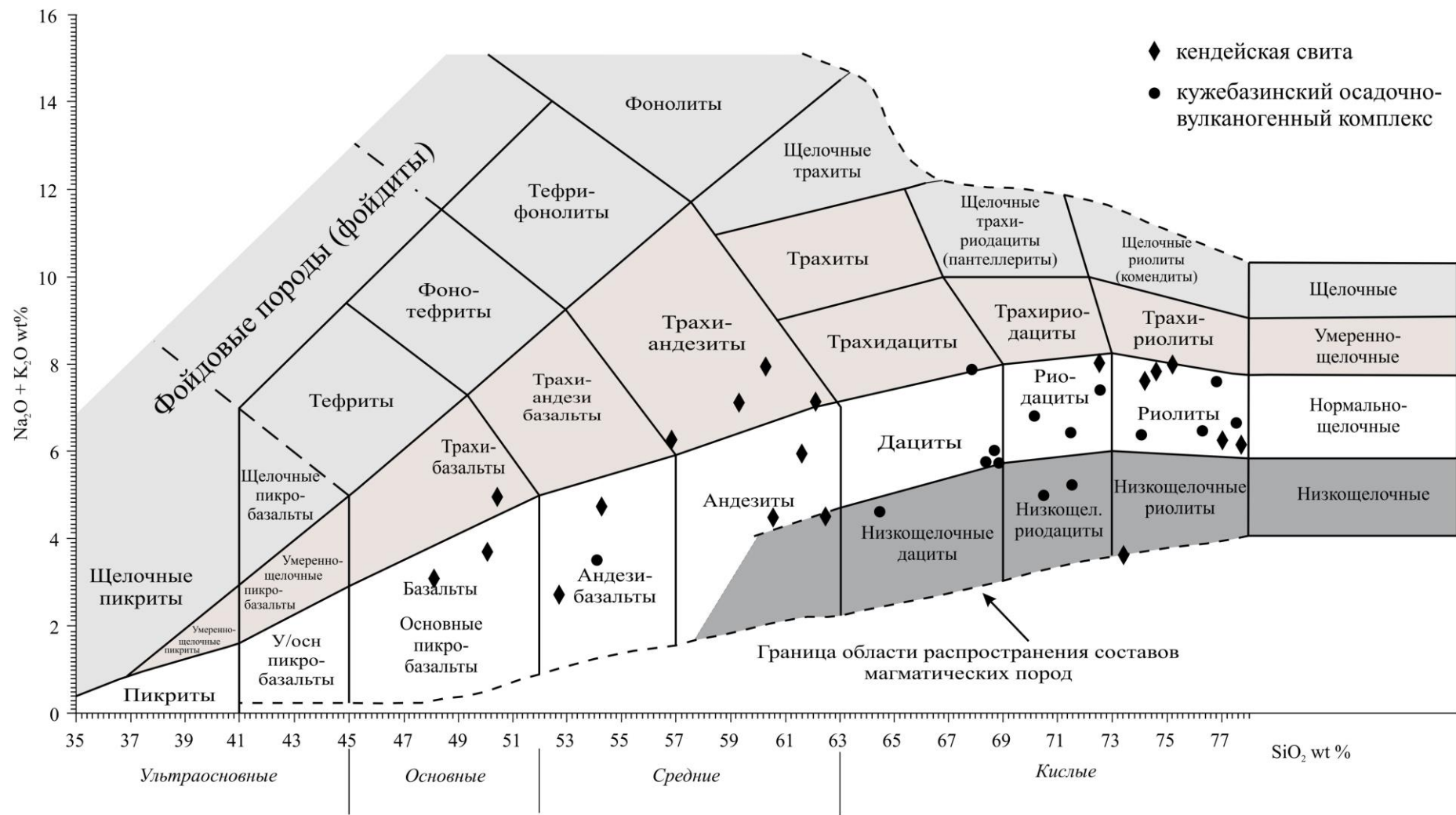


Рис. 9. Поля размещения вулканогенных образований кужебазинского осадочно-вулканогенного комплекса и кендейской свиты на диаграмме TAS.

За пределами листа известны изотопные датировки пород свиты 382–402 млн лет (D_{1-2}). Раннедевонский возраст свиты принят в соответствии с легендой [67].

Поля распространения пород актуругской и купхольской свит характеризуются по данным аэромагнитной съемки и наземных магнитометрических работ [118] довольно спокойным, слабоизрезанным знакопеременным магнитным полем. При этом основные эффузивы актуругской свиты выражаются слабopоложительными магнитными аномалиями (от 0 до +200 нТл), а кислые эффузивы купхольской – слабоотрицательными (от 0 до –150 нТл). Иногда кислые эффузивы, выходящие на дневную поверхность, отражаются в магнитном поле основных эффузивов, которые просвечивают через них положительными аномалиями. Магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность для пород актуругской свиты составляет $73\text{--}1811 \times 10^{-5}$ ед. СИ и $134\text{--}18\,211 \times 10^{-3}$ А/м (для базальтов, их туфов и лавобрекчий), $30\text{--}3500 \times 10^{-5}$ ед. СИ и $40\text{--}62\,000 \times 10^{-3}$ А/м (для андезитов и трахиандезитов). Породы являются немагнитными и слабомагнитными. Отложения купхольской свиты со значениями $14,2\text{--}456 \times 10^{-5}$ ед. СИ и $4,7\text{--}78 \times 10^{-3}$ А/м (для риолитов и дацитов), $0\text{--}17\,660 \times 10^{-5}$ ед. СИ и $25\text{--}59\,000 \times 10^{-3}$ А/м (для туфов и лавобрекчий кислого состава) относятся к немагнитным. Аномальные значения вышеперечисленных параметров связаны с повышенным содержанием магнетита в составе пород.

Наиболее высокоплотными породами являются туфы и лавобрекчий кислого состава ($2,46\text{--}2,98$ г/см³). Более низкие значения плотности характерны для средних и кислых эффузивов, базальтов и туфов основного состава ($2,6\text{--}2,8$ и $2,5\text{--}2,75$ и $2,58\text{--}2,8$ г/см³ соответственно). Радиоактивность пород в целом варьирует от 10 до 16 мкР/ч.

По данным спектрального анализа, вышеуказанные отложения характеризуются повышенными содержаниями (по сравнению с породным кларком): молибдена – 0,48 (кларк 0,13), бора – 1,5 (кларк 0,5) и хрома – 7,6 (кларк 1,4).

Никель, серебро, свинец, цинк, медь, фосфор, ниобий и галлий находятся в пределах породных кларков, остальные – ниже этих значений или за пределами порога обнаружения.

Степень дешифрируемости пород на АФС хорошая. Дешифрирование производится по хорошо выраженным в рельефе скальным коренным выходам эффузивов на поверхность.

Субвулканические образования кужебазинского осадочно-вулканогенного комплекса ($\lambda\zeta D_1 k\zeta$) встречаются среди эффузивных и пирокластических образований актуругской и купхольской свит, в эффузивно-осадочных отложениях амыльской свиты венда–нижнего кембрия и осадочных породах шиштыкской серии верхнего силура. В отложениях среднего девона и выше по разрезу они не встречаются.

Субвулканические образования представлены на площади работ некками и штоками дацитов, риолитов и риодацитов.

В бассейне, в среднем течении р. Нистафоровка закартирована крупная ($1,5 \times 2$ км) субвулканическая постройка почти угловатой формы (вероятно, шток), по мнению предшественников, [118] – остаток древнего палеовулкана центрального типа. Жерло его, предположительно, расположено в районе высот 1747,3 и 1683,7 м и в настоящее время закрыто покровом порфировых риолитов. Наличие палеовулканической постройки отчасти подтверждается кольцевым строением эффузивных покровов купхольской и актуругской свит. В основании данной вулканической постройки лежат покровы дацитов, риолитов и риодацитов. Вероятно, другая вулканическая постройка, но менее выраженная, закартирована в междуречье Таловка–руч. Килейный. Здесь на водоразделе, в районе высот 1520,6 и 1460,1 м закартировано другое, значительно меньшее по размерам ($0,5 \times 1$ км), вытянутое в субмеридиональном направлении изолированное поле, сложенное также риолитами, дацитами и риодацитами.

Помимо вышеописанных субвулканических тел при ГДП-200 закартированы и другие, преимущественно в северной части площади. Некоторые из них приурочены к зонам крупных дизъюнктивов. Отнесение их именно к жерловой фации весьма условно, но они хорошо картируются, так как обладают резко отличным от вмещающих пород риолит-дацитовым составом и особенной морфологией коренных выходов. Обычно это секущие тела, дискордантные по отношению к вмещающим отложениям.

По петрографическому составу породы субвулканических образований кужебазинского комплекса принципиально не отличаются от соответствующих им пород, описанных в составе купхольской свиты.

В магнитном поле данные образования своего отражения не находят. Качественная и количественная характеристики пород в физических полях и по геохимическим данным соответствуют вышеописанным для пород купхольской свиты.

В зонах повышенной трещиноватости широко отмечаются гидротермальные изменения пород, с которыми связано урановое оруденение и минерализация меди в пределах Улугхемской СФПЗ.

Возраст субвулканических образований в пределах площади работ устанавливается достаточно уверенно. Они достоверно моложе отложений силура и с размывом перекрываются конгломератами лобанцевской свиты верхнего девона. В отложениях лобанцевской свиты и моложе субвулканические тела отсутствуют. Таким образом, в отношении возраста определяется узкий раннедевонский временной интервал их внедрения, соответствующий возрасту образований кужебазинского осадочно-вулканогенного комплекса.

Кендейско-саглинский осадочно-вулканогенный комплекс

Комплекс выделен в составе кендейской и саглинской свит нижнего девона и назван так В. Д. Зальцманом в 1994 г. [67]. В его состав вошли вулканиды бывшей кызылбулакской серии, пространственно расположенные в Центрально-Тувинском и Систигхемском прогибах Центрально-Тувинской и Хемчикско-Систигхемской СФЗ. Осадочная составляющая комплекса здесь выделена в самостоятельную саглинскую свиту нижнего девона.

По аналогии с кужебазинским комплексом, образование осадочно-вулканогенных отложений данного комплекса связано с процессом становления Центрально-Тувинского и Систигхемского прогибов, который проходил в два этапа. Каждый из этапов характеризуется образованием покровов эффузивов основного (нижнекендейская подсвита) и кислого (верхнекендейская подсвита) составов кендейской свиты.

Кендейская свита впервые выделена Г. Н. Лукашовым в 1956 г. в ранге свиты. Стратотипом является разрез в бассейне р. Кендей (хр. Танну-Ола) за пределами площади работ [48].

На картах предшественников отложения свиты рассматривались в составе кызылбулакской серии нижнего–среднего девона с подразделением на пачки [15, 86, 96]. Кендейская свита в современном понимании, в ранге свиты с двухчленным строением разреза, описана более поздними работами и введена в Западно-Саянскую серийную легенду В. Д. Зальцманом в 1994 г. [78].

Свита широко развита в пределах площади работ. Девяносто процентов всех картируемых отложений Центрально-Тувинского и 30% Систигхемского прогибов – кендейская свита. Отложения ее распространены в юго-восточной части изученной площади – от края южной и восточной рамок листа до Хемчикского надвига. По нему структуры «срезаются» надвиговыми покровами отложений малиновской серии и атчольской свиты Хемчикского прогиба. Территориально свита охватывает всю степную часть площади, которая характеризуется низкогорным рельефом и слабо развитой речной сетью. Отложения свиты выходят на поверхность в районе пос. Аржаан, г. Туран, в нижнем течении и по бортам водоразделов р. Туран.

Соотношения кендейской свиты с подстилающими отложениями несогласные. Перерыв, предшествующий ее образованию, может быть значительным. Отмечается налегание свиты на разные уровни силура (мынасская, дерзигская, атчольская свиты). Перерыв фиксируется базальными конгломератами, туфо- и лавобрекчиями в основании свиты. Границы с вышележащими отложениями саглинской свиты согласные, характеризуются постепенным взаимопереходом. Внутри свиты контакты между подсвитами согласные, и граница между ними проводится по смене основных эффузивов кислыми.

В пределах основного поля распространения отложений кендейской свиты, она подразделяется на две подсвиты, что очень четко отражено на карте аномального магнитного поля.

Нижнекендейская подсвита (D_1kn_1) ранее рассматривалась в составе нижней толщи кызылбулакской серии нижнего–среднего девона. Наиболее распространена в Центрально-Тувинской СФЗ и в виде широких полос северо-восточного простирания протягивается от г. Туран до бассейна р. Уюк к южной рамке листа. В Хемчикско-Систигхемской СФЗ отложения свиты слагают крылья Среднетуранской антиклинали (19).

В пределах Хемчикско-Систигхемской СФЗ, по материалам предшествующих работ [57], подсвита представлена серыми и зеленовато-серыми андезитами, андезибазальтами с горизонтами лиловых и лилово-серых агломератовых туфов и туфопесчаников. В основании подсвиты залегает горизонт туфоконгломератов.

В пределах Центрально-Тувинской СФЗ в строении свиты принимают участие андезиты, андезибазальты, базальты, трахибазальты, их туфы, туффиты и лавобрекчии, среди которых встречаются прослои туфоконгломератов, в том числе в основании свиты [57]. Общая мощность нижнекендейской подсвиты в пределах территории листа составляет более 1000 м.

Верхнекендейская подсвита (D_1kn_2) ранее рассматривалась в составе верхней толщи кызылбулакской серии нижнего-среднего девона. Наиболее распространена в Центрально-Тувинской СФЗ, аналогично отложениям нижнекендейской подсвиты. В Хемчикско-Систигхемской СФЗ слагает крылья Среднетуранской антиклинали (19).

В пределах Хемчикско-Систигхемской СФЗ литологический состав подсвиты представлен розовыми и лилово-серыми порфиоровыми риолитами и дацитами, риодацитами, с редкими горизонтиками их туфов, туффитов, лавобрекчий и игнимбритов.

На площади Центрально-Тувинской СФЗ подсвита сложена дацитами, трахидацитами, трахириолитами, лавобрекчиями, игнимбритами с прослоями вишневого песчаника и туфопесчаников.

Общая мощность верхнекендейской подсвиты в пределах изученной площади – более 1000 м.

Ввиду сложного тектонического строения и плохой обнаженности территории не всегда удается расчленить свиту на подсвиты и, как следствие, на отдельных участках – Кутургинская мульда – (21) выделяется кендейская свита нерасчлененная.

Кендейская свита нерасчлененная (D_1kn) закартирована в пределах Хемчикско-Систигхемской СФЗ у восточной рамки листа на крыльях Кутургинской мульды, где она распространена незначительно.

Свита сложена базальтами, андезитами, риолитами, их туфами, туфогравелитами, туфопесчаниками и туфоконгломератами в основании. Отложения свиты залегают со стратиграфическим и угловым несогласием на отложениях мынаасской свиты верхнего силура. Общая мощность нерасчлененной кендейской свиты в пределах площади работ – менее 1000 м.

По химическому составу эффузивы кендейской свиты, так же, как и кужебазинского комплекса, расположены в поле нормальнощелочных пород, но с небольшим уклоном в сторону умереннощелочных по всем разновидностям (рис. 9).

По химическим параметрам: базальты и андезибазальты свиты относятся к натриевому типу ($K_{щ}=4,8$), высокоглиноземистые ($Al'=1,1$), железистые ($K_{ф}=74,5$), андезиты – к натриевому типу, весьма высокоглиноземистые ($Al'=1,12$) и принадлежат к серии ферробазальтов ($K_{ф}=86,9$); риолиты и риодациты кендейской свиты, в отличие от купхольской, относятся к калиево-натриевому типу ($K_{щ}=0,7$), весьма высокоглиноземистые ($Al'=3,6$), весьма железистые ($K_{ф}=91$).

Учитывая выделение самостоятельных кужебазинского и кендейско-саглинского осадочно-вулканогенных комплексов из состава единой кызылбулакской серии в разных СФЗ [15, 86, 96], соответствующие породы в составе этих комплексов характеризуются идентичностью петрографического состава, что установлено, в том числе, работами ГДП-200. Их описание приводится выше, в характеристике пород кужебазинского осадочно-вулканогенного комплекса.

Качественная и количественная характеристика пород свиты в физических полях и по геохимическим данным соответствует таковой, приведенной в описании пород купхольской свиты.

Согласно Легенде Западно-Саянской серии листов, возраст свиты принят раннедевонским [78]. За пределами территории листа в отложениях этого стратиграфического уровня и в перекрывающих свитах известны окаменелости раннего девона [78]. Изотопный возраст пород свиты определен К-Аг методом в 388–394 млн лет [20].

Саглинская свита (D_1sg) выделена Н. Н. Предтеченским и А. М. Данилевым в 1956 г. по р. Саглы. Стратотипом является разрез, расположенный у пос. Саглы за пределами площади листа. Ранее описывалась в составе кендейской свиты.

Свита характеризуется крайне ограниченным распространением. Отложения свиты закартированы узкой полосой (около 3 км) в юго-восточной части площади, на южном склоне горы Моготы в составе Центрально-Тувинского прогиба. Здесь она слагает крылья небольшой (примерно 8×6 км) синклинальной структуры, в ядре которой картируются отложения атакшильской свиты среднего девона.

Вулканогенно-осадочные породы, слагающие саглинскую свиту, являются верхними частями разреза кендейско-саглинского осадочно-вулканогенного комплекса. В строении свиты

принимают участие часто чередующиеся между собой песчаники вишневые и вишнево-красные средне-крупнозернистые (иногда грубозернистые), лиловые гравелиты, средне-крупногалечные конгломераты. В них достаточно часто встречаются пропластки риолитов и андезитов.

Соотношения саглинской свиты с подстилающими отложениями кендейской свиты согласные. Нижняя граница проводится по появлению устойчивого во всех разрезах горизонта средне-крупногалечных конгломератов, сменяющего эффузивы кендейской свиты. В местах отсутствия последних граница условно проводится по смене эффузивных пород кендейской свиты грубозернистыми песчаниками саглинской свиты.

Разрез свиты представляет собой незакономерное переслаивание разнозернистых песчаников и гравелитов с прослоями (от 3–5 до 1–20 м) риолитов и андезитов. Причем прослой большей мощности приурочены преимущественно к нижней части разреза. Ввиду ограниченности распространения и плохой обнаженности разрез свиты не изучался. На соседней с востока площади изучен детальный разрез саглинской свиты, территориально расположенный в продолжении той же самой синклинали структуры. По аналогии с ним мощность свиты в пределах изучаемой площади составляет 840 м.

Песчаники массивные, под микроскопом устанавливается псефитовая структура. В составе обломочного материала принимают участие порфиновые риолиты, дациты (20%), жильный кварц и калиево-полевые шпаты (70%), реже обломки основных эффузивов (10%).

Обломочный материал характеризуется очень плохой окатанностью или совсем не окатан, часто остроугольной формы. Цемент карбонатно-железистый.

Гравелиты по составу, характеру обломочного материала и типу цемента полностью соответствует песчаникам и отличаются от них только размерностью зерен.

Конгломераты содержат гальку, по составу аналогичную обломочному материалу песчаников. Галька плохой степени окатанности, иногда совсем не окатана, сцементирована карбонатно-железистым цементом.

Риолиты и андезиты в прослоях саглинской свиты аналогичны описанным в составе нижней и верхней подсвит кендейской свиты.

Свита органическими остатками не охарактеризована. Возраст определяется по ее положению в разрезе ниже атакшильской свиты нижнего девона и выше мынасской свиты позднесилурийского возраста. Кроме того, за пределами листа в отложениях свиты известны находки позднедевонской флоры и комплекса спор [87].

Субвулканические образования кендейско-саглинского осадочно-вулканогенного комплекса ($\gamma\pi$ - $\tau\lambda\pi D_1 kn$ -sg; $\delta\pi$ - $\beta D_1 kn$ -sg; δ - $\alpha\beta D_1 kn$ -sg) встречаются среди эффузивных и пирокластических образований кендейской свиты нижнего девона и осадочных отложений нижнего–верхнего силура (атчольская, семибратинская и мынасская свиты). В отложениях среднего девона и выше по разрезу они не встречаются.

По составу выделяются две группы пород – первая сложена породами кислого, вторая основного и среднего составов. Форма тел – некки, штоки, силлы, дайки.

Первая группа представлена гранит-порфирами, риолит-порфирами, трахириолит-порфирами.

Наиболее крупные тела первой группы закартированы южнее г. Туран в бассейне р. Уюк, в районе устья рек Туран и Арзак. Они представлены штоками вытянутой в субмеридианальном направлении или практически изометричной формы 1–2,5 × 0,5–2 км и приурочены к разрывным нарушениям северо-восточного простирания. Центральная часть этих тел сложена красными массивными гранит-порфирами с хорошей степенью раскристаллизации. По периферии встречены риолит-порфиры и трахириолит-порфиры яркого лилового и лилово-красного цветов с флюидальными текстурами течения.

Гранит-порфиры – красные, лилово-красные породы, от мелко- до скрытокристаллических с порфировой структурой, массивной текстурой. Под микроскопом они характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Порфиновые выделения (25–30%) представлены калишпатом (санидин, микроклин), который образует идиоморфные таблитчатые зерна 1,5 × 2,0 мм, участками с включениями округлых зерен кварца и чешуек мусковита. Основная масса гетерозернистая, состоит из кварца – 60–65%, микроклина и ортоклаза – 15–20%, кислого плагиоклаза – 5–10% и биотита (3–5%). Самым идиоморфным среди них является ортоклаз, а ксеноморфным – кварц. Аксессуары представлены цирконом, рутилом и эпидот-клиноциозитом (единичные зерна).

Риолит-порфиры лилового, лилово-серого цветов с порфирированной структурой и массивной текстурой. Под микроскопом также устанавливается порфирированная структура с фельзитовой основной массой и флюидальная текстура. Порфирированные выделения (15–20%) представлены кислым плагиоклазом двух генераций. Плагиоклаз частично сосюртитизирован. Основная масса неоднородна, в основном фельзитовая, реже состоит из тонкозернистого агрегата (менее 0,05 мм) кварца (35–40%), альбита (20%), пелитизированного полевого шпата с примесью хлорита (10%) и девитрифицированного вулканического стекла (15–20%). К аксессуарам относятся псевдосферолиты – 5%, хлоритовые минералы – 3%, рудные – 2%, карбонат – 1%.

Трахириолит-порфиры принципиальных отличий от риолит-порфиров не имеют и внешне не различаются. Горные породы характеризуются повышенным содержанием калишпата.

Вторая группа представлена породами основного и среднего составов – диоритами, диорит-порфирированными, андезитами, андезибазальтами, долеритами. Субвулканические тела такого состава закартированы в верховьях р. Туран среди пород нижнего–верхнего силура и в полях кендейской свиты в юго-восточной части площади южнее г. Туран. Представлены они в северной части штоком, на юге – внутриформационными силлами, реже некками. Дайковые образования основного состава закартированы в единичном случае при проведении ГДП-200 у края южной рамки листа в отложениях атчольской свиты и представлены диоритами, андезитами и андезибазальтами.

Диориты – серые, лилово-серые породы с порфирированной структурой и плотной, массивной, иногда такситовой текстурой. Под микроскопом устанавливается реликтовая порфирированная структура с интерсертальной и микропиклитовой структурой основной массы. Порфирированные зерна пироксена единичны (до 2 мм), почти полностью замещены баститом (псевдоморфозы бастита по пироксену). Внутри псевдоморфоз встречаются единичные реликты ортопироксена. Основная масса состоит из среднего плагиоклаза (андезин–лабрадор) (70–75%), ортопироксена (5–7%), бурой роговой обманки (15–20%) и рудного минерала (2%). Кварц, биотит, калишпат, апатит встречаются в виде единичных зерен, вторичные минералы представлены хлоритом, актинолитом, баститом, клиноцоизитом.

Остальные породы по составу не отличаются от таковых, описанных в составе кендейской свиты.

Субвулканические образования долеритового, андезибазальтового, диоритового составов кендейской свиты (6 проб) принадлежат к калиево-натриевому типу ($K_{\text{ш}} = 1,4$), весьма высокоглиноземистые ($Al' = 1,2$), железистые ($K_{\text{ф}} = 68$). Данные образования по щелочности заметно отличаются от эффузивов подобного состава самой свиты. Субвулканические породы принадлежат к калиево-натриевому типу, а эффузивы – к натриевому.

В магнитном поле данные образования своего отражения не находят. Качественная и количественная характеристики пород в физических полях и по геохимическим данным соответствуют вышеописанным для пород купхольской свиты.

Возраст субвулканических образований устанавливается достаточно уверенно. Они достоверно моложе отложений силура и с размывом перекрываются конгломератами атакшильской свиты среднего девона. В отложениях атакшильской свиты и моложе не закартировано ни одного субвулканического тела. Таким образом, в отношении возраста определяется узкий раннедевонский временной интервал их внедрения, соответствующий возрасту образований кендейско-саглинского осадочно-вулканогенного комплекса.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Атакшильская свита (D_{2at}) выделена А. Л. Лисовским и Ю. М. Владимирским в 1950 г. [15]. Также описана в бассейне р. Бий-Хем по р. Атакшил А. М. Данилевиным и Н. Н. Предтеченским [48]. Стратотипом является разрез по р. Атакшил за пределами площади работ.

На территории листа атакшильская свита, как и саглинская свита нижнего девона распространена крайне незначительно и входит в состав Центрально-Тувинской СФЗ. Она слагает небольшую гору Моготы (1192,8 м) в юго-восточном углу листа и закартирована в ядре небольшой синклинали структуры, на крыльях которой выходят отложения саглинской свиты.

Свита характеризуется красноцветной окраской и преобладанием грубообломочных пород. Она представлена песчаниками (93%) лилового, лилово-красного цветов средне-крупнозернистыми, лилово-серыми гравелитами и конгломератами (7%).

Отложения свиты с размывом и угловым несогласием залегают на подстилающей ее саглинской свите с конгломератами в основании. Граница с перекрывающими ее отложениями в пределах Центрально-Тувинской СФЗ на площади листа не установлена.

Разрез свиты в целом характеризуется монотонным переслаиванием средне-крупнозернистых песчаников с гравелитами, среди которых периодически встречаются прослои гравийных конгломератов. Такой разрез составлен при проведении ГДП-200 по западному склону горы Моготы, и, по мнению авторов отчета, характеризует свиту полностью в пределах площади работ (т.н. 24181–24182) (снизу вверх).

1. Конгломераты лилово-серые мелкогалечные. Галька средней окатанности представлена эффузивами и кварцем. Цемент песчанисто-гравелитистый с размером цементирующих обломков от 2–4 до 10–15 мм. Обломки средней и хорошей окатанности, плохо сортированные. В целом гравелиты отмечаются в виде прослоев (10–50 мм) среди песчаного цемента	5
2. Задерновано	95
3. Песчаники известковистые лилово-красного цвета, мелко-среднезернистые, плохо сортированные	54
4. Конгломераты гравийные. Цемент – грубозернистый песчаник серого цвета с обломками плохой и средней окатанности	30
5. Песчаники известковистые лилово-красного цвета, мелко-среднезернистые с плохой окатанностью зерен	48
6. Песчаники известковистые лилово-красного цвета, мелко-среднезернистые, плохо сортированные	268

Мощность описанного разреза – 500 м.

По петрографическому составу песчаники полимиктовые, в составе кварц (35–40%), обломки риолитов (15–30%), дацитов и андезитов (до 10%). Обломочный материал средней и плохой окатанности, плохосортированный. Цемент железистый, железисто-карбонатный, карбонатный смешанного типа.

Конгломераты мелкогалечные лилово-серые. Галька представлена преимущественно андезитами, порфиоровыми риолитами, порфиоровыми трахитами и их туфами. Реже встречаются кварциты, сланцы, молочно-белый кварц. Материал угловато-окатанный, плохо сортированный. Цемент – разномиктовые лилово-серые и серые песчаники и гравелиты, нередко образующие прослои и линзы в конгломератах.

Гравелиты по составу и типу цемента аналогичны песчаникам и отличаются от них только размерностью зерен.

Среднедевонский возраст свиты принят по аналогии с соседними районами, где имеются сборы растительных остатков и комплекса спор [87].

В магнитном поле отложения саглинской и атакшильской свит своего отражения не находят, так как они слагают толщи сравнительно небольшой мощности и залегают на эффузивах кендейской свиты, которые просвечивают через них и характеризуются положительным и слабоотрицательным магнитным полем интенсивностью от –100 до +100 нТл. Исследования физических свойств пород данных свит при проведении ГДП-200 не проводились. По материалам работ на смежных территориях [87], породы саглинской и атакшильской свит относятся к немагнитным, обладают средней плотностью 2,6 г/см³. Их радиоактивность колеблется в пределах 14–16 мкР/ч.

В геохимическом отношении свита в пределах площади работ не охарактеризована.

На аэрофотоснимках участки развития пород атакшильской свиты характеризуются серым бесструктурным фототонном, без проявления слоистости.

В металлогеническом отношении с породами свиты связано урановое оруденение.

Илеморовская свита (*D₂il*) выделена Н. А. Беляковым и В. С. Мелещенко в 1950 г. у села Илеморова в Минусинской котловине [48]. Стратотип расположен на левом берегу р. Тея у села Илеморова. В 1952 г. работами Я. С. Зубрилина, Н. Н. Предтеченского, А. М. Данилевича и И. В. Кузнецова было установлено широкое развитие данных отложений в Тыве.

Свита в пределах площади пользуется крайне незначительным распространением. Она находится в составе Систигхемского прогиба, пространственно расположена в междуречье Туран–Стерлиг и слагает (наряду с верхне- и нижнекаменноугольными отложениями) герцинские наложенные структуры – Кутургинскую (21) и Шалбыкбарскую (22) мульды в восточной части площади. Отложения свиты закартированы на крыльях синклиналильных структур и характеризуются слабонаклонным залеганием пород (20–30°).

В отличие от атакшильской, породы илеморовской свиты характеризуются большей известковистостью, сероцветной окраской, тонкозернистостью и лучшей окатанностью и сортировкой обломочного материала. В составе свиты преобладающим значением пользуются известковистые песчаники и алевролиты серого, зеленовато-серого цветов. В подчиненном количестве присутствуют прослои красноцветных алевролитов, мелкозернистых песчаников и серых известняков. В основании свиты наблюдаются конглобрекчии и брекчиевидные известняки.

Согласно Легенде Западно-Саянской серии листов [78], свита в составе Хемчикско-Систи-гхемской СФЗ согласно, с постепенным переходом залегает на отложениях атакшильской свиты. Нижняя граница свиты проводится по общей смене красноцветных терригенных пород атакшильской свиты на сероцветные карбонатно-терригенные породы илеморовской свиты. В пределах площади работ атакшильская свита в разрезе отсутствует, и илеморовская свита несогласно, с конглобрекчиями в основании, залегает на эффузивах кендейской свиты. Соотношения свиты с вышележащими отложениями уюкской свиты характеризуются постепенными переходами.

Сводный разрез илеморовской свиты изучался у восточной рамки листа на левобережье в верховьях р. Туран, в районе высот с отметками 1426,4 и 1557,4 м (10) [86]. Здесь на эффузивах кендейской свиты несогласно залегают (снизу вверх).

1. Известняки песчаные брекчиевидные и конглобрекчии	5
2. Известняки серые глинистые	10
3. Алевролиты известковистые светло-серые	15–20
4. Песчаники светло-серые мелкозернистые	100
5. Алевролиты известковистые темно-серые	10
6. Перерыв в обнаженности	40
7. Песчаники светло-серые мелкозернистые	50–60
8. Алевролиты светло-серые	15–20
9. Песчаники светло-серые мелкозернистые	50
10. Алевролиты темно-серые	15
11. Известняки серые глинистые	10
12. Песчаники светло-серые мелкозернистые	80
13. Алевролиты известковистые темно-серые	20

Мощность описанного разреза – 450 м. Общая мощность отложений илеморовской свиты в пределах изученной площади составляет 500 м [86], свита фациально устойчива.

По петрографическому составу песчаники полимиктовые известковистые. Характеризуются мелко-среднезернистой структурой, горизонтальнослоистой текстурой, иногда сменяющейся слабоволнистой слоистостью донных течений и мелких симметричных знаков ряби. Обломки представлены полевыми шпатами (30–40%), кварцем (5–30%), обломками кислых эффузивов (15–40%), микрокварцитов, реже средних эффузивов, известняков. Редко встречается биотит, мусковит, амфибол, турмалин, циркон, апатит, сфен и гранат. Цемент базальный, поровый глинисто-гидрослюдистый, глинисто-карбонатный, карбонатный.

Алевролиты преимущественно известковистые массивные, редко горизонтальнослоистые; характеризуются псаммито-алевролитовой структурой. По составу и типу цемента аналогичны вышеописанным песчаникам.

Конглобрекчии встречаются редко в виде линз в подошве свиты. Обломки (55–85%) окатанные и полуокатанные представлены кислыми эффузивами, гранитами, микрогранитами, фельзитами, аргиллитами, песчаниками и известняками. Цемент – мелко-среднезернистый, аналогичный вышеописанному.

Известняки темно-серые, зеленовато-серые мелкокристаллические, реже пелитоморфные массивные, сгустковые. Часто с терригенной примесью от 2 до 20%, представленной обломками кварца, полевого шпата, рудных минералов и обломков пород.

Физические свойства породного состава свиты, ее отражение в магнитном поле и геохимические данные приведены ниже, в описании хербесской свиты.

Органические остатки в отложениях свиты представлены флорой *Taeniocrada* sp. [86], распространенной в девоне. В других районах в свите встречены разнообразные окаменелости (филлоподы, флора, ихтиофауна), определяющие возраст вмещающих отложений среднедевонским (ранний живет).

Уюкская свита (*D₂uk*) выделена А. М. Данилевичем, Я. С. Зубриллиным и Н. Н. Предтеченским в 1956 г. на водоразделе рек Уюк и Бегреда [48]. Однако впервые отложения, отно-

сящиеся в современном понимании к джаргинской свите, описаны В. С. Мелешенко на Уюкском хребте как аналог бейской свиты Минусинской котловины. В 1953 г. Н. И. Новожиловым в этих отложениях были найдены и определены филоиды. Стратотип свиты расположен в приустьевой части р. Уюк за пределами площади.

Отложения уюкской свиты, наряду с нижележащей илеморовской, развиты в междуречье Туран–Стерлиг и в левобережье, среднем течении р. Туран, распространены незначительно. Она закартирована в составе Систигхемского прогиба и слагает герцинские наложенные структуры – Кутургинскую (21) и Шалбыкбарскую (22) мульды в восточной части площади.

Свита характеризуется крайне однообразным составом. Основную роль в ее составе играют песчаники (85–90%) зеленовато-серого цвета мелко- и среднезернистые с подчиненными прослоями лилово-красных алевропесчаников (10–15%). Породы характеризуются тонкой горизонтальной, реже косой слоистостью.

Свита согласно с постепенным переходом залегает на отложениях илеморовской свиты. Нижняя граница недостаточно четкая и условно проводится по смене сероцветных тонкозернистых пород илеморовской свиты зеленовато-серыми, лилово-красными мелко- и среднезернистыми песчаниками уюкской свиты. Граница с вышележащими отложениями более четкая и проводится по смене зеленовато-серых мелко-среднезернистых песчаников уюкской свиты красноцветными грубозернистыми песчаниками бегрединской свиты.

Разрез уюкской свиты характеризуется монотонной сероцветной толщей мелко-среднезернистых песчаников с редкими прослоями лилово-красных алевропесчаников. Ввиду ограниченности распространения и плохой обнаженности разрез свиты не изучался. Видимая мощность уюкской свиты составляет 400–450 м.

В пределах площади свита фациально устойчива. Однако за ее пределами известно увеличение роли грубообломочного материала в верхней части разреза [87].

По петрографическому составу песчаники уюкской свиты характеризуются мелко-среднезернистыми псаммитовыми структурами, массивными, горизонтально-, реже косослоистыми текстурами. Обломочный материал разнообразен по составу. Он представлен кварцем, полевыми шпатами, плагиоклазом, эпидотом, халцедоном, чешуйками биотита и мусковита, единичными зернами сфена, амфибола, турмалина, циркона, апатита, граната, эффузивами, их туфами, кварцитами, кварц-серицитовыми сланцами, алевролитами и аргиллитами. Обломки средней окатанности, часто угловатой формы. Цемент карбонатный, глинисто-серицитовый, кремнистый, участками глинисто-железистый; поровый, регенерационный.

Алевропесчаники тонкослоистые либо массивные, по составу аналогичны песчаникам, но более известковистые. Характерны вторичные изменения – эпидотизация цемента на отдельных участках.

Характеристики физических свойств породного состава свиты, а также ее отражение в магнитном поле и по геохимическим данным приведены далее, в описании хербесской свиты.

Органические остатки в пределах площади работ в отложениях свиты не обнаружены. Среднедевонский возраст принят на основании ее сопоставления с разрезами, охарактеризованными находками листоногих: *Asmussia bejaensis* Nov., *A. biikemensis* Nov., *A. zubrilini* Nov., *Trigonestheria altaikensis* Nov., *Sphaerestheria prima* Nov. и др. (определения Н. И. Новожилова) живетского яруса бейского горизонта Минусинской котловины за пределами площади [37].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Хемчикско-Систигхемская СФЗ

Бегрединская свита (*D₃bg*) выделена и названа Я. С. Зубриллиным по месту ее наиболее полного развития по р. Бегреда в 1956 г. [48]. Впервые отложения, относимые в настоящее время к данной свите, описаны В. П. Масловым в 1947 г. Стратотипический разрез свиты расположен в бассейне р. Бегреда за пределами площади.

Свита, наряду с отложениями среднего девона Систигхемской СФЗ, развита в междуречье Туран–Стерлиг и в левобережье, среднем течении р. Туран, имеет незначительную площадь распространения. Отложения свиты слагают герцинские наложенные структуры – Кутургинскую (21) и Шалбыкбарскую (22) мульды в восточной части площади.

Для свиты характерна общая красноцветность пород и преимущественно грубообломочный состав. Свита сложена красноцветными песчаниками средне-крупнозернистыми, гравелитами с прослоями конгломератов, серо-зеленых алевролитов и алевропесчаников.

Свита согласно, с постепенным переходом залегает на подстилающих ее отложениях уюкской свиты. Нижняя граница проводится по подошве первой пачки конгломератов. С вышележащими отложениями свита связана постепенными переходами. Верхняя граница устанавливается по появлению в разрезе сероцветных известковистых пород кохайской свиты.

Разрез бегрединской свиты, составленный по коренным обнажениям у восточной рамки листа в верховьях р. Туран, в районе высоты с отметкой 1545,3 м (т.н. 4184–4186 [86]) имеет следующий вид (снизу вверх).

1. Песчаники лилово-серые и лиловые средне-крупнозернистые полимиктового состава, крайне неравномернозернистые с обуглившимися растительными остатками, прослой алевропесчаников и конгломератов	220
2. Перерыв в обнаженности	40
3. Алевропесчаники лилово-красного цвета	20
4. Конгломераты мелко-среднегалечные красноцветные	20
5. Песчаники средне-крупнозернистые лилового цвета с прослоями алевропесчаников в нижней части	150

Мощность описанного разреза – 450 м.

Песчаники средне-крупнозернистые, переходящие в гравелиты вишнево-красной и лилово-серой окраски. Породы полимиктового состава характеризуются псефито-псаммитовыми структурами, грубой косою и диагональной слоистостью. Обломочный материал представлен кварцем (20–30%), полевыми шпатами (10–15%), риолитами (30–40%), измененными хлоритизированными и ожелезненными породами (5–8%), кварцитами (до 5%), редко присутствуют гематит и сфен. Обломки средней окатанности, плохосортированные. Цемент карбонатный, карбонатно-железистый, участками регенерационный кремнистый; поровый, базальный. Среди цемента характерны сгустки лимонита.

Алевролиты и алевропесчаники по составу и типу цемента аналогичны вышеописанным песчаникам и отличаются от них меньшей размерностью обломочного материала и наличием алевроитовой структуры.

Конгломераты средне-, крупногалечные. Галька представлена белым жильным кварцем, эффузивами кислого, реже основного и среднего составов, песчаниками. Галька (1–20 см) и валуны (до 40 см) конгломератов хорошей и средней окатанности, иногда угловатая, средне-плохосортированная. Цемент песчаниковый базальный, песчано-гравийный.

Характеристики физических свойств породного состава свиты, ее отражение в магнитном поле, и геохимическая характеристика приведены далее, в описании хербесской свиты.

Фаунистически бегрединская свита в пределах площади работ не охарактеризована. Однако на соседней с юго-востока территории в Центрально-Тувинском прогибе [43] в разрезе свиты были обнаружены остатки рыб *Bothriolepis cellulosa* и флора *Pseudobomia ursine*, определенные как верхнедевонские. Кроме того, позднедевонский возраст свиты определяется ее положением в разрезе между фаунистически достоверно охарактеризованными отложениями. Она согласно залегает на отложениях уюкской свиты бейского горизонта и перекрывается кохайской свитой франского яруса.

Кохайская свита (D_3kh) выделена В. С. Мелешенко и Н. А. Беляковым в 1953 г. по р. Кохай в Минусинской котловине [48]. В дальнейшем широкое развитие отложений свиты в Центральной Тыве было доказано работами Я. С. Зубрилина, А. М. Данилевича, Н. Н. Предтеченского, И. В. Кузнецова и др. Стратотип свиты расположен в левобережье р. Тея (хр. Кохай) в Минусинской котловине.

Свита, наряду с отложениями среднего девона Систигхемской СФЗ, развита в междуречье Туран–Стерлиг и в левобережье, среднем течении р. Туран. Слагает герцинские наложенные структуры – Кутургинскую (21) и Шалбыкбарскую (22) мульды в восточной части площади.

Отложения свиты в целом характеризуются пестроцветностью и повышенной известковистостью. Свита представлена преимущественно пестроцветными (зеленовато-серыми, желтовато-серыми, лилово-серыми и лиловыми) массивными мелко-среднезернистыми песчаниками и алевролитами известковистыми с подчиненными прослоями глинистых известняков.

Отложения кохайской свиты согласно, с постепенными переходами залегают на породах бегрединской свиты и так же согласно перекрываются вышележащей джаргинской свитой. Нижняя граница свиты проводится по смене красноцветных грубообломочных пород бегрединской свиты тонкозернистыми пестроцветными отложениями кохайской. Верхняя граница характеризуется сменой мелкозернистых пород кохайской свиты крупнозернистыми песчаниками и конгломератами джаргинской свиты.

Разрез кохайской свиты составлен у восточной рамки листа в среднем течении р. Туран, в правом борту лога Шалбыкбар [15] и имеет следующий вид (снизу вверх).

1. Песчаники желтовато-серые от мелко- до крупнозернистых, прослой гравелитов	50
2. Алевролиты коричневого цвета кремнистые полосчатые с прослоями известняков в верхней части	30
3. Алевролиты травянисто-зеленые и серо-зеленые, в нижней части слоя массивные, в верхней части полосчатые	5
4. Песчаники грубозернистые, гравелиты желтовато-лиловые	5
5. Переслаивание светло-розовых битуминозных, алевритистых известняков с зелеными неясно-слоистыми алевролитами. Н. Н. Предтеченским в этом слое собрана коллекция ихтиофауны, из которой Д. В. Обручевым определены: <i>Bothriolepis</i> cf. <i>sibirica</i> Obr., <i>Megistolepis klementini</i> Obr., <i>Dipterus martianovi</i> Obr., <i>Onychodus remotus</i> Obr., <i>Elonichthyidae</i> , <i>Arthrodira</i>	10
6. Песчаники желтовато-лиловые средне-крупнозернистые с прослоями лиловых алевролитов и мелкозернистых песчаников	400

Мощность описанного разреза – 500 м. По материалам предшествующих работ, мощность описанного разреза соответствует максимальной мощности свиты в пределах площади листа [15, 86]. Фациальные изменения свиты по латерали характеризуются уменьшением мощности свиты в междуречье Туран–Стерлиг до 230 м.

Петрографическая характеристика песчаников кохайской свиты – полимиктовый состав, мелко-среднезернистые структуры, горизонтально-, реже косослоистые текстуры. Обломочный материал представлен преимущественно кварцем и полевым шпатом (до 80%), в подчиненном количестве присутствуют обломки кислых эффузивов и алевролитов (20%). Обломки средней степени окатанности, хорошосортированные. Цемент базального и порового типа, по составу карбонатный, глинисто-карбонатный и железисто-глинистый.

Алевролиты характеризуются псаммито-алевритовой структурой, тонкослоистые (слоистость горизонтальная, реже косая, как в песчаниках). По составу и типу цемента породы аналогичны вышеописанным песчаникам. Известняки по внешнему виду и составу аналогичны описанным в араданской свите.

Характеристики физических свойств породного состава свиты, а также ее отражение в магнитном поле и по геохимическим данным приведены далее, в описании хербесской свиты.

Органические остатки в отложениях свиты, собранные в пределах площади листа, представлены ихтиофауной. За пределами территории в породах свиты известны находки филлопод, ихтиофауны и флоры второй половины франского яруса [87]. Таким образом, возраст кохайской свиты надежно обосновывается собранной в ней флорой и фауной и соответствует верхам франского яруса.

Джаргинская свита ($D_3d\dot{z}$) выделена А. М. Данилевичем, Я. С. Зубрилиним и Н. Н. Предтеченским в 1954 г. в урочище Джарга на правом берегу р. Енисей [48]. Однако впервые отложения, относимые в настоящее время к джаргинской свите, описаны В. П. Масловым в 1947 г. в районе урочища Кызыл-Чира. Стратотипом является разрез в урочище Джарга в нижнем течении р. Бий-Хем за пределами площади листа.

Отложения джаргинской свиты, наряду с ниже- и вышележащими отложениями верхнего девона и нижнего карбона, слагают герцинские наложенные структуры – Кутургинскую (21) и Шалбыкбарскую (22) мульды в восточной части территории листа. Свита закартирована в составе Систигхемского прогиба и пользуется незначительным распространением в междуречье Туран–Стерлиг и в левобережье, среднем течении р. Туран севернее лога Шалбыкбар.

Литологический состав свиты характеризуется преобладанием грубозернистого материала. В строении ее принимают участие песчаники (50%) кварцевые и полевошпат-кварцевые разномзернистые: (средне-, крупнозернистые (80–85%), редко мелкозернистые (10–15%) лиловые и лилово-серые, алевролиты пятнистые (20%), гравелиты и мелкогалечные конгломераты красноцветные (20%).

Для отложений свиты характерен грубообломочный состав, грубая косая слоистость и красноцветная окраска. Свита в пределах площади листа представлена лиловыми и лилово-серыми крупно- и среднезернистыми песчаниками, гравелитами и мелко-среднегалечными конгломератами.

С подстилающими отложениями кохайской свиты джаргинская связана постепенными переходами. Граница между ними проводится по смене желтовато-серых песчаников кохайской свиты лиловыми. Соотношение с перекрывающей ее суглугхемской свитой нижнего карбона характеризуется перерывом в осадконакоплении.

Разрез джаргинской свиты характеризуется в целом монотонной, преимущественно красноцветной толщей средне-крупнозернистых песчаников, местами постепенно переходящих в гравелиты. Конгломераты имеют подчиненное значение и встречаются только в нижней части разреза. Ввиду ограниченности распространения и плохой обнаженности разрез свиты не изучался. С учетом ширины выхода и характера залегания видимая мощность уюкской свиты составляет около 700 м [86].

По петрографическому составу песчаники полимиктовые, характеризуются псаммитовой структурой и грубо-косослоистыми, реже неяснослоистыми текстурами. В обломочном материале преобладают кварц и полевой шпат (80–90%), в подчиненном количестве присутствуют обломки эффузивов, их туфов и кварцитов (10–20%). Обломки различной окатанности, плохо-сортированные. Цемент поровый, реже базальный, по составу карбонатный, железисто-карбонатный и кремнисто-карбонатный. Гравелиты по составу и типу цемента аналогичны вышеописанным песчаникам. Отличаются от них размером обломочного материала и плохой степенью его окатанности. Конгломераты мелко-среднегалечные с хорошоокатанной галькой кварца, кислых эффузивов и кварцитов. Галька сцементирована песчано-гравийным цементом базального типа.

Характеристики физических свойств породного состава свиты, а также ее отражение в магнитном поле и по геохимическим данным приведены далее, в описании хербесской свиты.

В отложениях свиты известны остатки флоры и ихтиофауны верхней части франского и фаменского ярусов верхнего девона [75]. Кроме того, позднедевонский возраст свиты устанавливается по стратиграфическому положению между фаунистически охарактеризованными отложениями кохайской и суглугхемской свит.

Центрально-Саянская СФЗ

Лобанцевская свита (D_3lb) выделена Н. Н. Предтеченским в 1958 г. [37] южнее пос. Верхнеусинское. Стратотипом является разрез на водоразделе кл. Лобанцев–р. Макаровка за пределами площади работ.

Отложения свиты картируются в пределах Усинского прогиба. Значительным распространением свита характеризуется в бассейне р. Ус и ее притоков в районе пос. Арадан. Здесь она занимает бассейны нижнего течения р. Тихая, нижнего и среднего течения р. Араданка и верховья руч. Черемуховый. Она незначительно распространена в бассейне р. Таловка и в 6 км южнее пос. Верхнеусинское в левобережье р. Макаровка, где слагает крылья Таловской мульды (17), которая в юго-восточной части «срезается» аллохтонными пластинами сланцев изербельской и амьельской свит.

Состав свиты характеризуется монотонной серией песчаников лилового и лилово-серого цветов, разнозернистыми (80%), косослоистыми, чередующимися с редкими прослоями конгломератов (10%), лилово-красных алевролитов (5%) и известняков.

Лобанцевская свита трансгрессивно с базальными конгломератами в основании и с угловым несогласием залегает на эффузивах кужебазинской серии и песчаниках нижнебуйбинской свиты. В основании четко фиксируются базальные конгломераты (15–20 м), наблюдавшиеся в коренном залегании во многих пересечениях (обн. 18, 20). С вышележащими отложениями араданской лобанцевская свита связана постепенными переходами.

Особенностью разреза лобанцевской свиты является приуроченность конгломератов и прослоев песчанистых известняков к нижней его части. Верхи разреза сложены в целом лиловыми и лилово-серыми разнозернистыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов. Разрез лобанцевской свиты вблизи устья р. Калаш (правый приток р. Таловка) (обн. 17) выглядит следующим образом [118] (снизу вверх).

1. Конгломераты базальные лилово-красного цвета, крупногалечные, с большим количеством крупных валунов. Валуны и галька представлены порфиrowыми риолитами, цемент – песчанистый известняк	15
2. Переслаивание кремнистых известняков (0,5–3 м) с конгломератами лилового цвета мелко-среднегалечными с галькой кислых эффузивов на известковистом цементе (5–10 м)	50
3. Конгломераты мелкогалечные и гравелиты лилового цвета	35
4. Песчаники лиловые, лилово-серые средне- и крупнозернистые с прослоями алевролитов (2–5 м)	120
5. Песчаники лиловые и лилово-серые мелкозернистые	50

Мощность описанного разреза – 270 м.

Другой тип разреза свиты отмечается по правому борту р. Тихая, юго-восточный склон вершины с выс. отм. 1589 м [86] (обн. 11). Здесь на эффузивах кужебазинской серии несогласно залегают (снизу вверх).

1. Брекчии и конгломераты лилового цвета. Обломки пород в них представлены эффузивами кызылбулакской серии	60
2. Песчаники лиловые и лилово-серые среднезернистые косослоистые	120
3. Переслаивание лилово-серых среднезернистых песчаников и лилово-красных алевролитов	145

Мощность описанного разреза – 325 м. По материалам предшествующих работ [15, 118], максимальная мощность разреза свиты в пределах изученной территории составляет 600 м. На площади листа свита фациально устойчива.

По петрографическому составу песчаники полимиктового состава, с грубой косою и диагональной слоистостью. Под микроскопом устанавливается псефитовая структура. В обломочном материале преобладает кварц, меньше полевого шпата и обломков пород, представленных эффузивами кислого и среднего состава. Обломки характеризуются средней окатанностью и плохой сортировкой. Цемент развит незначительно, в виде карбоната и гидроокислов железа.

Конгломераты содержат гальку, представленную преимущественно эффузивными породами кужебазинской серии – порфиrowыми риолитами, их туфами, реже эффузивами среднего и основного составов, в значительно меньшем количестве присутствуют обломки кварца, яшмовидов и песчаников с базальным песчано-гравийным цементом. Галька (70–80 %) в конгломератах средней степени окатанности сцементирована песчанисто-известковистым цементом.

Известняки кремнистые серые массивные состоят из округлых зерен кальцита. В них содержатся конкреции серых и оранжевых кремней.

Алевролиты характеризуются алевритовой структурой. По составу и типу цемента аналогичны вышеописанным песчаникам.

Характеристики свиты в магнитном и гравиметрическом полях, а также по геохимическим данным приведены в описании иджимской свиты.

Свита фаунистически не охарактеризована. Возраст подразделения устанавливается условно как позднедевонский. В Легенде Западно-Саянской серии листов [78] лобанцевская свита литологически отчетливо сопоставляется с бегрединской свитой нижней части верхнего девона Хемчикско-Систигхемской СФЗ, что условно определяет ее нижнюю границу. Верхний возрастной предел свиты обосновывается ее согласными соотношениями с вышележащей фаунистически охарактеризованной араданской свитой франского яруса.

Араданская свита (*D₃ar*) выделена Н. Н. Предтеченским в 1958 г. [37]. Стратотипом является разрез, расположенный в левобережье р. Ус у пос. Арадан в пределах изучаемой площади.

Отложения араданской свиты, как и лобанцевской, картируются в пределах Усинского прогиба, они слагают крылья Таловской мульды (17). Значительно распространены они в северной части площади – в бассейне р. Ус и ее правого притока р. Араданка, а также в восточной части площади в районе пос. Верхнеусинское. Здесь она занимает бассейны нижнего течения рек Мирская, Узюп и Макаровка – правых и левых притоков р. Ус. Узкая полоса (менее 1 км) отложений свиты картируется в бассейне р. Таловка, в правом борту руч. Калаш.

Свита сложена песчаниками (60–65 %) серыми, зеленовато-серыми средне-крупнозернистыми (в нижней части разреза насыщенными растительным детритом) с прослоями лиловых алевролитов и мелкозернистых песчаников (25–30 %) и редкими маломощными (от нескольких см до первых метров) прослоями серых алевритистых глинистых известняков (3–5 %) с фауной панцирных рыб. Породы свиты характеризуются повышенной известковистостью.

С подстилающими отложениями лобанцевской свиты араданская свита связана постепенными переходами. Нижняя граница описываемых отложений определяется сменой терригенных пород лобанцевской свиты лиловой и лилово-серой окраски карбонатно-терригенными сероцветными породами араданской свиты и проводится по подошве горизонта зеленовато-серых крупно-среднезернистых песчаников, насыщенных обильным растительным детритом (шурф 157 [118]). Соотношения с вышележащей иджимской свитой характеризуются постепенными переходами.

Разрез араданской свиты в целом характеризуется монотонным чередованием средне-крупнозернистых песчаников, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Однако мощность прослоев первых из них в два-три раза превышает мощность остальных разновидностей пород. Количество красноцветов постепенно увеличивается вверх по разрезу.

Стратотипический разрез араданской свиты (обн. 12) в левобережье р. Ус южнее пос. Араданка (район устья р. Тихая), описанный в материалах С. П. Красильникова [15], имеет следующий вид (снизу вверх).

1. Песчаники зеленовато-серые от мелко- до грубозернистых, насыщенные растительным детритом. Г. П. Радченко и М. Н. Петросяном определены: <i>Lepidodendron sverdrupi</i> Nath., <i>Heterangium</i> sp.	5
2. Песчаники известковистые лилово-серые мелкозернистые полосчатые	5
3. Алевролиты лиловые, в верхней части зеленые, с отпечатками панцирных рыб	10
4. Алевролиты известняки с остатками панцирей рыб. Из них Д. В. Обручевым определены: <i>Bothriolepis</i> cf. <i>sibirica</i> Obr., <i>Megistolepis klementini</i> Obr.	3
5. Алевролиты лиловые с подчиненными прослоями мелкозернистых лилово-серых и зеленовато-серых средне- и крупнозернистых песчаников	150
6. Алевролиты известковистые зеленовато-серые с отпечатками панцирей рыб	1
7. Алевролиты известковистые зеленые оскольчатые	5
8. Переслаивание песчаников серых и лилово-серых средне-крупнозернистых (15–20 м) с лилово-серыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками (3–5 м) известковистыми	120

Мощность описанного разреза – 300 м. По материалам предшественников, данная мощность араданской свиты является максимальной, минимальная мощность зафиксирована в бассейне р. Таловка [118].

В пределах изученной площади свита фациально устойчива.

По петрографическому составу песчаники и алевролиты аналогичны песчаникам лобанцевской свиты и отличаются от них хорошей сортировкой обломочного материала, большим содержанием цемента и преобладанием в нем карбоната.

Известняки глинистые серые и светло-серые массивные слоистые, содержащие 10–20 % темно-серого глинистого вещества.

Характеристики свиты в магнитном и гравиметрическом полях, а также по геохимическим данным приведены в описании иджимской свиты.

Возраст араданской свиты, как позднедевонский, обосновывается ихтиофауной, собранной в ее стратотипическом разрезе. Кроме того, свита фаунистически и по литологическому составу сопоставляется с кохайской свитой Систигхемского прогиба в Тыве, возраст которой надежно обоснован фаунистически и соответствует верхам фаменского яруса.

Иджимская свита (*D₃id*) выделена Н. Н. Предтеченским в 1958 г. [37]. Стратотипом является разрез, расположенный в левобережье р. Ус, в ее нижнем течении, в районе устья р. Иджим в пределах площади листа.

Свита, наряду с лобанцевской и араданской свитами картируется в пределах Усинского прогиба и, в отличие от них, наиболее распространена в восточной части территории листа в бассейне р. Ус, в районе пос. Верхнеусинское. Здесь она занимает бассейны нижнего течения рек Таловка, Иджим, Узюп и верховья р. Красноярка, слагает ядро Таловской мульды (17). В северной части площади отложения свиты закартированы узкой полосой (не более 1 км) на крыльях небольшой (7 × 4 км) брахисинклинальной структуры.

Литологический состав свиты характеризуется преобладанием грубозернистого материала. В строении свиты принимают участие песчаники (50 %) кварцевые и полевошпат-кварцевые разнозернистые: средне-, крупнозернистые (80–85 %), редко мелкозернистые (10–15 %) лиловые и лилово-серые, алевролиты пятнистые (20 %), гравелиты и мелкогалечные конгломераты красноцветные (20 %).

Соотношения с подстилающей араданской свитой согласные. Нижняя граница четкая, устанавливается по общей смене разреза сероцветных, в целом мелко-среднезернистых известковистых отложений, преимущественно красноцветными грубозернистыми породами иджимской свиты и проводится по подошве горизонта лилово-красных с зелеными пятнами песчаников

либо конгломератов, в цементе которых также отмечаются характерные округлые серовато-зеленые пятна. Граница с вышележащими отложениями характеризуется трансгрессивным залеганием на ней узюпской свиты нижнего карбона.

Разрез свиты характеризуется грубым ритмичным чередованием вышеперечисленных пород. Стратотипический разрез араданской свиты, неоднократно описанный в предшествующих работах [15, 37, 118], наиболее полно охарактеризован при проведении ГС-50 в левобережье р. Ус (район устья р. Иджим, подножие северного склона горы Башкириха [118]). Сводный разрез свиты составлен по коренным обнажениям и картировочной линии шурфов, выглядит следующим образом (снизу вверх).

1. Алевролиты лилово-красные с подчиненными прослоями песчаников	70
2. Песчаники мелко-, среднезернистые лилово-красного цвета	50
3. Алевролиты лилово-красные, зеленовато-серые с мелкими прослоями песчаников	30
4. Песчаники от мелко- до крупнозернистых лилово-красные, красно-коричневые с прослоями гравелитов (10–15 м)	140
5. Конгломераты крупногалечные с галькой песчаников, эффузивных пород и кварца на известняково-песчаном цементе	60
6. Песчаники крупнозернистые лиловые и лилово-коричневые	30
7. Конгломераты от мелко- до крупногалечных	25
8. Песчаники среднезернистые лилово-красные	50
9. Конгломераты крупногалечные	5
10. Песчаники среднезернистые лилово-красные	40
11. Конгломераты от мелко- до крупногалечных плохосортированные, с маломощными прослоями песчаников (до 1 м)	50
12. Песчаники крупно- и грубозернистые лилово-красного цвета, с прослоями лилово-серых среднезернистых песчаников	40
13. Песчаники лилово-красные среднезернистые	35
14. Конгломераты мелкогалечные	5
15. Песчаники лилово-красные среднезернистые	10

Мощность описанного разреза – 640 м. Изменения фациального профиля иджимской свиты связаны с некоторым увеличением ее мощности в периферических частях Таловской мульды и роли грубообломочных пород. По материалам предшествующих работ, максимальная мощность свиты в пределах изученной площади составляет 700 м. Минимальной мощностью разреза свита характеризуется в районе пос. Арадан, где из нее исчезают конгломераты и она становится песчано-алевритовой (мощность разреза свиты здесь составляет 250 м). На отдельных участках развития пород в составе свиты сильно увеличивается количество конгломератов и гравелитов до 40–50 %.

Песчаники и алевролиты иджимской свиты по составу аналогичны обломочным породам араданской свиты, но отличаются от них худшей сортировкой обломочного материала.

Гравелиты по составу и типу цемента сходны с песчаниками. Отличаются размером обломочного материала и плохой степенью его окатанности.

Конгломераты содержат гальку красноцветных песчаников (70 %), эффузивных пород кислого и среднего состава (20 %), яшмоидов и кварцитов (10 %). Галька плохой и средней окатанности, сцементирована песчанисто-известковистым цементом.

Для всех пород иджимской свиты характерны округлые зеленовато-серые пятна, по появлению и исчезновению которых с довольно высокой точностью устанавливаются верхняя и нижняя границы свиты.

Характеристики свиты в магнитном и гравиметрическом полях, а также по геохимическим данным приведены в описании хербесской свиты.

Иджимская свита фаунистически не охарактеризована. Ее возраст принят условно на основании того, что она достаточно надежно сопоставляется с красноцветной джаргинской свитой Хемчикско-Систигхемской СФЗ по литологическому составу и мощности. Нижняя граница свиты определяется ее согласным залеганием на фаунистически охарактеризованной араданской свите.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

К этому стратиграфическому уровню отнесены вулканогенно-осадочные отложения узюпской свиты Центрально-Саянской СФЗ, сулгугхемской и хербесской свит Хемчикско-Сис-

тигхемской СФЗ, Систигхемской СФПЗ карбонатно-терригенной телепирокластической формации.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Хемчикско-Систигхемская СФЗ

Суглугхемская свита (С₁sg) выделена Я. С. Зубриллиным в 1953 г. Стратотипом является разрез в правобережье р. Суглуг-Хем в районе Суглугхемских ворот за пределами площади.

Суглугхемская свита, наряду с нижележащими отложениями верхнего девона, относится к отложениям Систигхемского прогиба и незначительно распространена в пределах площади листа. В междуречье Туран–Стерлиг она закартирована в ядре Кутургинской мульды (21). В бассейне среднего течения р. Туран (южнее пос. Билелиг) отложения свиты слагают крылья пространственно вытянутой в юго-западном направлении и «срезанной» тектоническими нарушениями Шалбыкбарской мульды (22). Падение пород слабонаклонное, под углами 15–20°.

Литологический состав свиты характеризуется преобладанием грубозернистого материала и красноцветной окраской. В строении свиты принимают участие лилово-серые и лилово-красные, иногда серые мелко-среднезернистые, реже грубозернистые полимиктовые песчаники с примесью туфогенного материала. В подчиненном количестве присутствуют зеленовато-серые, серые гравелиты и мелкогалечные конгломераты в виде единичных прослоев.

Соотношения свиты с подстилающими отложениями джаргинской свиты характеризуются перерывом в осадконакоплении [78]. Хотя в большинстве материалов предшествующих работ, проведенных в разные годы в пределах данной территории, описываются их согласные соотношения и постепенный переход от одних пород к другим [15, 86]. Предшественники проводили границу между свитами условно, по исчезновению из разреза красноцветных мелкогалечных конгломератов и гравелитов джаргинской свиты. За пределами площади работ описывается стратиграфическое несогласие в соотношениях суглугхемской и джаргинской свит [20, 87]. Описываются также участки (гора Хербес в верховьях р. Суглуг-Хем), где отложения свиты с резко выраженным угловым несогласием залегают на породах от девона до кембрия включительно [87].

Разрез суглугхемской свиты характеризуется монотонной пачкой разнозернистых песчаников, местами переходящих в гравелиты, с единичными прослоями мелкогалечных конгломератов в нижней части разреза. В основании разреза картируется горизонт серых и зеленовато-серых гравелитов. У края восточной рамки листа в правобережье р. Стерлиг (район высоты с отметкой 1399,0 м), юго-восточнее устья руч. Арыскан-Бажи составлен фрагмент разреза суглугхемской свиты [86], который имеет следующий вид (снизу вверх).

1. Гравелиты лилово-серые	50
2. Песчаники лилово-серого и розовато-лилового цвета, мелкозернистые, с единичными прослоями мелкогалечных конгломератов	150
3. Перерыв в обнаженности	50
4. Песчаники полимиктовые лилово-красные, лилово-серые мелкозернистые	30

Мощность описанного разреза – 280 м. Общая мощность свиты в пределах площади работ, по разным данным, составляет менее 500 м [15, 86].

По петрографическому составу песчаники суглугхемской свиты полимиктовые, характеризуются псаммитовой структурой и массивной текстурой. В составе обломочного материала преобладает кварц (60–70%) и полевой шпат (10–20%), в подчиненном количестве присутствуют обломки, представленные эффузивами кислого и основного состава и кварцитами (10–20%), часто присутствует примесь туфогенного материала (2–3%). Обломки средней окатанности, хорошо сортированы. Цемент карбонатный, глинисто-карбонатный, иногда с примесью гидроокислов железа.

Гравелиты по составу и типу цемента аналогичны вышеописанным песчаникам. Отличаются от них размером обломочного материала и плохой степенью его окатанности. Конгломераты мелкогалечные. В составе гальки встречаются эффузивы кислого и основного составов, кремнистые породы, кварц, иногда осадочные породы. Галька хорошей и средней степени окатанности, цемент песчано-гравийный, базального типа.

Характеристики физических свойств породного состава свиты, а также ее отражение в магнитном поле, и по геохимическим данным приведены в описании хербесской свиты.

В пределах изучаемой площади свита фаунистически не охарактеризована. За пределами листа свита характеризуется сборами флоры и фауны, чем и обосновывается ее раннекаменноугольный возраст. В стратотипическом разрезе свиты найдена флора удовлетворительной сохранности, которая, по заключению А. Р. Ананьева, позволяет относить данные отложения к турнейскому ярусу [87]. Кроме того, по литологическому составу и находкам остатков ихтиофауны [87] суглугхемская свита сопоставляется с фаунистически охарактеризованной быстрианской свитой Минусинской котловины, надежно относимой к турнейскому ярусу нижнего карбона.

Хербесская свита (*C₁hr*) выделена Я. С. Зубриллиным в 1952 г. в районе горы Хербес. Стратотипом является разрез по горе Хербес за пределами площади.

Хербесская, наряду с подстилающей ее суглугхемской свитой, относится к отложениям Систигхемского прогиба и распространена незначительно в пределах листа. Отложения свиты закартированы в единственном месте – в бассейне среднего течения р. Туран (южнее пос. Билелиг). Здесь они слагают ядерную часть Шалбыкбарской мульды (22), вытянутой в юго-западном направлении.

Для свиты характерны преимущественно сероцветная окраска, тонкозернистый состав и наличие туфогенных пород. Отложения свиты представлены преимущественно желтыми, желтовато-серыми, реже зеленовато-серыми мелкозернистыми известковистыми песчаниками и алевролитами полимиктового состава с подчиненными прослоями туффитов и туфопесчаников.

Соотношения свиты с подстилающими отложениями суглугхемской свиты согласные. Нижняя граница свиты четкая и проводится по смене лилово-серых песчаников суглугхемской свиты желтыми песчаниками хербесской.

Разрез хербесской свиты характеризуется в целом монотонной, преимущественно сероцветной толщей мелкозернистых песчаников и алевролитов, в которой довольно часто встречаются прослои туффитов и туфопесчаников (15–20 м). Ввиду ограниченности распространения и плохой обнаженности разрез свиты не изучался. С учетом ширины выхода и характера залегания видимая мощность хербесской свиты составляет не более 300 м.

По петрографическому составу песчаники характеризуются псаммитовой структурой. От песчаников суглугхемской свиты породы отличаются лучшей сортировкой и окатанностью обломочного материала. Обломки полевых шпатов и кварца часто регенерированы. Часто присутствует примесь туфогенного материала вплоть до туфопесчаников.

Для туффитов характерен своеобразный крап, обусловленный неравномерным распределением пеплового материала, пепловая структура. Стекло часто замещено альбитом. Цемент хлоритовый, железисто-хлоритовый.

В пределах изучаемой площади свита фаунистически не охарактеризована. За пределами листа она характеризуется сборами флоры верхней части турнейского яруса [87]. Возраст ранний карбон определяется ее стратиграфическим положением между фаунистически охарактеризованными свитами – подстилающей суглугхемской и перекрывающей байтагской [78].

Физические свойства отложений среднего–верхнего девона (илеморовская–джаргинская свиты) и нижнего карбона (суглугхемская, хербесская свиты) Систигхемского прогиба, слагающих Кутургинскую (21) и Шалбыкбарскую (22) мульды, чрезвычайно близки друг к другу, поэтому приводится их общая характеристика. В геохимическом отношении породы вышеупомянутых отложений не охарактеризованы.

По данным аэромагнитной съемки и собственных наземных магнитометрических работ, отложения в составе вышеупомянутых наложенных структур в плане характеризуются общим отрицательным спокойным магнитным полем интенсивностью 200–300 нТл. По результатам замеров их магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности, породы относятся к немагнитным и, в зависимости от состава, обладают следующими магнитными свойствами. Наибольшими значениями магнитной восприимчивости (от 10–20 до $20–116 \times 10^{-5}$ ед. СИ) и остаточной намагниченности ($30–101 \times 10^{-3}$ А/м) характеризуются песчаники, туфопесчаники и конгломераты. Меньшими значениями этих параметров обладают алевролиты и известняки – $0–30 \times 10^{-5}$ ед. СИ и $0,5–20 \times 10^{-3}$ А/м соответственно.

Плотность пород варьирует в широких пределах от 2,22 до 2,88 г/см³. Наибольшими плотностными свойствами обладают туфопесчаники и конгломераты (2,65–2,88 г/см³), меньшими

значениями плотности характеризуются песчаники ($2,36-2,68 \text{ г/см}^3$) и алевролиты, известняки ($2,22-2,38 \text{ г/см}^3$). Значения радиоактивности колеблются в пределах $5-20 \text{ мкР/ч}$. Наиболее радиоактивными породами являются конгломераты и гравелиты ($8-20 \text{ мкР/ч}$), меньшими значениями радиоактивности характеризуются песчаники, алевролиты и известняки ($5-10 \text{ мкР/ч}$). Локальные повышения радиоактивности пород часто связаны с обогащением их фосфором и растительными остатками, а также в случае повышенных содержаний элементов калия и тория.

Единичные геохимические характеристики илеморовской и суглугхемской свит указывают на повсеместно повышенные, по сравнению с породным кларком, содержания хрома, что связано, вероятно, с естественным заражением пород хромом (в период раскрытия сутурной зоны Куртушибинского ОП). Молибден, марганец, медь, бериллий, фосфор, ванадий присутствуют в содержаниях, близких к кларковым, остальные содержания ниже кларковых или за пределами порога обнаружения.

Степень дешифрирования вышеупомянутых отложений на АФС неудовлетворительная, несмотря на то, что сами по себе отдельные слои и горизонты конгломератов и известняков дешифрируются очень хорошо. Плохая дешифрируемость данных отложений на площади работ связана с ограниченностью их распространения и плохой обнаженностью территории.

Центрально-Саянская СФЗ

Узюпская свита выделена Н. Н. Предтеченским в 1958 г. [37]. Стратотипом является разрез, расположенный в районе горы Сопка в пределах площади работ.

Свита распространена в бассейне р. Ус. В настоящее время отложения узюпской свиты сохранились в виде эрозионных останцов на возвышенных частях водоразделов в полях развития иджимской свиты верхнего девона. Отложения свиты слагают выположенные водоразделы рек Иджим–Узюп (гора Сопка), Мирская–Красноярка (гора Башкириха), Красноярка–Таловка, Ус–Омул (вершина $1503,8 \text{ м}$) – в западной части листа – Таловская мульда (17). В северной части – водораздел рек Ус–Тихая. Во всех перечисленных случаях отложения свиты пространственно приурочены к ядрам наложенных брахисинклинальных структур, вытянутых, преимущественно, в северо-восточном и северо-западном направлениях. Залегание пород очень пологое ($5-15^\circ$), на водоразделе рек Таловка–Красноярка наблюдается практически горизонтальное залегание.

Свита характеризуется пестроцветным терригенным и вулканомиктовым составами. Она сложена мелко-среднезернистыми песчаниками (50%), алевролитами (30%), гравелитами, туффесчаниками и туффитами (15%) с прослоями конгломератов, туфов и кремнистых известняков (5%).

Соотношения ее с подстилающими отложениями иджимской свиты характеризуются перебивом в осадконакоплении [78]. Хотя в материалах предшествующих работ, проведенных в разные годы на изученной площади, описываются их согласные соотношения и постепенный переход от одних пород к другим в едином структурном разрезе [15, 96, 118]. Предшественники проводили границу между свитами по исчезновению из разреза грубообломочных пород лилового и лилово-красного цветов с зелеными и зеленовато-серыми пятнами осадков и появлению пестроцветных пород, в том числе алевролитов, очень плотных, крепких, с характерным раковистым изломом.

По литологическому составу и окраске пород свита подразделяется на три подсвиты. Однако трехчленное деление ее, ввиду сходного состава, облика пород и плохой обнаженности устанавливается не повсеместно.

Нижнеузюпская подсвита (*C_{1uz1}*) распространена только в пределах Таловской мульды (17) в западной части территории листа.

Литологический состав свиты характеризуется значительным преобладанием лиловых и лилово-красных алевролитов (50–60%) с характерным раковистым изломом. Подчиненным значением характеризуются лиловые мелкозернистые песчаники (30–40%), присутствуют прослои лилово-серых и серых туфоалевролитов, туффитов, конгломератов, гравелитов и известняков (5–10%).

В стратотипическом разрезе свиты на горе Сопка (обн. 22) выше песчаников иджимской свиты обнажаются [15] (снизу вверх).

1. Алевролиты коричневые с прослоями туфоалевролитов и единичными прослоями известняков	10
2. Гравелиты коричневые и лилово-серые с прослоями мелкогалечных конгломератов	1
3. Переслаивание алевролитов и песчаников лилово-красного и лилово-серого цветов с подчиненными прослоями туффитов	30
4. Известняки серые брекчиевидные	5
5. Алевролиты и туфоалевролиты коричневые	16
6. Песчаники мелкозернистые серо-коричневые	4

Мощность описанного разреза – 65 м. Изменения фациального профиля узюпской подсвиты характеризуются ее невыдержанной мощностью в пределах изученной площади. По материалам предшествующих работ, ее мощность изменяется от 40 до 200 м [96, 118].

Среднеузюпская подсвита (C_4U_2) сложена переслаивающимися между собой лилово- и кирпично-красными мелко- и среднезернистыми пятнистыми, реже полосчатыми песчаниками и туфопесчаниками (90–95 %) с прослоями туффитов (5–10 %), обладающих характерной волнообразной слоистостью.

Нижняя граница подсвиты проводится по резкой смене лиловых алевролитов кирпично-красными песчаниками.

Разрез свиты характеризуется в целом монотонной пачкой переслаивающихся между собой песчаников и туфопесчаников. Стратотипический разрез на горе Сопка выше имеет следующий вид [15] (снизу вверх).

1. Песчаники и туфопесчаники мелкозернистые с горизонтальной слоистостью	80
2. Песчаники среднезернистые с прослоями крупнозернистых, перекрестнослоистые	30

Мощность описанного фрагмента разреза – 110 м. По разным данным, мощность подсвиты в различных разрезах в пределах площади работ составляет 80–160 м [96, 118].

Верхнеузюпская подсвита (C_4U_3) представлена чередующимися в разрезе лилово-серыми и серыми массивными мелко-среднезернистыми песчаниками с подчиненными прослоями красноцветных алевролитов, пепловых туфов, туффитов и кремнистых известняков (0,6–1 м) с прожилками красного халцедона, залегающих в основании подсвиты.

Нижняя граница подсвиты четкая и проводится по подошве упомянутого выше горизонта серых кремнистых известняков с прожилками красного халцедона.

Фрагмент разреза подсвиты в верховьях р. Красноярка имеет следующий вид [118] (снизу вверх).

1. Известняки серые кремнистые с прожилками красного халцедона	10
2. Песчаники лилово-серые, серые среднезернистые с прослоями лилово-серых слоистых туффитов	40

Мощность описанного разреза – 50 м. Полная мощность отложений свиты в разных разрезах в пределах площади составляет 100–120 м [118].

Узюпская свита нерасчлененная (C_4U) незначительно распространена в районе пос. Арадан и слагает выположенный водораздел рек Ус–Тихая в северной части территории листа.

Свита представлена песчаниками лилового и лилово-серого цветов средне-крупнозернистыми с прослоями коричневых алевролитов и туффитов. Соотношения свиты с подстилающими отложениями иджимской свиты описаны выше. Мощность свиты в пределах изученной площади 220–480 м.

Анализируя данные по изменению фациального профиля отложений верхнего девона и узюпской свиты Центральной-Саянской СФЗ по западной и северо-восточной частям Таловской мульды, можно сделать вывод о значительной устойчивости по латерали характера разреза и мощности подразделений [96, 118]. Маркирующими горизонтами, установленными среди всех изученных разрезов, являются кремнистые известняки подошвы араданской свиты и верхнеузюпской подсвиты, а также кирпично-красные туффитовые песчаники среднеузюпской подсвиты.

Под микроскопом обнаруживается полное сходство песчаников всех трех подсвит как по минеральному составу кластического материала, его окатанности и сортировке, так и по составу цемента. Песчаники кварцевые, реже полимиктовые, от мелко- до средне- и крупнозерни-

стых. Основные породообразующие минералы представлены кварцем 60–70% и полевыми шпатами 20–30%. В незначительном количестве присутствует мусковит, в составе обломков отмечаются также эффузивные породы основного и кислого составов, кварциты. Обломки различной степени окатанности: от хорошоокатанных до угловатых. Цемент песчаников карбонатный, глинисто-кремнистый, в большинстве случаев ожелезненный.

Алевриты характеризуются неравномернозернистой псаммито-алевритовой структурой. Кластический материал (30–40%) состоит из слабоокатанных зерен кварца 40–50% и полевых шпатов 20–30%, карбоната и мусковита. Цемент представлен кварцево-серицит-глинистой и реже карбонатно-глинистой массой, характер цемента – базальный.

Пепловые туфы и туффиты характеризуются преобладанием криптокристаллического кремнисто-глинистого базиса, присутствием пирокластических осколков минералов и пород и наличием реликтовых пепловых структур. Для туффитов характерно наличие криптокристаллического базиса с беспорядочно рассеянными пепловыми частицами, в который заключен обломочный терригенный материал алевритового и мелкопесчаного состава (кварц, полевые шпаты, эффузивы, мусковит) в количестве 20–30%. Пирокластический материал туфов и туффитов обычно подвержен глубокой диагенетической и эпигенетической переработке (глинизация, окремнение, альбитизация).

Известняки в отложениях узюпской свиты кремнистые по составу и представлены мелкокристаллическими и криптокристаллическими разновидностями.

Возраст отложений узюпской свиты вслед за Н. Н. Предтеченским принимается как раннекаменноугольный [78]. Н. Н. Предтеченский обосновывал его согласным залеганием на палеонтологически охарактеризованных отложениях верхнего девона. С другой стороны, для свиты характерно наличие в ее составе вулканических пород (туфов и туффитов), появление которых в отложениях Тувинской и Минусинской котловин повсеместно приурочено к границе девона и карбона, это позволяет относить узюпскую свиту к низам нижнего карбона. Отложения свиты условно сопоставляются с суглугхемской и хербесской свитами Хемчикско-Систигхемской СФЗ. В пользу подобного сопоставления говорит присутствие в ней пепловых туфов и туффитов, которые в верхнедевонских отложениях отсутствуют, однако мощности этих свит в 2 раза превышают мощность узюпской свиты.

Физические свойства и геохимическая характеристика пород, слагающих лобанцевскую, араданскую и иджимскую свиты верхнего девона и узюпскую свиту нижнего карбона, чрезвычайно близки друг к другу, поэтому приводится их общая характеристика.

Отложения верхнего девона и нижнего карбона Центрально-Саянской СФЗ характеризуются спокойным отрицательным магнитным полем интенсивностью 0–200 нТл, однако в магнитном и гравиметрическом полях они не выражаются, так как характеризуются небольшой мощностью и залегают на эффузивах кужебазинской серии, которые просвечивают через них интенсивными положительными аномалиями. По результатам замеров их магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности, которые составляют около $0-20 \times 10^{-6}$ ед. СИ и А/м, породы относятся к немагнитным. Плотность их варьирует в пределах 2,55–2,65 г/см³. Радиоактивность составляет 9–12 мкР/ч.

По данным спектрального анализа, вышеуказанные отложения характеризуются повышенными содержаниями (по сравнению с породным кларком): марганца – 68 (кларк 40), молибдена – 0,565 (кларк 0,13), ванадия – 5,45 (кларк 3), меди – 3,9 (кларк 2,5), серебра – 0,15 (кларк 0,10) и хрома – 6,3–12 (кларк 3,5). Последний элемент крайне не характерен для осадочных пород девона и его повышенное содержание объясняется тем, что они размывают нижележащие породы купхольской свиты, обогащенной этим элементом. Ванадий, свинец, цинк, фосфор, барий, литий находятся в пределах их породных кларков, характерных для осадочных пород, остальные – за пределами порога обнаружения.

Степень дешифрируемости пород на АФС удовлетворительная. Дешифрирование производится по светлому фототону и горизонтам известняков, хорошо выраженным в рельефе.

МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Сведения о корях выветривания довольно отрывочны и скудны из-за отсутствия специализированных исследований на площади листа. Специалисты выделяют регионально развитые мел-палеогеновую и четвертичную эпохи корообразования [2], дополнительно выделяется нео-

геновая эпоха [77]. Существуют отрывочные данные о возможном развитии предъюрских кор выветривания по кембрийским гранитоидам и вулканогенно-осадочным породам в пределах восточной краевой части Улугхемского угольного бассейна [12].

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ (K₂-P)

Коры выветривания мел-палеогенового возраста имеют региональное развитие. Фактических данных о линейных корах выветривания, приуроченных к зонам разломов, на площади листа нет. Нижеприведенные данные характеризуют коры выветривания площадного типа.

У Ю. А. Федорова [96] есть сведения о коре выветривания, развитой в верховьях р. Иджим. Представлена она желтовато-бурыми обохренными дезинтегрированными перидотитами. Мощность, видимо, составляет несколько десятков метров. Характерными образованиями зоны выветривания здесь являются опал-халцедоновые жилы мощностью до 25 см. Аналогичный участок находится в долине руч. Сатпый и в истоке р. Синтерба.

По данным А. В. Власова [60], в левобережье р. Ус на алевролитах и песчаниках позднего девона развита кора выветривания мощностью 2–6 м, представленная красно-бурыми вязкими суглинками и глинами, постепенно переходящими книзу в коренные породы.

В верховьях руч. Перевальный при поисковых работах на асбест И. П. Листопадовым [76] по скв. СП-40 описана кора выветривания по ультрабазитам Иджимского массива. Здесь на выветрелых серпентинитах мощностью в несколько десятков метров с глубины 35 м снизу вверх залегают отложения.

1. Выветрелые желтовато-зеленые серпентиниты с натечными образованиями известково-кремнистого материала по трещинам	5,5
2. Брекчия из обломков серпентинитов, сцементированных известково-кремнистым материалом	4,5
3. Брекчия из обломков серпентинитов и кварцитов, сцементированных бурым известково-кремнистым материалом	2,0

Всего – 12 м.

Выше залегают рыхлые суглинки перемещенной коры выветривания с обломками перидотитов, серпентинитов и кварцитов мощностью 23 м.

Как видно из вышеприведенного обзора, четко выделяются зоны дезинтеграции и выщелачивания, в последнем примере еще можно выделить зону глинистых минералов. В этих примерах профили кор выветривания на территории листа являются неполными, незрелыми. Мощность их составляет первые десятки метров.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ОЛИГОЦЕН

Уюкское вулканическое поле расположено на юго-восточном склоне Куртушибинского хребта, в истоках р. Чинжаш – левого притока р. Уюк. Оно сложено небольшими (до 1,5 км²) разрозненными пологозалегающими лавовыми потоками базальтов на площади около 30 км², представляющими собой древний рельеф среди пород ордовика и силура. Мощность отдельных потоков от 2–8 м до двух-трех десятков метров, при суммарной мощности до 50 м. Базальты в нижней части потоков массивные микропористые, в верхней пористые, пузыристые, до ноздреватых, местами миндалекаменные. К верхним уровням потоков приурочены маломощные (до 20 см) редкие горизонты андезибазальтов. Пустоты округлые или уплощенные, размерами от 0,2–0,5 до 1–2 см, обычно обособлены, но нередко соединяются узкими изометричными полостями или сливаются в более крупные. Миндалины обычно частично выполнены карбонат-цеолитовым агрегатом и бурыми охрами.

Базальты щелочные – серые, светло-серые, микро- и крупнопористые породы с характерной горошковидной пятнистостью выветривания. Структуры их афировые и порфиоровые, с пилотакситовой, микродолеритовой, гиалопилитовой, интерсертальной основной массой и с массивными, местами трахитоидными, пузырчатыми текстурами. Порфиоровые выделения (до

15%) представлены идингситизированным оливином, редко – плагиоклазом, санидином, титан-авгитом. Основная масса представлена идингситизированным оливином – 12–15%, титан-авгитом – 20%, плагиоклазом (An_{45–55}), санидином – 20%, фельдшпатоидами (нефелин, лейцит, анальцит) – 8% и аксессуарными: магнетитом (5%) и апатитом (1%) [49].

По химическому составу породы относятся к трахиандезибазальтам калиево-натриевого типа, высокоглиноземистым, высокотитанистым, железистым. По геолого-тектоническому положению относятся к группе континентальных платобазальтов.

Физические свойства базальтов прямо пропорциональны количеству пор и минералов в породе. Плотностные характеристики меняются от $\sigma = 2,15 \text{ г/см}^3$ для плотных, массивных разновидностей до $\sigma = 2,65 \text{ г/см}^3$ для пористых и пузыристых (пустот более 30%). Для магнитной восприимчивости это от $\chi = 1500\text{--}3000 \times 10^{-5}$ до $\chi = 400\text{--}1100 \times 10^{-5}$ ед. СИ, для остаточной намагниченности от $I_n = 20\,000 \times 10^{-3} \text{ А/м}$ до $I_n = 1000\text{--}5000 \times 10^{-3} \text{ А/м}$ соответственно. Радиоактивность базальтов – 13–17 мкР/ч.

Покровы базальтов залегают на невысоких водоразделах, реже – на склонах и выделяются ступенчатыми уступами, которые иногда фрагментно просматриваются на АФС.

Базальты Уюкского вулканического поля имеют олигоценовый возраст (28 млн лет), наиболее древний из всего кайнозойского вулканизма Тувы [49].

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Максимальная мощность рыхлых отложений в пределах Макаровской площади составляет 145 м по скв. 47, пробуренной гидрогеологами в г. Туран [95], но сразу за южной рамкой листа известны и бóльшие цифры (до 225 м по скважине в 1,5 км севернее пос. Ленинка). Построенная схема сопоставления опорных скважин на листе с учетом детально палинологически изученной скв. 29, пробуренной в долине р. Иджим НПО «Мостовик», позволяет на основе циклостратиграфического анализа предположить следующее строение кайнозойской толщи. В основании вскрытой части толщи, по разрезу скв. 47 лежит пачка озерных глин мощностью 37 м, предшествующая плиоценовому времени (очевидно, миоценовых), что полностью соответствует строению Кызыльской впадины [31]. Выше по разрезу залегают гравийно-дресвяный аллювий (31 м) и озерные глины плиоцена (40 м) общей мощностью до 71 м, возраст их подтвержден палинологически по скв. 29. Далее залегают 11-метровая толща эоплейстоценового аллювия. Завершает разрез котловин озерная глинистая толща эоплейстоцена мощностью до 12 м. Для характеристики полного разреза кайнозоя Турано-Уюкской котловины важен следующий факт. В отчете Ю. А. Федорова [96] приводится разрез по шурфу, где вскрыто налегание базальтов палеогена на древний аллювий в 1,5 км севернее пос. Малиновка (чуть южнее рамки листа). Это говорит о том, что в пределах всей Турано-Уюкской котловины весьма вероятно развитие палеогеновых образований аллювиального генезиса, отмечающих начало неотектонического этапа.

МИОЦЕН

Озерные отложения (I_N) находятся в погребенном состоянии в котловинах Западного Саяна и Тувинского надгорья. Выделяются на основании сопоставления с Кызыльской впадиной, где миоценовые глины содержат гиппарионовый комплекс млекопитающих и спорово-пыльцевые спектры [31] и подкрепляются циклостратиграфическим анализом. Отложения представлены глинами желтого, коричневого цветов со щебнем, гальками и редкой дресвой мощностью до 37 м.

Самые нижние слои разреза скв. 49, пробуренной гидрогеологами в г. Туран, нами относятся к миоцену. Здесь на песчаниках силура (снизу вверх) залегают [57, 95].

1. Глины плотные вязкие с мелкими обломками эффузивов	19
2. Глины плотные вязкие темно-желтого цвета	18

Всего – 37 м.

Скважиной у пос. Ленинка за южной рамкой площади листа вскрыты глины серо-коричневые (шоколадные) мощностью 181 м. Целиком отнести их к миоцену, видимо, нельзя, т. к. в Кызыльской котловине характеризуемые отложения имеют мощность до 48 м [31].

ПЛИОЦЕН

Выделены аллювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения.

Аллювиальные отложения (αN_2^1) выделены в погребенном состоянии в разрезе Турано-Уюкской, Иджимской и Усинской котловин. Наиболее широко они развиты в Турано-Уюкской котловине, где вскрыты скважинами 37 и 47 и др. Представлены галечниками, в прибрежных частях котловин они обогащены неокатанным щебнисто-дресвяным материалом. Вследствие этого они нередко гидрогеологами описывались кратко, например как дресва, гравий с песчаным, частично суглинистым заполнителем мощностью 31 м в разрезе скв. 47. В разрезах других скважин это уже галечно-щебнистые отложения либо мелкий галечник как в скв. 37 [95]. Максимальная мощность составляет 31 м по скв. 47.

В долине р. Ус аллювий плиоцена залегает в цоколе I надпойменной террасы. Он был изучен в дорожном карьере в приустьевой части р. Иосифовка (обн. 15). Представлен валунными грубослоистыми галечниками серого и коричневого цветов видимой мощностью более 5 м. В спорово-пыльцевых спектрах, выделенных из них, преобладает древесная часть за счет сосновых, *Pinus s/g Diploxylon*. Темнохвойные породы (ель, пихта) составляют до 13,6%, мелколиственные (*Betula*) – первые проценты. В галечниках отмечены единичные зерна *Pinus cembraeformis*. Травянистые и споры составляют менее 5,0% (единичные зерна трав *Artemisia*, *Onagraceae*, *Chenopodiaceae*, спор *Polypodiaceae*, *Lycopodium*). Л. Д. Гамулевская относит время формирования спектров – к плиоцену–раннему эоплейстоцену, что не противоречит отнесению их нами к плиоцену. В одной пробе из средней части разреза отмечена миоценовая пыльца *Pinus pollenites verruculatus* (9 зерен), возможно, переотложенная.

Пролювиальные и делювиальные отложения плиоцена (ρ, dN_2^{2ss}) впервые были выделены Е. А. Мининой [77] на соседнем листе с востока как сушинская свита, затем были изучены при ГДП-200 в 2011–2013 гг. [87]. Представлена она там карбонатными глинами желтыми слоистыми с дресвой и щебнем. Похожие карбонатные глины, но красновато-коричневые с дресвой и щебнем девонских базальтов мощностью более 2,5 м были изучены в дорожном врезе автодороги Туран–Аржан–Хадын в опорном обнажении 43.

По данным палинологического анализа, из глин опорного обнажения 43 выделены спектры, которые содержали спорово-пыльцевой материал плохой сохранности, в нем присутствует много деформированной пыльцы сосен. Характерно, что вся пыльца хвойных минерализована. Древесные породы (97–98%) представлены *Picea* – 14–24%, *Abies* – 5–7%, *Pinus s/g Diploxylon* – 17–23%, *Pinus s/g Haploxylon* – 10,0–22,0%, деформированной – 30–40%. Они, по заключению Л. Д. Гамулевской, характеризуют растительность таежного типа с участием экзотических сосен. Эти спектры близки к спектрам, выделенным нами из парастратотипа сушинской свиты на листе N-46-XXXV (Уюкская площадь).

Делювиальные и пролювиальные отложения плиоцена, очевидно, имеют более широкое распространение, но их трудно отделить от аналогичных более молодых образований. Полная мощность их, видимо, не превышает 10–13 м по аналогии с Уюкским листом.

НЕОГЕНОВАЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

К ним отнесены переходные по возрасту отложения от плиоцена к кварталу. В связи с понижением возраста квартала и отсутствием до настоящего времени Решения МСК по поводу номенклатуры и индексации отложений, соответствующих по возрасту гелазскому ярусу МСШ, ниже приведено членение в соответствии с Протоколом рассмотрения записки на Бюро НРС Роснедра.

Озерные отложения (IN_2^2-Pgl) находятся в погребенном состоянии, участвуют в разрезе котловин на площади листа, имеют большую мощность (до 54 м), залегая здесь обычно на миоценовых озерных осадках. Перекрываются эоплейстоценовыми аллювиальными отложениями либо более молодыми образованиями различного генезиса. Представлены они переслаивающимися пачками глин, суглинков, супесей и песков. Цвет осадков в основном серый, желтый, коричневый, красновато-коричневый, в свежем виде – серый до черного с коричневым оттенком.

Наиболее мощный разрез плиоценовых озерных отложений вскрыт в г. Туран гидрогеологической скв. 39, где на плиоценовом аллювии с глубины 77 м залегают [57].

1. Глины темно-желтые с гравием, гальками и валунами мощностью	40,0
2. Глины очень плотные, вязкие бурого цвета	14,0

Всего 54 м.

Палинологически изучены в разрезе опорных скважин 28 и 29, пройденных в долине р. Иджим Кызыльской партией НПО «Мостовик», которые лишь частично вскрыли кайнозойские образования, достигающие полной мощности в 80–90 м (устное сообщение А. А. Ширвилиса). Здесь, в разрезе скв. 29 с глубины 41,1 м снизу вверх залегают (описание начальника Кызыльской партии НПО «Мостовик» А. А. Ширвилиса с изменениями).

1. Глина коричневая	6,5
2. Глина черная с коричневым оттенком неяснотонкослоистая	1,9
3. Глина светло-серая, прослоями коричневая тонкослоистая	7,1
4. Глина песчанистая светло-серая с гравием, дресвой и редко щебнем	3,6
5. Глина светло-серая	3,2

Всего – 22,3 м.

По данным палинологического анализа, проведенного Л. Д. Гамулевской, насыщенность пылью и спорами отложений очень слабая, неравномерная. Выделены насыщенные спектры только в трех пробах из слоя 5. В спектрах преобладают древесные виды (82–87,0%) за счет хвойных – сосен из групп *Pinus s/g Diploxylon* (5–21,0%), *Pinus s/g Haploxylon* (45,0–60,0%). Среди них встречается пыльца «экзотов»: *Pinus cembraeformis* и мелкая пыльца рода *Pinus* с толстой, плотной, грубой сеткой. Постоянно фиксируется ель – *Picea* (до 30%). Травянистые и споры малочисленны – до 15%. Из других слоев выделена пыльца хвойных (тех же сосен), многих трав и спор всего до 50 зерен. В слое 1 встречаются редкие пыльцевые зерна ели *Picea sect. Omorica, Tsuga*. Здесь же и в слое 5 встречены экземпляры неизвестной микрофоссилии, имеющей форму «звезды». Л. Д. Гамулевская заключает, что формирование глин можно отнести к плиоцену.

В опорной скв. 28, пройденной в долине р. Иджим в районе пос. Маральский, под 10-метровой толщей аллювиальных и пролювиальных отложений вскрыта верхняя часть (19,5 м) озерных образований, представленных (описание А. А. Ширвилиса с изменениями) суглинками и глинами светло-коричневого, коричневого, темно-коричневого, красновато-коричневого цветов с прослоями, содержащими гравий, щебень. По данным спорово-пыльцевого анализа, проведенного Л. Д. Гамулевской, спектры были выделены только из верхней части озерных отложений. Для них характерно преобладание пыли древесных пород – 87,7%, за счет сосновых – *Pinus s/g Diploxylon* – 42,2%, *Pinus s/g Haploxylon* – 7,8%, *Picea* – 15,6%, отмечена мелкая лимонитизированная пыльца *Pinus* – 7,8%, *Pinus cembraeformis* – 1,6%. Травянистые представлены пылью *Compositae* – 9 зерен. Споры отсутствуют. Облик пыли, включает Л. Д. Гамулевская, верхнеплиоцен-нижнеэоплейстоценовый.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ПЛЕЙСТОЦЕН

Палинологический анализ не подтвердил чередования холодных и теплых климатических условий в течение плейстоцена. Это не позволяет достоверно выделять горизонты региональной шкалы.

Эоплейстоцен

Впервые отложения этого возраста были выделены при проведении работ ГДП-200, лист N-46-XXXV [87]. Тем не менее, ранее многие исследователи указывали, что плиоцен-эоплей-

стоценовые аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, пролювиальные и пролювиально-делювиальные образования широко развиты во всех впадинах и горных долинах на относительных высотах 80–120 м над руслами рек [77, 78, 112].

На площади листа выделены аллювиальные, озерные, аллювиальные и пролювиальные образования.

Аллювиальные отложения эоплейстоцена (dE) вместе с озерными отложениями эоплейстоцена и более древними образованиями участвуют в строении разреза котловин, выстилают палеоврезы, залегают в цоколе неоплейстоценовых террас, слагают террасоувалы рек на уровне их средних, высоких террас, нередко занимают самые высокие отметки рельефа на склонах долин (80–200 м), отмечая начальные врезы последнего этапа активизации неотектонического режима региона. Представлены галечниками, иногда валунными, желтовато-коричневого, красновато-коричневого цветов, мощностью до 11 м.

Наиболее полный разрез вскрыт скв. 39, где с глубины 23 м залегают мелкогалечные отложения с песком и гравием мощностью 11 м.

Наиболее же изучены осадки данного стратогена в долине р. Тихая, где на ее правом склоне, по карьерам (обнажения 4 и 7) изучены песчано-гравийно-галечно-валунные отложения общего желтовато-коричневого, красновато-коричневого цветов мощностью более 5 м. Залегают они здесь на террасоувале высотой более 20 м над руслом. По данным спорово-пыльцевого анализа, проведенного Л. Д. Гамулевской, в составе спектров преобладает древесная часть (91,7 и 97%) за счет сосновых, деформированной пыльцы р. *Pinus* (54,9 и 44,0%), *Pinus s/g Diploxylon* (12,5 и 26,4%). Темнохвойные породы (ель, пихта) составляют до 10,0%, мелколиственные (*Betula*) – до 11,8%. В галечниках отмечены единичные зерна *Tsuga*, *Pinus cembraeformis*, *Ulmus*, *Corylus*. Травянистые и споры составляют менее 3,0% (единичные зерна трав *Artemisia*, *Onagraceae*, *Chenopodiaceae*, спор *Polypodiaceae*, *Lycopodium*). Предполагаемый возраст спектров, по мнению Л. Д. Гамулевской – плиоцен–ранний эоплейстоцен, что не противоречит принятому нами эоплейстоцену.

В долине р. Иджим в самых верховьях также развиты аналогичные галечники, но без валунов. Мощность их здесь в опорном обнажении 34 составляет более 3 м. В составе спорово-пыльцевых спектров, по заключению Л. Д. Гамулевской, преобладает пыльца древесных пород (60,0–93,8%) за счет пыльцы сосновых из *Pinus s/g Diploxylon* (4,8–26,0%), *Pinus s/g Haploxylon* (5,5–11,7%), *Pinus* с «черными мешками» – 4,8%, *Pinus cembraeformis* («бабочка») – (1,0–1,8%), *Pinus cf. sibirica* (2,6–9,5%), *Pinus cf. silvestris* (16,4%). Много деформированной пыльцы *Pinus* (36,4–71,4%), *Betula* (1,0%). Темнохвойные – *Abies* (3,9%), *Picea* (1,8–29,9%). Травянистые и споры – это единичная пыльца полыни, маревых, разнотравья, кочедыжниковых, плаунов, в спектрах отмечены – *Tsuga* – (третичный реликт) и микрофоссилии в виде «звезды». Формирование осадков разреза, по мнению Л. Д. Гамулевской, приходится на поздний плиоцен–ранний эоплейстоцен. Это также подтверждает принятый нами эоплейстоценовый возраст.

В отчете Гревцова указывается на присутствие валунных галечников на правом берегу р. Араданка в приустьевой ее части на высоте 100 м над руслом [63].

Озерные отложения эоплейстоцена (lE) являются рельефообразующими и наиболее широко развиты в пределах Турано-Уюкской котловины, где слагают ее возвышенную прибортовую часть. Представлены образования этого стратогена в основном желтыми, коричневыми и красновато-коричневыми супесями, суглинками, реже глинами, песками мощностью до 27 м. В них известны месторождения кирпичных глин.

Наиболее мощный разрез озерных отложений эоплейстоцена был пройден скв. 30 [95] у озер Белые, где были вскрыты глины мощностью 27 м, залегающие на щебнисто-глыбовой толще. В скв. 47, пробуренной рядом Дорстройпроектом (Кызыл) по заказу Гипротранса (Санкт-Петербург), вскрыты отложения (снизу вверх).

1. Красновато-коричневые супеси с редкой мелкой дресвой	1,5
2. Пески полимиктовые мелко- среднезернистые красновато-коричневые, иногда в прослоях с дресвой и мелким щебнем	5,5
3. Пески полимиктовые тонкозернистые глинистые красновато-коричневые с дресвой и щебнем до 20 %	2,0
4. Супеси белесые карбонатизированные с нередким щебнем песчаников	1,0

Всего – 10,0 м.

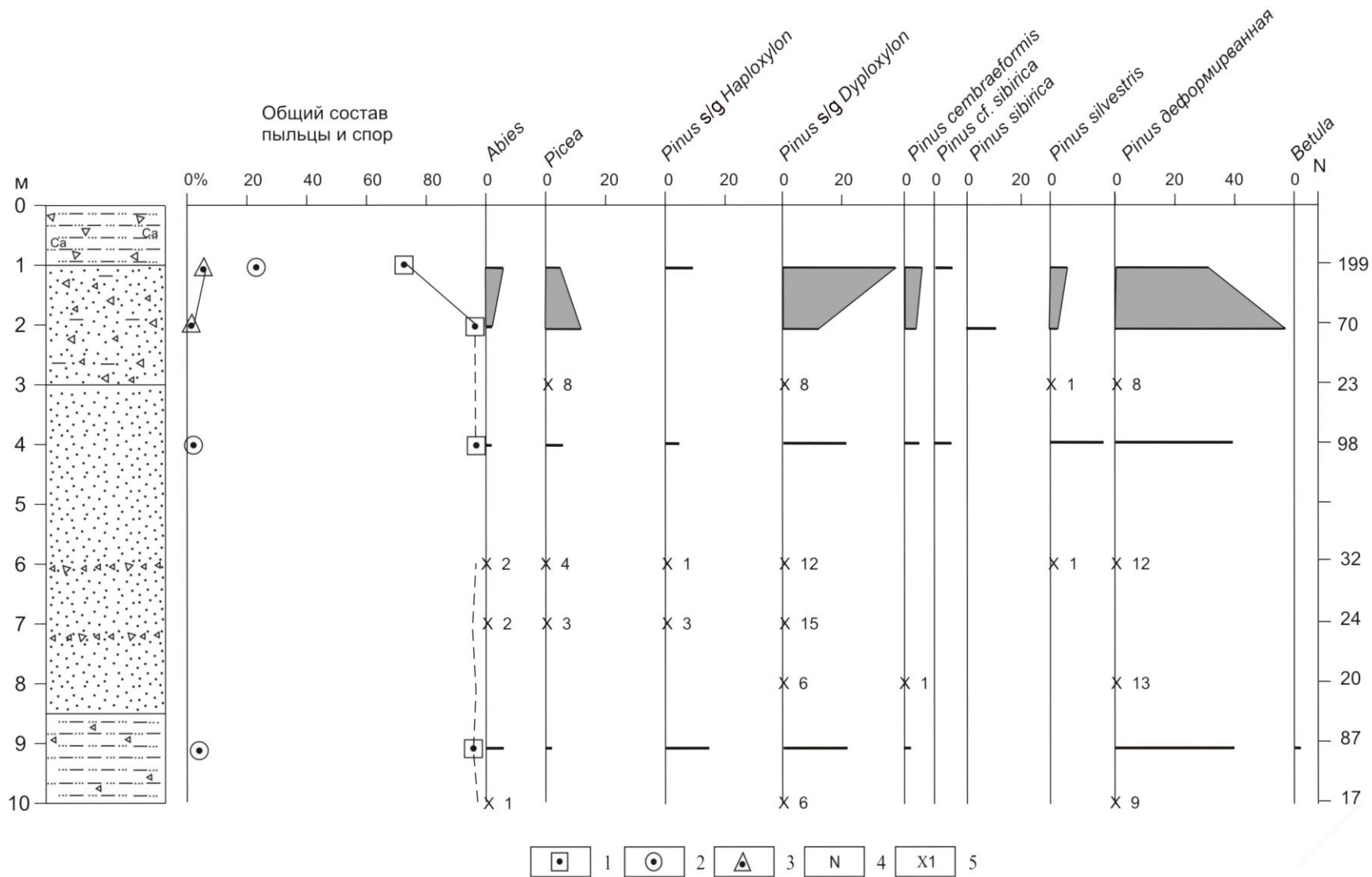


Рис. 10. Спорво-пыльцевая диаграмма озерных эоплейстоценовых отложений, вскрытых скв. 9085.

1 – сумма древесных и кустарниковых растений; 2 – сумма травянистых и кустарниковых растений; 3 – сумма споровых растений; 4 – общее количество пыльцы и спор; 5 – количество зерен, не выраженное в %.

По заключению Л. Д. Гамулевской, спорово-пыльцевой материал из скв. 47 выделен в 9 пробах из 10, спектры получены по 4 пробам (рис. 10). Палиноспектры характеризуются преобладанием пыльцы древесных (от 95,4 до 71,4%), главным образом, пыльцы сосновых *Pinus s/g Diploxylon* (19–21,7%), включая пыльцу с мелкой, плотной, грубой сеткой *Pinus cf. silvestris*. В составе темнохвойных пород *Pinus s/g Haploxylon*, *Pinus sibirica* много деформированной пыльцы р. *Pinus* (до 58% в одной пробе). Отмечены зерна плиоценового реликта *Pinus cembraeformis*. В продуктах мацерации фиксируются многочисленные фрагменты микрофоссилий, имеющих форму звезды.

Данные спектры по составу и облику Л. Д. Гамулевская относит к верхнему плиоцену–эоплейстоцену, что не противоречит отнесению их к эоплейстоцену. Спектры характеризуют растительные сообщества и соответственные благоприятные экологические условия влажных северных склонов, которые занимали елово-пихтовые с участием кедра леса. Сосновые леса росли на песчаных почвах южных склонов и на выровненных площадках. В травостое была растительность открытых мест (*Artemisia*, *Ephedra*).

В скв. 39 к озерным эоплейстоценовым образованиям отнесены суглинки желто-серого цвета с мелкой галькой мощностью 12 м, вскрывающиеся с поверхности. Они были изучены также в карьере западнее г. Туран в 1 км (обн. 38). Здесь вскрыты (снизу вверх) отложения.

1. Супеси коричневые глинистые с пятнами более красного цвета с редкой дресвой	2,6
2. Супеси светло-коричневые неяснослоистые за счет более светлых и темных полос, которые обогашены дресвой. Слои наклонены на запад под углом 10°	3,6

Всего – 6,2 м.

Из разреза выделен спорово-пыльцевой материал плохой сохранности, много деформированной пыльцы сосен. Вся пыльца хвойных пород минерализована. Л. Д. Гамулевская отмечает, что в спорово-пыльцевых спектрах доминируют древесные породы (97–99%), которые представлены: *Picea* – 14–24%, *Abies* – 5–7%, *Pinus s/g Haploxylon* – 10,0–22,0%, *Pinus s/g Diploxylon* – 17–20,3%, деформированная пыльца 30–40%, травянистые растения – не более 3,0%. В целом спектры характеризуют условия таежной растительности с хвойными экзотами и являются типичными для эоплейстоцена.

Аллювиальные и пролювиальные отложения эоплейстоцена (а,рЕ) залегают на междуречье Иджим–Узюп на северо-западном склоне Куртушибинского хребта. Общая мощность рыхлых отложений достигает здесь 120 м, вероятно, за счет подстилающих неогеновых осадков. В изученных разрезах отложения представлены галечниками с различным соотношением окатанного и неокатанного материала мощностью до 13,1 м. Из галечниковых отложений мощностью более 5,3 м опорного обнажения 39 в верховьях долины р. Иджим выделены спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы древесных (89,4–99,4%) за счет многочисленной пыльцы сосен рода *Pinus* из групп *Diploxylon* и *Haploxylon*, в которую входят и мелкие пыльцевые зерна с толстой грубой экзиной и *Pinus cembraeformis*. Пыльца трав представлена единичными зернами полыней, разнотравья, кочедыжников и плаунов, в продуктах мацерации отмечены экземпляры неизвестной фоссилии в форме «звезды». Пыльца, по мнению Л. Д. Гамулевской), показательна для позднего плиоцена–раннего эоплейстоцена, что не противоречит отнесению их к эоплейстоцену.

Здесь же в разрезе опорной скв. 29 на плиоценовых озерных глинах с глубины 18,8 м (снизу вверх) залегают отложения (описание А. А. Ширвилиса).

1. Суглинок тугопластичный	1,3
2. Суглинок светло-коричневый с дресвой и щебнем до 20% объема	4,5
3. Галечник светло-серый карбонатизированный. Гальки окатаны угловато и хорошо	1,0
4. Суглинок коричневый с дресвой и гравием до 20% объема	6,3

Всего – 13,1 м.

По данным спорово-пыльцевого анализа, спектр получен в одной пробе из слоя 4. В нем преобладают древесные породы (91,3%) за счет хвойных – сосен из групп *Pinus s/g Diploxylon* (27,4%), *Pinus s/g Haploxylon* (8,3%). Среди них встречается пыльца рода *Pinus* с черными мешками, ель – *Picea* (11,9%). Травянистые и споры малочисленны: до 6,5%. Количество спор не превышает 2,2%. Л. Д. Гамулевская отмечает, что в остальных пробах вы-

делена пыльца хвойных, тех же сосен, немногих трав и спор всего до 50 зерен также эоплейстоценового облика.

На выходе долины р. Узюп в долину р. Ус на правом берегу в придорожном карьере в опорном обнажении 30 вскрыты отложения (снизу вверх).

1. Алевриты желтовато-коричневые с мелкими черными округлыми пятнами	0,3
2. Супеси розовато-коричневые, содержащие редкую дрсеву и гравий. В конце интервала псефиты обособляются в гравийно-дресвяник мощностью 0,3 м с небольшим участием супеси	1,6

Всего – 1,9 м.

В спектрах проб из слоев 1 и 2 преобладают травянистые (73,5 и 74,7%) за счет пыльцы семейства Asteraceae (90,5–100%) при участии (до 3,0%) полыни, маревых, гречишных, крестоцветных, лилейных. Пыльца древесных растений составляет 25,3–26,3%. Доминирует пыльца сосновых *Pinus s/g Haploxyton* (5,6%) с видом *Pinus cf. sibirica* (6,3%), *Pinus s/g Diploxyton* (23,1%) с *Pinus cf. silvestris* (9,8%). Много деформированной пыльцы р. *Pinus* (42,0%). Темнохвойные породы представлены пихтой *Abies* (4,2%) и елью *Picea* (9,1%). Л. Д. Гамулевская заключает, что такие спектры характерны для растительности эоплейстоцена–нижнего неоплейстоцена, что не противоречит отнесению их к эоплейстоцену. Аналогичные спектры были выделены из разрезов в низовьях р. Иджим и опорного обнажения 32 (у пос. Шивилиг).

Неоплейстоцен

Включает аллювиальные отложения верхних частей разреза высоких и средних террас, которые в основном выделены дистанционными методами и на основании сопоставления с соседним листом с востока, коррелятные им ледниковые осадки, по данным предшественников.

Аллювиальные отложения пятой и шестой террас объединенные (α1), представленные, видимо, лессовидными суглинками, супесями, песками с гальками и щебнем мощностью до 10 м, выделены дистанционными методами в долине р. Ус в устье р. Араданка на участке интенсивных неотектонических поднятий, где слагают узкую террасовидную площадку на ее склоне на относительной высоте 60–80 м.

Аллювиальные отложения четвертой надпойменной террасы (α⁴II) относительной высотой 30–45 м выделены на правом берегу р. Ус в приустьевой части р. Араданка. Предположительно, представлены грубослоистыми галечниками, валунно-галечниками, супесями, суглинками мощностью до 10 м. Хорошо изучены нами в долине р. Бол. Енисей на соседней с востока Уюкской площади. Здесь грубослоистые галечники четвертой надпойменной террасы содержат спорово-пыльцевые спектры, характеризующие темнохвойную таежную растительность [87].

Аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы относительной высотой 20–30 м (α³III). Валунно-галечные и галечные отложения, реже песчаные, супесчаные и суглинистые этого стратогена слагают террасы относительной высотой 20–30 м в долине р. Ус в приустьевой части р. Араданка. Мощность их, предположительно, не превышает 5 м. Из аллювия III надпойменной террасы р. Бол. Енисей на соседнем с востока листе нами выделены таежные спорово-пыльцевые спектры с обилием пыльцы пихты и ели, что указывает на наиболее оптимальные климатические условия неоплейстоцена [87].

Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы относительной высотой 10–20 м (α²III) довольно распространены в долине р. Ус. Они откартированы в районе пос. Арадан, в приустьевой части рек Араданка, Таловка, в низовьях р. Омул, в районе с. Нижнеусинское. Я. В. Сарбаа [86] приводит разрезы по шурфам в среднем течении р. Коярд, где незначительные обрывки этой террасы наблюдаются по обоим берегам реки. Терраса здесь цокольная, на коренных породах лежат отложения (снизу вверх).

1. Валунно-галечниковый материал с песком	1,0
2. Мелкий галечник, смешанный с песком, и суглинок	1,0
3. Средне-крупнообломочный галечник, смешанный с песком	0,5

Всего – 2,5 м.

По Я. В. Сарбаа [86], общая мощность аллювия здесь по шурфам может достигать 3 м. На соседнем с востока листе галечники II надпойменной террасы содержат спорово-пыльцевые

спектры, которые характеризуют изменение ландшафта от таежного в низах разреза до лесостепного в его верхней части [87].

Ледниковые отложения верхнего неоплейстоцена (gIII), вероятно, оставленные Башхемским ледником, выделены в верховьях рек Таловка и Озёрная (левый исток р. Таловка) у западной рамки листа вслед за картой первого издания [15]. По данным составителей этой карты, ледниковые отложения представлены донной мореной, которая сложена валунами, сцементированными серо-желтым суглинком. Их предполагаемая мощность – до 20 м. Возможно, эти отложения имеют более древний, эоплейстоценовый возраст и иной генезис, если судить по их цвету.

ОТЛОЖЕНИЯ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Аллювиальные отложения верхнего звена неоплейстоцена–голоцена (a¹III–H) слагают первую террасу относительной высотой 5–10 м в долине р. Ус и ее притоков. Представлены галечниками и валунно-галечниками, редко песками, супесями и суглинками мощностью до 9 м. В узких долинах и ниже по течению, от разрушающихся скальных обнажений, в разрезе отложений – неокатанный материал. Эти осадки вмещают россыпи золота и месторождения кирпичных глин.

В долине р. Коярд, по данным Я. В. Сарбаа [86], галечники локально развитой первой надпойменной террасы, содержат спорово-пыльцевые спектры четвертичного облика, среди них 55% составляют споры *Lycopodium alpinum*, *L. annotinum*, *L. complanatum*, характерные для голоцена (определения Л. Д. Гамулевской).

В отчете Гревцова приводится разрез данной террасы высотой 9 м на правом берегу р. Ус, ниже устья р. Таловка (снизу вверх от уреза воды с небольшими изменениями) [63].

1. Галечник с песчано-суглинистым заполнителем. Галька хорошо окатана, в составе интрузивные породы, зеленоцветные песчаники и сланцы. Размер галек – до 20 см, преобладающий – менее 10 см. Встречаются слабokatанные гальки и щебни	7,5
2. Супеси серовато-бурые с рассеянной галькой интрузивных пород и сланцев, щебнями красноцветных песчаников	1,5

Всего – 9,0 м.

Авторами отчета указывается, что выше по течению р. Ус высота террасы уменьшается до 4–6 м.

Аллювиальные и пролювиальные отложения верхнего звена неоплейстоцена–голоцена (a,plIII–H) развиты достаточно широко, слагая борта и днища верховий долин рек и ручьев. Сложены галечниками, валунно-галечниками, песками, супесями и суглинками мощностью до 15 м.

В опорной скв. 28, пробуренной НПО «Мостовик» в долине р. Иджим, вскрыты (по описанию А. А. Ширвилиса) (с глубины 10,2 м вверх) суглинки коричневато-серые пластичные с дресвой и щебнем до 30% мощностью 9,2 м, на которых залегают щебенистый грунт и почвенно-растительный слой общей мощностью 1,0 м.

Опорной скв. 24, пройденной гидрогеологами в долине руч. Бажиник-Хем в районе пос. Билелиг, вскрыты валунно-галечные отложения мощностью 15 м, которые залегают на озерных плиоценовых образованиях [95].

Голоценовые отложения подразделяются на голоцен-техногенные, палюстринные, озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения.

Техногенные отложения (tH) приурочены к многочисленным карьерам на строительные материалы, но на карте неоген-четвертичных образований в масштабе показаны только в долине руч. Весёлый (левый приток р. Тихая). Представлены они отвалами добычных работ на россыпное золото, которые сложены валунными суглинками, супесями, дресвой и щебнем мощностью до 10 м.

Палюстринные отложения (plH) показаны по северному склону Турано-Уюкской котловины, где они занимают небольшие площади на месте зарастающих озер. Предполагается, что сложены они серыми суглинками с торфом мощностью до 5,0 м.

Озерно-аллювиальные отложения голоцена (laH) выделены в долине рек Уюк и Туран, где они слагают сниженную часть Турано-Уюкской котловины. Отложения

были вскрыты опорными скважинами 50, 57, 59 и 60 – переслаивающиеся существенно сероцветные глины, суглинки, галечники, редко супеси и пески мощностью 1,75–7,5 м. По опорной скв. 60 из супесей и суглинков выделены спорово-пыльцевые спектры с доминирующим содержанием спор зеленых мхов, менее печеночника *Riccia* sp., *R. Crystallinaeformis*, а также *Lycopodium alpinum*, травы представлены семействами Gramineae, Chenopodiaceae, родом Artemisia, отмечена пыльца эфедры (до 8%) и единичные зерна Ericaceae. Древесные виды представлены елью (до 26%), единично встречаются пихта, береза, в т. ч. кустарниковая (18%), карликовая (6,0%), ольховник (20%) (определения Т. Н. Шохиной). Т. Н. Шохина считает, что во время накопления озерно-аллювиальных отложений голоцена существовали открытые степные пространства с широко распространенными низинными заболоченными участками, поросшими елью, березой и ольховником [60]. В разрезе скв. 57 С. Н. Никифорова по спорово-пыльцевым спектрам из отложений данного стратогена реконструирует фазу полынных степей, которая вверх сменяется фазой лесостепей, значительно заболоченных, с березовыми колками и сосновыми борами [60].

Аллювиальные образования голоцена (aH) показаны по основным рекам территории листа: Ус и его притокам – Араданка, Тихая, Коярд, Ореш, Иджим, Узюп, а также в верховьях р. Туран. Для них характерен существенно галечниковый состав с примесью валунов, реже встречаются грубозернистые пески, гравий, супеси. Мощность отложений не превышает 5 м. С ними связаны россыпи золота и месторождения песчано-гравийного материала.

В пойме р. Туран, по данным Я. В. Сарбаа [86], шурфами на коренных породах вскрыты (снизу вверх) отложения.

1. Мелкие галечники, пески, связанные красно-бурой глиной	0,8
2. Галечники с примесью песчано-глинистого материала и редких валунов	2,3
3. Бурые вязкие глины с примесью песка и щебня	1,1
4. Буровато-серые суглинки с щебнем	0,9

Всего – 5,1 м.

Слой 1 в данном разрезе имеет более древний возраст (вероятно, неогеновый) и является цоколем для голоценового аллювия.

В целом для Алтае-Саянского региона палинологические данные и модельные подходы показали относительно быстрое изменение климата от холодного и сухого в раннем голоцене к влажному и теплому в промежутке от 8000 до 5300 л. н. Во второй половине голоцена произошло постепенное изменение к более континентальному и менее влажному климату [27].

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

К ним отнесены солифлюкционные, коллювиальные, элювиальные, пролювиальные и делювиальные, десерпционные и солифлюкционные, делювиальные и солифлюкционные, коллювиальные и делювиальные, элювиальные и солифлюкционные, элювиальные и делювиальные образования.

Вышеназванный комплекс склоновых и водораздельных отложений широко развит в пределах площади листа. Время формирования их – условно весь квартал.

Солифлюкционные отложения (s) развиты на пологих водоразделах и их склонах, обычно на абс. отм. более 1700 м. Широкое развитие прерывистой и островной многолетней мерзлоты на территории листа благоприятствует солифлюкционным процессам, в результате которых образуются суглинки, супеси и глины со щебнем, глыбами и дресвой мощностью до 5 м.

Коллювиальные отложения (с) мощностью до 30 м развиты на крутых (более 50°) склонах и их подножиях. В составе преобладают глыбы, щебень и дресва. Выделяются следующие разновидности коллювия: коллювий сейсмогенный и коллювий каменных глетчеров.

Коллювий сейсмогенный (с_с) показан в двух пунктах на левом берегу р. Ус: в 1 км выше устья р. Коярд и между устьями рек Иджим и Узюп и в пункте на правом берегу р. Туран в районе пруда. Последний из них показан по литературным данным [4]. Здесь при сейсмообвале была перегорожена долина ручья с образованием озера, впоследствии спустившегося.

В настоящее время на этом месте находится пруд. Сейсмообвалный коллювий обычно состоит из хаотически нагроможденных крупных глыб и более мелких щебней и дресвы между ними. Мощность сейсмоколлювия, вероятно, не более 20 м.

Коллювий каменных глетчеров (c_g) выделен по материалам А. П. Горбунова [15, 16, 17] и А. А. Галанина [10]. Представлен коллювий льдистыми щебнисто-глыбовыми потоками предполагаемой мощностью до 30 м. Показан в северо-западном углу площади в долине р. Мал. Казырсуг.

Элювий (e) покрывает практически сплошным чехлом выходы коренных пород на водоразделах и их склонах в горной части площади. Представлен он щебнем и глыбами мощностью до 5 м.

Проллювиальные и делювиальные (p,d) щебень, суглинки, супеси и глины мощностью до 10 м развиты в низкогорной части района, где слагают относительно пологие склоны.

В долине р. Иджим эти образования вскрыты опорной скв. 29 с глубины 5,7 м (снизу вверх) (описание А. А. Ширвилиса с изменениями).

1. Глина черная плитчато-оскольчатая (вероятно, погребенная почва)	0,2
2. Суглинок коричневый с редкой дресвой	5,5

Всего – 5,7 м.

Выделены, вероятно, переотложенные спорово-пыльцевые спектры, которые по составу и соотношению видов характерны для эоплейстоцена. Из слоя 2 выделено два спорово-пыльцевых спектра слабого наполнения до 100 зерен. Характеризуются данные спектры преобладанием древесной группы растений (до 99,0%). Представлена эта группа исключительно пылью хвойных пород – *Pinus s/g Haploxylon* (до 8,0%), *Pinus s/g Diploxylon* (до 27,0%), *Pinus cf. sibirica* (8,3–43,0%), *Pinus cf. silvestris* (до 17,0%). Много деформированной пылицы рода *Pinus* (до 36%), присутствует пыльца ели *Picea* (от 2,0 до 17,0%), пихты *Abies* (6–8%). Спектры, по мнению Л. Д. Гамулевской, характеризуют таежную растительность скорее всего достаточно теплого и влажного этапа эоплейстоцена. Этот факт подтверждает широкий возрастной диапазон действия склоновых процессов на территории.

В долине р. Туран в опорном обнажении 42 карьером вскрыты песчано-дресвяно-гравийно-галечно-щебнистые грубослоистые отложения мощностью более 5,0 м, иногда с частыми прослоями супеси красновато-коричневого цвета мощностью до 0,2 м. Слои залегают неровно, иногда линзообразно, некоторые псефиты выветрелы, колоты на месте. Вверху отложения на 0,7 м карбонатизированы.

Продукты мацерации проб из этого разреза содержали незначительный спорово-пыльцевой материал плейстоценового облика, недостаточный для выделения спектров. Среди пылицы превалирует *Pinus s/g Diploxylon* в древесной части и *Selaginella sanguinolenta* в травянистых растениях (определения Л. Д. Гамулевской).

Десерпционные и солифлюкционные отложения (dr,s) развиты на умеренно крутых (10–20°) склонах, отличаются преобладанием щебнисто-глыбового материала над суглинисто-супесчаным. Мощность их увеличивается вниз по склону от 1–2 до 10 м, нередко здесь к ним примешивается гравийно-галечный материал.

Делювиальные и солифлюкционные образования (d,s) покрывают пологие водоразделы и их склоны до 10° крутизной, накапливаются у их подножий и часто перекрывают аллювиальные террасы в долинах рек, образуя террасоувалы. В их составе преобладают суглинки и супеси, неравномерно насыщенные щебнем и дресвой. Мощность их на склонах измеряется первыми метрами, а у подножий склонов доходит до 10 м.

Коллювиальные и делювиальные осадки (c,d) – суглинки со щебнем, дресвой и глыбами мощностью 2–10 м слагают склоны крутизной 30–50°. В составе присутствуют также супеси.

Элювиальные и солифлюкционные (e,s) щебни и суглинки мощностью до 5 м приурочены к юго-восточной части территории листа, где развиты на выположенных водоразделах высотой более 1600 м.

Элювиальные и делювиальные (e,d) щебень, дресва с супесью и суглинками мощностью до 5 м слагают пологие склоны водоразделов крутизной 5–15°.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

Все изученные разрезы неоген-четвертичных образований на площади в той или иной степени затронуты процессами обызвесткования с тенденцией увеличения мощности в зависимости от удревнения разрезов. Молодые карбонатные коры наблюдались в опорных обнажениях 29, 37, 40, 45, 48, в опорных скважинах 45 и 47, где их мощность составляла от 0,4 до более 5,0 м. Возраст карбонатной коры принят четвертичным на основании приуроченности ее к неоген-четвертичным образованиям. Представлены они в основном карбонатами (рыхлым кальцитом) с примесью гипса.

МАГМАТИЗМ

Площадь расположена в Алтае-Саянской складчатой области в зоне сочленения по Куртушибинскому ОП двух разновозрастных складчатых систем: Западно-Саянской и Восточно-Тувинской. Размещение интрузивных образований, занимающих около 15–20 % площади, крайне неравномерно. Большая часть представлена позднерифейскими интрузивными образованиями иджимского габбро-гипербазитового комплекса, сосредоточенными в пределах Куртушибинского ОП. В Западно-Саянской СС присутствуют разновеликие массивы позднесилурийских и раннедевонских магматических комплексов Кужебазинской вулcano-плутонической ассоциации: бичебалыкского, большепорожского и джойского. Юго-восточная часть территории листа, представленная структурами Восточно-Тувинской СС, амагматична.

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Иджимский габбро-гипербазитовый комплекс является стержневым, структурообразующим элементом Куртушибинского ОП. По составу комплекс разделен на две зоны – зону ультрабазитов ($\Sigma RF_3?id$) и зону габброидов ($vRF_3?id$) [78]. В первую включены в разной степени серпентинизированные (на 70–100 %) перидотиты (гарцбургиты, дуниты, верлиты, лерцолиты). Ко второй отнесены различные серпентинизированные пироксениты, габброиды, габбродиориты и их дайковая фация (${}^m v-\delta RF_3?id$).

Выделение ультрабазитов и габброидов в единый интрузивный комплекс впервые было предложено Г. В. Пинусом [35] на основании их тесной пространственной связи. Позднее габброиды описывались в качестве второй фазы единого интрузивного базит-ультрабазитового комплекса [15]. В работах Н. Л. Добрецова обосновывается парагенетическое единство гипербазитов, магматических габброидов, гипабиссальных пород дайкового комплекса и вулканитов коярдской толщи [24]. По его мнению, они образуют единый офиолитовый комплекс.

На площади комплекс прослеживается с юго-запада на северо-восток изометричной и заливообразной полосой шириной от 5 до 12 км и протяженностью 73 км, от верховьев р. Синтерба на юго-западе, до истоков р. Кадырлыр на северо-востоке.

Тела иджимского комплекса локализованы среди образований коярдской, макаровской и орешковской толщ. С двумя последними он имеет исключительно тектонические соотношения. Контакт эффузивов коярдской толщи с ультрабазитами не зафиксирован, а с габброидами отмечаются интрузивные соотношения.

Пространственно и по геолого-структурным особенностям выделяется два крупных массива – Куртушибинский (6) и Иджимский (10). По геофизическим данным, они представляют собой единый интрузивный плутон, который имеет сложное строение – как по форме залегания, так и по вещественному составу. Он сложен ультраосновными породами, серпентинизированными в различной степени, что находит отражение в аномальном магнитном поле. Это градиентная интенсивная положительная аномалия, вытянутая в северо-восточном направлении. Большая часть массива представлена неизменными ультраосновными породами, которые не находят отражения в магнитном поле, но создают интенсивные положительные локальные аномалии силы тяжести. Предполагается, что metabазальты создают общее повышение 4–6 мГал в блоке, а более высокие значения поля силы тяжести связаны с ультраосновными породами.

Ультрабазитовые и базитовые породы в целом слагают крупные кластоциты различных форм и размеров, которые «оторваны» от места их первоначального образования и заключены

в тектонические блоки и надвиговые пластины офиолитового серпентинитового меланжа. Это является, по мнению авторов, следствием образования Куртушибинской офиолитовой сутуры и далее формированием коллизийного шва.

Внутреннее строение иджимского комплекса характеризуется крайней неоднородностью. Тектонические покровы Куртушибинской сутуры интенсивно разбиты на блоки крупными, оперяющимися Саяно-Тувинский разлом, разрывными нарушениями, преимущественно северо-западного простирания. Отличия блоков заключаются в уровнях эрозионного среза и мощности, выведенных внутри них на поверхность частей ультрабазитовой составляющей и, как следствие, набором слагающих пород, характером проявления процессов серпентинизации, асбестизации и и т. д. Это служит основанием для выделения вышеописанных массивов. Центральными частями массивов являются отдельные крупные или скопление более мелких ультрабазитовых тел, которые пространственно разобщены, растащены друг от друга на расстояние 2–8 км. Граница массивов проводится в верхнем течении р. Блялик по зоне визуального разделения гипербазитовых тел между собой.

Куртушибинский массив (6) расположен в северо-восточной части одноименного офиолитового пояса. Площадь массива – около 200 км².

Массив на всем протяжении имеет концентрически-зональное строение, которое подчеркивается петрографическим составом пород и степенью их серпентинизации. Вероятно, это первичная горизонтальная кумулятивная расслоенность, «скрученная» в процессе обдукции офиолитовой пластины. В строении ультрабазитовой зоны массива принимают участие преимущественно аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты. Габброидная зона представлена телами шириной от 0,3–1,5 до 2 км и протяженностью до 15–20 км, сложенными метагаббро, метагабброноритами и, крайне редко, метагаббродиоритами. По данным аэромагнитной съемки установлено наличие резкого градиента магнитного поля по северо-западному контакту массива с вмещающими породами макаровской и орешковской толщ, что может указывать на его крутое юго-восточное падение под углом 70° [89]. Юго-восточный контакт характеризуется более плавным градиентом интенсивности поля от немагнитного к магнитному, что может интерпретироваться как северо-западное падение с углами 40–60°. Характер контактов тектонический, и на северо-западе маркируется зоной (500–1000 м) серпентинитового меланжа с мощной (до 200 м) зоной дробления и расщепления. Состав и строение зон меланжа картируется в т.н. 24018, 23501 (обн. 25, 27).

Иджимский массив (10) расположен в юго-западной части Куртушибинского ОП. Площадь его – около 220 км². Породы массива впервые описаны Н. Л. Добрецовым [24]. Собственно Иджимский (Иджимо-Хутинский) массив (обн. 36), как петротип иджимского комплекса, выделен в Легенде Западно-Саянской серии листов [78].

Основную, северо-восточную часть массива занимают бассейны верхнего течения рек Омул и Иджим. Юго-западное окончание массива прослеживается вдоль северного склона Куртушибинского хребта на расстояние более 30 км. В плане – это слабоизогнутая и резко сужающаяся в юго-западном направлении полоса развития ультрамафитов шириной до 1–2 км. Уменьшение видимой мощности массива в юго-западном направлении фиксирует его ступеньчатое погружение и выклинивание. В западном направлении ультрамафиты трассируют южную ветвь Саяно-Тувинского разлома только в виде обособленных узких (до 300 м) протяженных полос серпентинитового меланжа [62]. Внутреннее строение Иджимского массива характеризуется некоторой неоднородностью. Основная его часть нацело сложена массивными серпентинитами. Структурный план юго-западного окончания массива осложнен рядом мелкоамплитудных поперечных нарушений и зонами расщепления северо-западного простирания.

Зона ультрабазитов ($\Sigma RF_3?id$) в общем плане имеет отчетливое «концентрически-зональное строение», которое подчеркивается петрографическим составом пород и степенью их серпентинизации. Центральную часть ультрабазитового сегмента Куртушибинского массива слагают серпентинизированные дуниты и перидотиты (в основном гарцбургиты). Крайне незначительное развитие имеют серпентинизированные пироксениты. Серпентинизированные дуниты выполняют ядерную часть массива, а также в виде «скрученных» полос прослеживаются среди перидотитов (преимущественно гарцбургитов), количество которых увеличивается от периферии к центру ультрабазитового тела массива [86]. Вблизи ядерной части дуниты и перидотиты образуют грубополосчатые (30–40 м), реже тонкополосчатые (первые см) пакеты. Границы между «слоями» в пакете ровные, редко извилистые, как резкие, так и постепенные. Внутри

отдельной разновидности пород полосчатость подчеркивается различным содержанием пироксена, количество которого в дунитах колеблется от 1 до 5 %, в перидотитах – от 5 до 40 %.

Вторичная зональность массива выражается степенью серпентинизации пород. В центральной части ультрабазитового тела дуниты и гарцбургиты определяют петрографический состав и текстурно-структурные особенности. На удалении от ядра ультрабазиты обычно сменяются нацело серпентинизированными разностями.

Периферическая зона ультрабазитового тела сложена широкой каймой серпентинитов (серпентина до 90–95 %). Ее мощность на западном крутом контакте изменяется от 100 до 250 м, а на юго-восточном более пологом и достигает 1000–1500 м. Серпентиниты в такой зоне характеризуются массивными текстурами (очень слабо рассланцованы). Внутри массива присутствуют сильно рассланцованные милонитизированные серпентиниты, иногда превращенные в серпентинитовые сланцы. Они слагают маломощные, обычно линейно вытянутые, пересекающие массив в различных направлениях зоны (до 10–100 м), приуроченные к различным разрывным нарушениям.

Между перидотитовым ядром и серпентинитовой каймой в Иджимском массиве фиксируется переходная зона мощностью от 250 до 300 м, местами до 500–600 м [96]. Сложена она серпентинизированными перидотитами, серпентинитами с мелкими (от 0,1 до 0,8 м) округлыми ядрами перидотитов и массивными однородными серпентинитами. Перечисленные разности чередуются в разрезе в виде протяженных полос мощностью от нескольких десятков см до нескольких метров. В описываемой зоне локализуется основная масса офитовых и хризотил-асбестовых прожилков мелкопрожилкового и мелкосетчатого типа, слагающих залежи Иджимской группы асбестопроявлений, включая Сатпыйское месторождение.

На всем протяжении Куртушибинского массива характерна тесная ассоциация ультрабазитов и базитов. Соотношение их между собой осталось до конца неясным. В пользу реститовой природы ультрабазитов свидетельствуют особенности химического состава акцессорной хромшпинели в сравнении с оливинами и пироксенами. Общая железистость хромшпинели уменьшается, а глиноземистость и магнизиальность увеличиваются в отличие от обратных соотношений в оливинах и пироксенах в ряду дунит-гарцбургит-лерцолит, что трудно объяснить с точки зрения магматического происхождения гипербазитов [82].

В полях распространения пород макаровской и орешковской толщ наблюдаются мелкие (50 × 100 м) протрузии ультрабазитов с маломощными (3–5 м) зонами лиственитизированных пород.

Серпентиниты – наиболее широко распространенные породы. Это афанитовые породы с раковистым изломом и серыми, темно-серыми, зелено-серыми и ядовито-зелеными тонами окраски. Они обладают массивной, реже параллельной текстурой и характеризуются большим разнообразием структур: петельчатой, листоватой, бластопорфировой (часто реликтовой), иногда лепидобластовой с петельчато-решетчатой, петельчато-волокнистой (структуры замещения) структурой основной массы. В минеральном составе серпентинитов наблюдаются следующие ассоциации (%): серпентин (90), магнетит (10); хризотил (75), брусит (10), магнетит (15); хризотил и серпофит в тонкозернистом агрегате (80–95), пироксен (4), хромит (3–5), магнетит (7); бастит (30), хризотил (60), магнетит (10), хромит, лейкоксен (ед. з.); антигорит и хризотил в тонкозернистом агрегате (99), магнетит (1), жилки диопсида (<1); хризотил (63), серпофит (30), магнетит (7).

Серпентинитовым сланцам присущи сланцеватые текстуры, скорлуповатая отдельность, зеркала скольжения, плоскости притирания, зеленая, светло-зеленая и пятнистая эмалевидная окраски. По своей природе они делятся на аподунитовые и апоперидотитовые разности. По минеральному составу выделены следующие разности серпентинитов: лизардит-хризотил-овые, лизардит-хризотил-антигоритовые, хризотил-антигоритовые, антигорит-хризотил-овые. Кроме серпентина в них обнаруживаются реликты оливина, ромбического пироксена. Низкотемпературные минералы, замещающие серпентин, представлены карбонатом, тальком и хлоритом. Первичный видовой состав серпентинитов определяется только с помощью диаграммы AS (рис. 11).

Наименее измененные разности аподунитовых серпентинитов представляют собой темно-серые и темно-зеленовато-серые, почти черные массивные тонкозернистые породы с раковистым изломом. Под микроскопом они характеризуются петельчатой структурой. В составе преобладает оливин (60–65 %), который образует зерна неправильной формы размером 0,55–0,6 мм. Пироксен присутствует в качестве второстепенного минерала в количестве 5–7 % в виде призматической формы зерен.

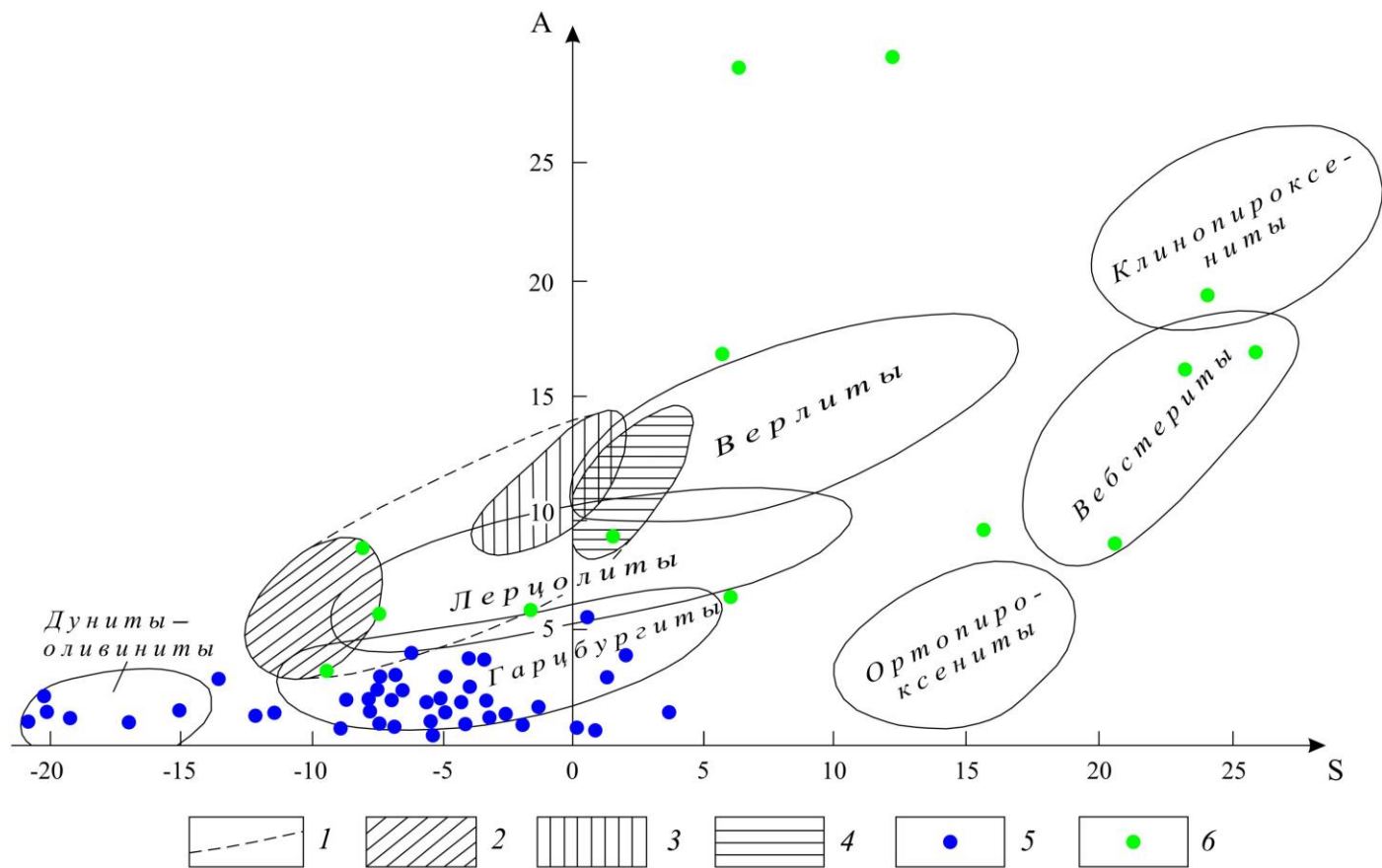


Рис. 11. Положение полей статистического распределения химических составов ультрабазитов Макаровского фрагмента Куртушибинского ОП на диаграмме AS: $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и $S = \text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$, вес. %.

1 – поле составов вулканических и гипербиссальных пород семейства пикритов; 2 – меймечиты; 3 – пикриты; 4 – перидотитовые коматиты; 5, 6 – ультрабазиты иджимского комплекса: 5 – дунит-гарцбургитовой формации; 6 – дунит-пироксенит-габбровой формации.

Хромит образует просечки и вкрапления в прожилках хризотила. Серпентин (25–30%) образует сеть, в петлях которой заключены зерна оливина. Зерна пироксена замещаются серпентинитом по спайности.

Перидотиты в пределах площади макроскопически представляют собой нацело серпентинизированные темно-серые, почти черные массивные афанитовые породы. Под микроскопом в составе апоперидотитовых серпентинитов первичных минералов практически не обнаруживается. Повсеместно преобладает порфиروبластовая или бластопорфировая структура с петельчатой и решетчатой основной тканью (структура замещения). Порфиробласты выполнены баститом (100%), образующим псевдоморфозы по таблитчатым и призматическим зернам исходной породы (ромбическому пироксену). В основной ткани хризотил образует своеобразную решетку, внутри которой заключены зерна оливина округлой и овальной формы, нацело серпентинизированные. Магнетит (5–10%) образует скопления пылевидных мелких зерен, которые заполняют первоначальные трещины, а также запывает петли хризотила. Единичные зерна неправильной формы с корродированными краями хромита размером до 0,2 мм заключены в раму из магнетита и замещаются им. Реликтовый видовой состав диагностируется по результатам силикатного анализа при построении диаграммы AS (рис. 11).

Пироксениты (вебстериты и клинопироксениты) характеризуются серой и темно-серой с зеленоватым оттенком окраской, массивной текстурой, мелкозернистой структурой, нацело серпентинизированы. Макроскопически они не отличаются от перидотитов и не картируются. Современными работами их присутствие среди ультрабазитов иджимского комплекса установлено лишь по их расположению на диаграмме AS (рис. 11).

Расчет дискриминантной функции ($D(x)$) ультраосновных пород иджимского комплекса в пределах площади показывает, что все дуниты и гарцбургиты упомянутой структуры принадлежат к дунит-гарцбургитовой формации альпинотипных ультрабазитов (рис. 11). Что касается клино- и ортопироксенитов, вебстеритов, верлитов и большей части лерцолитов, то они, согласно этой функции, принадлежат к дунит-пироксенит-габбровой формации. По химическому составу ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации слабо дифференцированы и расположены на диаграмме AS, в основном в поле гарцбургитов (рис. 11). По химическим параметрам ультрабазиты этой формации имеют стандартно низкие коэффициенты: щелочность калиево-натриевого типа ($K_{щ} = 2,5$), стандартно низкая глиноземистость ($Al' = 0,03$) и железистость, крайне низкая для ультрабазитов ($K_f = 18$).

По химическим параметрам ультрабазиты дунит-пироксенит-габбровой формации характеризуются высоким коэффициентом щелочности натриевого типа ($K_{щ} = 21,6$) и стандартно низкими коэффициентами глиноземистости ($Al' = 0,2$) и железистости ($K_f = 25$); на диаграмме AS располагаются в полях лерцолитов, верлитов и пироксенитов (рис. 11). Таким образом, ультрабазиты указанных формаций различаются не только линейной дискриминантной функцией, но и по величине коэффициента щелочности, который относит их к разным типам.

Исходя из анализа структурного положения петрографических, петрохимических и геохимических особенностей ультрабазитов, устанавливается тесная генетическая связь с ними промышленно ценных месторождений и проявлений хризотил-асбеста, талька и нефрита, размещение которых контролируется тектоническими факторами, мощностью, уровнем эрозионного среза и составом пород отдельных блоков ультрамафитов. В Куртушибинском массиве широко проявлена хризотил-асбестовая минерализация, приуроченная главным образом к краевым его частям. Здесь расположено крупное Саянское месторождение хризотил-асбеста и ряд других асбестопроявлений. Хромитовая минерализация практически отсутствует, содержание акцессорного хрома в апогарцбургитовых разностях серпентинитов достигает не более 2%. Иджимский массив характеризуется наличием бедной асбестовой и незначительной хромитовой минерализации.

Зона габброидов ($vRF_3?id$). Габброиды иджимского комплекса наиболее полно представлены в Куртушибинском массиве, где ими сложены восточная и северная части. Развиты здесь в основном метагаббро, метагаббронориты, метанориты. Крайне редко среди них встречаются клинопироксениты, габбродиориты, анортозиты, горнblendиты. Сравнительная характеристика составов габброидов иджимского комплекса Макаровского (лист N-46-XXXIV) и Уюкско-Верхнеамыльского (листы N-46-XXIX и N-46-XXXV) сегментов дана на диаграмме TAS (рис. 12). Тело габброидов в Куртушибинском массиве имеет очень сложную конфигурацию границы с ультрабазитами. С востока и севера габброиды имеют интрузивный контакт с базальтами коярдской толщи [86]; такой же контакт между ними наблюдался на сопредельной северо-восточной площади [21]. К западу габброиды сменяются ультрабазитами иджимского комплекса. Граница между ними проводится по смене метагаббро ультрабазитами.

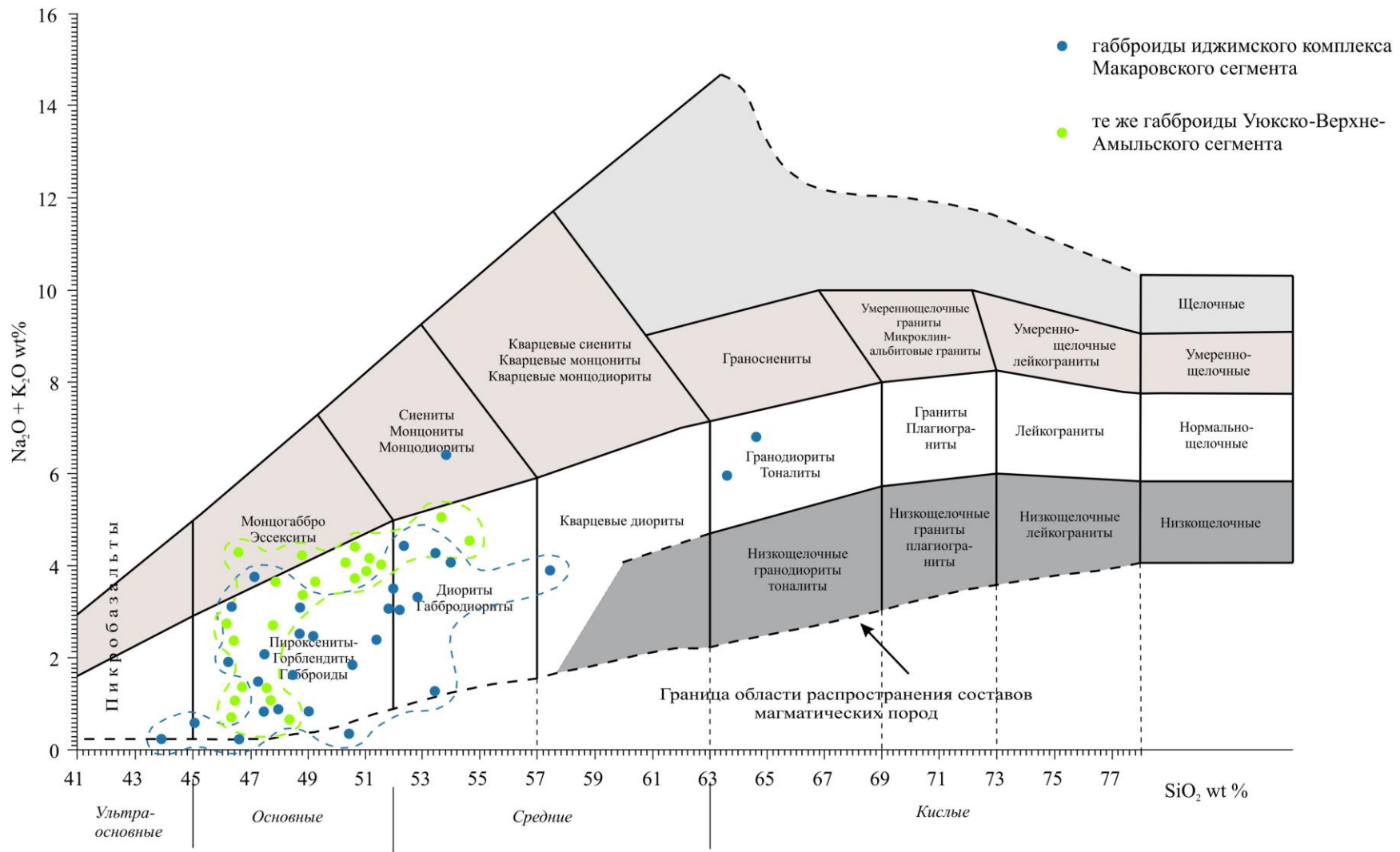


Рис. 12. Поля размещения габброидов и дайковой фации Макаровского сегмента иджимского габбро-гипербазитового комплекса Куртушибинского ОП на диаграмме TAS.

Габброиды в пределах Иджимского массива широко распространены только в его северо-восточной части и представлены метагаббро и метагабброноритами (рис. 12) Небольшие тела (1000 × 500 м) метагаббродолеритов отмечаются среди серпентинитов. Соотношение их с ультрабазитами и базальтами коярдской толщи как фациальные(?), так и тектонические.

Габброиды представляют собой массивные неравномернозернистые породы серого цвета с зеленоватым оттенком. Структура породы аллотриоморфнозернистая, реже габбровая и пойкилитовая. Присутствуют роговообманковые габбро, мелано-, лейкогаббро и метанориты.

Первые состоят преимущественно из двух пороодообразующих минералов – плагиоклаза (40–70%) и роговой обманки (20–45%) при наличии вторичных – хлорита, карбоната, соссюрита и клиноцоизита, а также аксессуарных (кварц, титанит, рудный). Роговая обманка зеленовато-бурая, коротко-призматической и таблитчатой формы зерен размером 0,5–2 мм. Зерна роговой обманки интенсивно хлоритизированы, хлорит образует частичные и полные псевдоморфозы по ним. Плагиоклаз присутствует в виде короткопризматических и таблитчатых зерен, соразмерных зернам роговой обманки либо в виде более мелких пойкилитовых включений, нацело соссюритизирован, по нему развиваются клиноцоизит и карбонат. Лейкогаббро характеризуются похожим с роговообманковыми метагаббро составом. Содержание роговой обманки в них не более 5%, клинопироксена – 30–50%, плагиоклаза – 30%. Для метаноритов характерны высокие содержания плагиоклаза (50–80%) и ромбических пироксенов (гиперстена) (20–50%).

Родингиты образуются по габбро на границе с ультрабазитами и иногда в процессе низкотемпературного метасоматоза. Они представляют собой ряд пород неравновесного минерального состава с преобладанием везувиан-пироксен-амфиболовой составляющей [93] и характеризуются примерно следующим минеральным составом (%): плагиоклаз (40), авгит (25), везувиан (15–25), роговая обманка (10), апатит (до 1) и вторичные – соссюрит и хлорит. Везувиан развит в виде прожилок мощностью не более 2 мм с высоким рельефом, местами с низкими цветами интерференции, изотропен. Породы характеризуются точечными единичными находками среди габброидов. Это не позволяет выделить самостоятельные тела родингитов и показать их в масштабе карты.

Дайки иджимского комплекса представлены микрогаббро, долеритами и диоритами. Впервые они описаны Н. Л. Добрецовым по руч. Лев. Коярд в верхней части габброидной зоны иджимского комплекса и соотносятся с комплексом параллельных даек [24]. Настоящими работами подобные дайковые тела закартированы среди ультрабазитов и габброидов в правом борту, в верхнем течении р. Омул. Здесь они представлены метагаббро, микрогаббро, реже метагаббродиоритами (рис. 12). Для их тел характерно северо-восточное простирание и практически параллельное положение относительно друг друга. Дайки мощностью 1–5 м образуют целые пакеты общей мощностью до 20 м, с расстоянием между отдельными дайками от 20–50 до 100–500 м. Дайковые тела характеризуются четкими интрузивными контактами с вмещающими их образованиями. По краям даек видны зоны закалки мощностью до 10 см. Породы подвергнуты зеленокаменным изменениям, что, наряду с пространственной приуроченностью к габбро, позволяет их отличить от девонских даек основного состава.

Метагаббродиориты – типичные породы дайкового комплекса – состоят из плагиоклаза (50–60%), клинопироксена и роговой обманки, которая часто отсутствует. Плагиоклаз образует близкие к призматическим аллотриоморфнозернистые зерна, которые частично замещаются агрегатом соссюрита.

По химическим параметрам габброиды относятся к натриевому типу ($K_{\text{ш}} = 14,6$), умеренноглиноземистым ($Al' = 0,62$), низкожелезистым ($K_{\text{ф}} = 50,4$). По составу это – нормально- и умереннощелочные породы, дифференцированные от пироксенитов, вебстеритов и горнблендитов до габбро, габбродиоритов, диоритов и тоналитов. Эти особенности существенно отличают габброиды Макаровского сегмента Куртушибинского ОП от таковых Уюкско-Амыльского сегмента, которые характеризуются преимущественно калиево-натриевым типом щелочности и умереннощелочным составом [87].

Физические свойства пород комплекса имеют по всем параметрам широкие диапазоны. Так, серпентиниты с асбестом и серпентиниты обладают наименьшими плотностными ($2,50–2,60 \text{ г/см}^3$) и максимальными магнитными свойствами ($\chi = 3000–20\,000 \times 10^{-5}$ ед. СИ, при средней 4000, остаточная намагниченность $2000–35\,000 \times 10^{-3}$ А/м при средней $10\,000 \times 10^{-3}$ А/м), неизмененные перидотиты – максимальными плотностными ($2,96–3,20 \text{ г/см}^3$) и минимальными магнитными свойствами ($\chi = 40–100 \times 10^{-5}$ ед. СИ, при средней – 70×10^{-5} ед. СИ, остаточная

намагниченность $0-100 \times 10^{-3}$ А/м при средней – 50×10^{-3} А/м), а серпентинизированные перидотиты занимают промежуточное положение в этом ряду. Характерно влияние степени серпентинизации первично магматических пород на плотностные характеристики пород. Плотность дунитов, гарцбургитов и перидотитов варьирует в пределах $2,47-3,0$ г/см³, в то время как для серпентинитов она равна в среднем $2,6$ г/см³. Габброиды являются высокоплотными породами ($2,8-3,20$ г/см³). Радиоактивность гипербазитов и габброидов в целом низкая и обычно не превышает $4-6$ мкР/ч.

Образования иджимского комплекса на АФС отделяются от вмещающих пород четко дешифрируемыми тектоническими нарушениями северо-восточного простирания. Для перидотитов характерен резко расчлененный рельеф с характерным «ребристым» очертанием склона, серый, темно-серый фототон. Серпентиниты слагают пониженные участки рельефа – подножия склонов гор, котловины, долины рек и логов. Габброиды слагают высокогорную часть Куртушибинского хребта. Здесь широко развиты безлесные ровные и выположенные слабохолмистые площадки.

По данным спектрального анализа геохимических проб в ультрабазитах и габброидах комплекса установлены повышенные содержания элементов группы железа. Серпентиниты, а также серпентинизированные ультрабазиты комплекса характеризуются слабопониженным или близким к породному кларку содержанием хрома. Они обогащены оловом, бором, цинком, стронцием и характеризуются высоким содержанием марганца – $120-640$ г/т, никеля – $160-550$ г/т и кобальта – $8-34$ г/т. Габброиды в свою очередь отличаются высокими показателями, по сравнению с кларковым, содержанием хрома – $22-350$ г/т, а также никеля – $6,6-220$ и кобальта – $2,3-34$. Элементы бор, цинк, стронций, молибден и марганец присутствуют в содержании, близких к кларковым. Кроме того, они обогащены серебром – $0,003-0,007$ г/т и германием.

Остальные элементы отмечаются спорадически или не обнаружены. Низкое содержание хрома в составе ультраосновных пород, возможно, связано с обширной серпентинизацией первичных магматических ультрабазитов и с переходом хромита в магнетит.

По результатам химического анализа на платину в 5 пробах из 14 обнаружено ее повышенное содержание по сравнению с кларковым. Анализу подверглись апоперидотитовые, аподунитовые серпентиниты и метагаббро. Наибольшие содержания платины выявлены в габброидах $0,025-0,055$ г/т, повышенное содержание палладия $0,02-0,072$ г/т отмечается как в габброидах, так и в серпентинитах.

В полях распространения пород макаровской и орешковской толщ при ГДП-200 закартированы мелкие (50×100 м), не выражающиеся в масштабе карты, протрузии ультрабазитов. К ним приурочены маломощные ($3-5$ м) зоны лиственизации пород.

Возрастное положение иджимского комплекса, как позднерифейское, принято условно, исходя из парагенезиса пород офиолитового комплекса и учитывая, что ультрабазиты, габброиды и базальты коярдской толщи образуют единую генетическую составляющую офиолитовой ассоциации, и, вероятнее всего, являются одновозрастными. Возраст коярдской толщи условно принят позднерифейским, а соответственно и возраст пород иджимского комплекса принят по аналогии с ним.

ПОЗДНЕСИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Бичебалыкский габбровый комплекс (vS_1^1bc) на территории листа выделен при составлении Госгеолкарты-1000/3 [20]. Представлен он единственным небольшим (6 км²) Терешкинским габброидным массивом в юго-западном углу листа. Ранее породы интрузии относились к первой фазе джойского комплекса [96]. Незначительные тела (не выражающиеся в масштабе карты) габброидов, характерных для бичебалыкского комплекса, наблюдаются на западном контакте Буйбинского плутона и в пределах северо-западной части Подсопочного массива большепорожского комплекса. Форма контактов массива с вмещающими вулканогенно-сланцевыми образованиями макаровской толщи в юго-восточной части изрезанная заливообразная, обусловленная пологим ($30-40^\circ$) юго-восточным погружением интрузивной кровли. Северный и северо-западный контакты массива крутые ($60-80^\circ$). Зона ороговикования в северной части массива не превышает 100 м, а в южной достигает 1000 м.

Над Терешкинским массивом наблюдается понижение локальной аномалии силы тяжести до – 58 мГал, а также положительное магнитное поле, интенсивностью от 100 до 200 гамм, ко-

торое плавно понижается в южном и юго-восточном направлениях. По геофизическим материалам предполагается глубина залегания нижней кромок порядка 1100 м.

Массив сложен оливинowymi габброноритами с четкими обособлениями титано-магнетитовых разностей, площадью от 0,01 до 0,05 км². Периферические части массива представлены оторочкой габбродиоритов и диоритов мощностью до 350 м. Для пород комплекса характерна значительная неравномерность их минерального и химического составов и неоднородность структурно-текстурных особенностей.

Оливиновые габбронориты лейкократовые характеризуются габбро-офитовой структурой. В составе породы резко преобладают идиоморфные шестоватые зерна плагиоклаза (70–80%), соответствующего лабрадору (№ 50–60). Размер зерен плагиоклаза от 1,5–3 мм до 10 мм. Темноцветные минералы представлены оливином (5–8%), авгитом (8–15%), гиперстеном и бронзитом (6–10%). Практически всегда присутствуют единичные листочки биотита и ксеноморфные зерна кварца. Рудные минералы (3–5%) представлены магнетитом, акцессории – рутилом, сфеном, апатитом. Вторичные изменения проявлены слабо в развитии илдингсита по оливину.

Титаномагнетитовые габбронориты представлены массивными, преимущественно мелкозернистыми меланократовыми разностями, сложенными диопсидом (50–60%), плагиоклазом (андезин-лабрадор) до 15–20%, гиперстеном (5–10%), базальтической роговой обманкой (2–4%). До 25% общего объема породы составляют рудные минералы: ильменит (15–20%), магнетит (5–10%) и халькопирит (единичные зерна). Акцессории представлены апатитом (1–2%). Структура габбровая в сочетании с сидеронитовой, вторичные изменения не характерны.

Габбродиориты отличаются более кислым составом плагиоклаза (андезин-лабрадор) и увеличением его содержания в породе (до 60–70%).

Диориты представляют собой породы порфиroidной структуры. Фенокристаллы (20–40%) представлены зернами зонального андезина (0,8–3,0 мм), реже обыкновенной роговой обманкой (0,4–0,7 мм), по которой развивается мелкочашуйчатый агрегат биотита. Основная масса сложена микролитами андезина (40–50%), альбита (10–15%) и биотита (20–25%). В кварцсодержащих диоритах наблюдаются обособленные зерна ксеноморфного кварца и агрегаты микрографического срастания кварца и калиевого полевого шпата.

В составе пород комплекса отмечается преобладание моноклинного пироксена над ромбическим.

Минералогический состав роговиков обусловлен составом вмещающих пород. Вулканыты и сланцы макаровской толщи преобразованы в амфиболовые, кварц-амфиболовые, пироксен-амфиболовые и биотит-кварцевые роговики.

Петрохимическими особенностями являются натриевый тип щелочности, высокая глиноземистость и повышенное содержание кремнекислоты. Характерны повышенные содержания Cu, Ni, Cr, Co, Ti и P. Для других элементов содержания близки к породному кларку.

Породы массива с плотностью 2,75–2,92 г/см³, от слабо магнитных $\chi = 30\text{--}150 \times 10^{-5}$ ед. СИ; $I_n = 0\text{--}100 \times 10^{-3}$ А/м; до умеренно магнитных (титаномагнетитовые габбро) $\chi = 1500\text{--}4000 \times 10^{-5}$ ед. СИ; $I_n = 200\text{--}1500 \times 10^{-3}$ А/м. Преобладающая радиоактивность пород – 7–8 мкР/ч.

На МАКС дешифрируемость пород массива удовлетворительная. Иногда отмечаются фрагменты границ массива.

Возраст определяется на основании прорыва породами комплекса стратифицированных образований лудлова на сопредельных территориях [20]. В свою очередь сами они прорываются раннедевонскими интрузиями большепорожского и джойского комплексов. Совместно с последними интрузии бичебалыкского комплекса рассматриваются нами в составе гомодромной Кужебазинской Западно-Саянской вулcano-плутонической ассоциации, формирование которой происходило в позднем силуре–раннем девоне. Комплекс условно датируется поздним силуrom на основании прорыва его интрузивными породами большепорожского комплекса с радиологическими датировками, соответствующими верхам позднего силура.

Большепорожский гранитоидный комплекс ($\delta S_2^1\text{--}S_2^2 b p_i; \gamma \delta S_2^1\text{--}S_2^2 b p_i; q \delta S_2^1\text{--}S_2^2 b p_i$). Петротипом комплекса является Большепорожский массив, расположенный на примыкающем с запада листе N-46-XXXIII. Ранее образования комплекса на площади относились к торгалыкскому и джойскому комплексам позднедевонского возраста [86, 96, 118]. В пределах листа породы комплекса слагают два массива в центральной части – Орешский и Подсопочный и два «фрагментарных» интрузивных тела Буйбинского плутона у северной рамки. Комплекс двухфазный. На площади массивы однофазные и представлены породами первой фазы, преимущественно гранодиоритами и кварцевыми диоритами, реже диоритами. В отдельных массивах отмечают-

ся плагиограниты. Вмещающими являются породы изербельской (поздний рифей–венд) и амьельской (венд–ранний кембрий) свит. На контакте с гранодиоритами вмещающие породы превращены в биотит-кордиеритовые роговики и ороговикованные породы. Ширина зоны контактового воздействия интрузий составляет до 0,5 км.

Орешский массив (5) расположен в бассейне нижнего течения р. Ореш. Он имеет вытянутую в северо-восточном направлении форму (более 12 км²). Породы массива прорывают отложения амьельской свиты, с юго-востока ограничены зоной Усинского регионального разлома. Орешский массив выделяется положительными локальными аномалиями магнитного поля интенсивностью до 300 нТл. В поле силы тяжести массив не находит своего отражения, что может свидетельствовать о его малой мощности. Судя по магнитному полю и широкому ореолу ороговикования, интрузивный контакт на юго-восток извилистый и пологий, что может свидетельствовать о пластообразной (лопполит) форме массива. Северный и юго-восточный контакты с вмещающими породами прямолинейные крутопадающие. Первый имеет интрузивный характер с образованием полосчатых роговиков биотит-хлорит-кварцевого и биотит-серицит-кварцевого состава, второй – тектонический. Массив имеет зональное строение. Его центральная часть сложена гранодиоритами, а периферическая – кварцевыми диоритами. В апикальных частях отмечаются габбродиориты, диориты, монцодиориты. Юго-западная часть массива представляет собой апикальную часть интрузии. Состав ее крайне непостоянен и представлен кварцевыми диоритами, гранодиоритами, габбродиоритами, монцонитами. Для массива характерно развитие порфиroidных структур, менее выраженное в центральных частях, где преобладают кварцевые диориты и гранодиориты.

Массив Подсопочный (7) площадью 10 км² расположен на северном склоне водораздела рек Иджим и Узюп восточнее горы Сопка. Предшественниками образования массива относились к джойскому комплексу [96]. На северо-востоке и юго-востоке они погружаются под сланцы амьельской свиты, с востока имеют четкие интрузивные контакты с образованием эндоконтактной оторочки мелкозернистых гранитов джойского комплекса раннедевонского возраста. С северо-запада массив ограничен региональным Усинским разломом с крутым падением на юг, по геофизическим данным. В строении Подсопочного массива преобладают кварцевые диориты, особенно в его северной части, которая характеризуется градиентным положительным локальным магнитным полем интенсивностью от 100 до 200–500 нТл на фоне слабоградиентного положительного магнитного поля. Юго-западная часть массива характеризуется сложными взаимопереходами между среднезернистыми кварцевыми диоритами и плагиогранитами. Линия контактов массива в плане слабоизрезанная. Наличие многочисленных останцов вмещающих пород, широкое развитие мелкозернистых пород, пологое погружение контактов в сторону вмещающих пород и значительная ширина ореола контактового метаморфизма свидетельствуют о незначительном эрозионном срезе массива и его лопполитообразной форме. Контактные роговики представлены в основном кварц-амфиболовыми и плагиоклаз-пироксен-амфиболовыми разностями. В северной части массива широко проявлены мощные (до 50 м) зоны дробления Усинского разрывного нарушения, сопровождающиеся калишпатизацией, эпидотизацией и окварцеванием пород с развитием кварц-сульфидных жил с полиметаллической минерализацией.

У северной рамки, в районе устья р. Ниж. Буйба, находятся два фрагмента (10 и 4 км²) интрузии большепорожского комплекса. Они являются юго-восточной «оторочкой» крупного Буйбинского гетерогенного плутона, сложенного преимущественно гранитоидами джойского комплекса, подавляющая часть которого расположена на северном листе N-46-XXVIII. Сложены интрузивные тела большепорожского комплекса диоритами и кварцевыми диоритами. Груботаксовая текстура и неравновесный состав пород говорят об их гибридном происхождении. Диориты пронизаны многочисленными жилами гранитоидного состава, принадлежащими к джойскому интрузивному комплексу.

Кварцевые диориты и диориты большепорожского комплекса представляют собой серые мелко- и среднезернистые породы, неоднородные по составу и структурам; состоят из плагиоклаза зонального строения – в ядре; № 47 по краям, № 30 (45–50), роговой обманки (30–35%), биотита (10–15%), кварца (2–10%). В единичных случаях отмечались мелкие зерна нерешетчатого калиевого полевого шпата, развивающегося по плагиоклазу. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, магнетитом, сфеном. В более меланократовых разностях присутствует моноклинный пироксен (до 10–15%). Количество кварца в этих разностях уменьшается до 0,5%. Структура описываемых пород в основном гипидиоморфнозернистая. Участ-

ками пойкилитовая. Гранодиориты серые, розовато-серые, порфириовидные, среднезернистые. Состав: олигоклаз-андезин – 50 %, калишпат – 10 %, кварц – 20 %, роговая обманка и биотит составляют до 15 %. Аксессуары: сфен, циркон, апатит.

Роговообманковые плагиограниты характеризуются серой, светло-серой окраской, массивной текстурой, среднезернистой структурой. От гранодиоритов отличаются более высоким (22–23 %) содержанием кварца и значительно меньшим (3–10 %) содержанием калишпат-пертита.

По петрогеохимическому составу интрузивные образования большепорожского комплекса относятся к породам нормальной щелочности калиево-натриевого типа, высокоглиноземистым. Для них характерно повышенное содержание щелочей (4,96–7,75 %) и широкие вариации Rb (85–144 г/т), Sr (224–524 г/т), Nb (5,1–11,7 г/т), Zr (103–257 г/т), Y (17,3–37,4 г/т), Hf (3,8–5,6 г/т), Ta (0,1–0,8 г/т), ΣРЗЭ (76–109) [37]. Можно отметить в породах комплекса значительные превышения кларка (> 3) для Ag, Cu и ниже кларка (0,6–0,09) для Cr, Sn, Ti, Ni, Pb, Mn.

Породы комплекса при средней плотности 2,65 г/см³, относятся к группе слабомагнитных $\chi = 500\text{--}1500 \times 10^{-5}$ ед. СИ, $I_n = 0\text{--}400 \times 10^{-3}$ А/м. Разброс радиоактивности пород комплекса составляет для диоритов, кварцевых диоритов 7–14 мкР/ч, для гранодиоритов – 10–17 мкР/ч.

В силу ограниченного распространения пород комплекса, на АФС они не находят своего отражения.

Породы комплекса прорывают фаунистически охарактеризованные свиты верхнего силура и находятся в гальке базальных конгломератов нижнедевонских свит, как на сопредельных территориях [20], так и в пределах площади листа [86, 96]. Настоящими полевыми работами в юго-западной части Орешского массива установлено налегание туфоконгломератов актуругской свиты нижнего девона с галькой диоритов и гранодиоритов на гранодиориты большепорожского комплекса.

Полученные нами по площади радиоизотопные датировки по цирконам U-Pb методом из диоритов Буйбинского массива показали возраст равный $423,4 \pm 4,9$ млн лет. Этот возраст подтверждается и изотопными исследованиями ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом по амфиболу из гранодиоритов Орешского массива $425,7 \pm 2,4$ млн лет [39]. Приведенные возрастные датировки подтверждаются изотопно-геохронологическими исследованиями по другим массивам комплекса, включая расположенные на петротипической местности. На основании приведенных данных возраст комплекса принят позднесилурийским (лудлов-прждиол?).

РАННЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Джойский гранитовый комплекс ($\gamma D_1 d_1; \gamma \delta D_1 d_1; \gamma D_1 d_2; \gamma D_1 d_2; \gamma \pi D_1 d_2; \delta \pi - \beta D_1 d_2$). Петротипом комплекса является Джойский массив, расположенный северо-восточнее площади, в районе Саяно-Шушенской ГЭС. Образования комплекса широко распространены в пределах территории листа. Они слагают на севере группу массивов Араданского хребта и южное окончание Буйбинского плутона, расположенного на северном листе N-46-XXVIII, Узюпскую группу и массив горы Синюха на юге. Интрузии представляют собой крупные дискордатные тела изометричной формы, обычно с крутыми контактами. Они наблюдаются как в виде самостоятельных разнообразных по размерам, морфологии (лакколиты, гарполиты, пологонаклонные пластообразные залежи) массивов (Араданская и Узюпская группы), так и совместно с интрузивными образованиями бичебалькского и большепорожского комплексов образуют гетерогенные плутоны (Буйбинский, Синюшинский). Они прорывают венд-кембрийские и силурийские отложения с образованием роговиков различного состава. Условия их становления разнообразны: от абиссальных до гипабиссальных интрузий. Строение большинства массивов однофазное, крупных плутонов – двухфазное.

Группа Араданских массивов расположена в северо-западной части площади и представлена тремя массивами: Араданским (1) (южная часть), Малоказырсугским (3) и Озерным (4) площадью от 10 до 40 км². Собственно Араданский массив фиксируется локальным повышением магнитного поля и отрицательной локальной аномалией поля силы тяжести, которая значительно шире по площади и объединяет на глубине все три массива в одно целое. Над Малоказырсугским массивом наблюдаются локализованные отрицательные слабоградиентные аномалии магнитного поля. Форма интрузий предположительно лополитообразная. Все массивы

однофазные и представлены породами первой фазы комплекса. В ее составе преобладают биотитовые граниты. Они представляют собой однообразные розовато-серые, серые средне- и крупнозернистые порфиroidные породы с вариациями минерального состава: плагиоклаз (андезин) со слабо выраженным зональным строением 25–35 %, пелитизированный калиевый полевой шпат 30–40 %; содержание кварца колеблется в пределах 25–30 %. Цветные минералы – биотит (5 %), реже роговая обманка (до 1 %) характеризуются широким распределением. Из аксессуарных минералов присутствуют сфен, циркон, апатит, магнетит.

Южное окончание Буйбинского плутона на площади листа представлено интрузивным телом (около 50 км²) у северной рамки. Интрузия расположена в градиентной зоне относительного повышения локального поля силы тяжести. В магнитном поле она характеризуется градиентными и слабоградиентными как положительными, так и отрицательными аномалиями с преобладанием положительных.

Плутон в целом (в том числе и на площади листа) сложен в основном гранитами нормального ряда, средне-крупнозернистыми, часто порфиroidными биотитовыми гранитами, вплоть до гранит-порфиroidов, широко развиты лейкократовые, несколько реже встречаются роговообманково-биотитовые разности. В подчиненных количествах развиты умереннощелочные граниты. Все перечисленные разности, с долей условности, относятся к первой фазе джойского комплекса и характеризуются постепенными переходами. На площади юго-западная апикальная часть плутона (район горы Буйба) представлена гранит-порфирами с характерной порфиroidной структурой и фельзитовой структурой основной массы. Фенокристаллы (до 20–30 %) размером до 3–5 мм, редко до 15 мм, представлены крупными зернами кварца (70 %), обычно с закругленными, со следами «подплавления» границами. Альбит-олигоклаз образует призматические кристаллы. Калишпат образует ксеноморфные зерна. Темноцветные минералы размером в доли мм представлены полностью хлоритизированным и эпидотизированным биотитом. Основная масса полнокристаллическая, состоит из вышеприведенных минералов с добавлением рудных. Восточная часть интрузии сложена мелко-среднекристаллическими биотитовыми гранитами. В составе их присутствует пелитизированный плагиоклаз (25 %), пелитизированный калиевый полевой шпат (40 %), кварц (25 %), биотит (3–5 %) рудный (1 %).

Синюшинский массив (10) (гора Синюха) является наиболее крупной интрузией джойского комплекса в пределах территории. Форма массива близка к изометричной. Площадь его составляет 57 км². Вмещающими массив породами являются главным образом вулканогенно-сланцевые образования макаровской свиты венда. С востока и юго-востока массив охвачен полукольцевым в плане поясом разрозненных выходов песчаников федоровской свиты, располагающихся как в эндо-, так и в экзоконтактных частях интрузии. С северо-запада массив ограничен тектонической зоной. Юго-восточная часть массива частично нарушена мелко-амплитудными разломами северо-восточного направления. В поле силы тяжести массив расположен в области градиентной ступени. По геофизическим данным контуры массива фиксируются фрагментарно, возможно, отражая увеличение в этих местах его вертикальной мощности. В северной части массива наблюдается незначительное понижение локального поля силы тяжести амплитудой до 2 мГал, по периферии которого отмечаются отдельные градиентные положительные магнитные аномалии интенсивностью до 1000 нТл, что свидетельствует о преобладании здесь пород с повышенными магнитными свойствами, это характерно для гранитоидов массива. В южной части массива наблюдается положительная локальная аномалия Δg интенсивностью до 14 мГал. Эпицентр данной аномалии приходится на контактные части массива и обусловлен вмещающими метабазами коярдской и макаровской толщ. С юго-западной стороны над контактной частью массива фиксируются интенсивные положительные аномалии магнитного поля до 2600 нТл, которые, возможно, могут отражать пластину близповерхностных серпентинизированных ультраосновных пород или нескрытое крупное интрузивное тело основных пород (габброидов).

В строении Синюшинского массива главная роль принадлежит лейкократовым гранитам, гранит-порфиroidам второй фазы (40 %) и гранитам, гранодиоритам первой фазы (60 %). Породы первой фазы слагают периферические (за исключением северо-западной) части интрузии. Наиболее развиты граниты и ассоциирующие с ними гранодиориты. Лейкократовые граниты и гранит-порфиroidы второй фазы развиты в центральной и северной частях массива. Они слагают обособленное серповидное тело площадью 23 км², резко расширяющееся в своей центральной части. Мощность тела не превышает 600–650 м. По геолого-геофизическим данным предполагается, что массив представляет собой сочетание гранит-гранодиоритовой интрузии первой

фазы, погружающейся и увеличивающейся по мощности в юго-западном и южном направлениях, и пластовой залежи лейкократовых гранитов второй фазы, полого погружающиеся в противоположном, северо-восточном направлении.

Роговообманково-биотитовые меланократовые граниты характеризуются светло-серой и розовато-серой окраской, средне-крупнозернистые с массивной, реже слабопорфировидной текстурой. Состоят из калиевого полевого шпата (25–35%), кварца (20–25%), биотита (6–10%), обыкновенная роговая обманка (до 3%). Акцессорные минералы представлены редкими зернами циркона, монацита, пирита, магнетита.

Роговообманково-биотитовые гранодиориты отличаются пониженным содержанием калишпат-пертита (10–15%), кварца (15–20%) и биотита (5–8%), повышенным содержанием (45–50%) плагиоклаза и роговой обманки (до 5%).

Лейкократовые граниты представляют собой породы розового, розовато-серого, желтовато-розового цветов, массивной или слабопорфировидной текстуры, среднезернистой, реже мелко- и средне-крупнозернистой структуры. Структура гипидиоморфнозернистая, гранитовая. Сложены породы зернами калишпат-пертита с пертитом распада (от 30 до 50%), альбит-олигоклаза (от 10 до 25%), ксеноморфными зернами кварца (от 25 до 40%), лейстами биотита (до 3%). Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, цирконом, пиритом, монацитом.

Гранит-порфиры (шл. 8057-В, 3309, 295) характеризуются розово-серыми, желто-серыми, редко светло-серыми тонами окраски, массивной, очень редко полосчатой текстурами, порфировой структурой. Фенокристаллы (от 5 до 10%, иногда до 30%) представлены идиоморфными выделениями калишпат-пертита, кварца, редко альбит-олигоклаза размером 0,5–2,5 мм. Основная масса сложена кварц-полевошпатовым агрегатом фельзитовой, микрогранитовой, участками сферолитовой структуры. Вторичные изменения выражены главным образом серицитизацией полевых шпатов.

Для гранитоидов описываемого комплекса характерно широкое проявление постмагматических процессов, выраженных в альбитизации, грейзенизации, калишпатизации и окварцевании.

Узюпская группа объединяет небольшие массивы площадью до 15 км² (Водораздельный, Воробьевский) и более мелкие интрузивные тела. Водораздельный массив (8) представляет собой обособленное вытянутое в юго-восточном направлении тело овальной формы. Кровля интрузии на большом протяжении полого погружается под вмещающие ее сланцы изербельской свиты. Северо-западный ее контакт крутой. Сложена интрузия однообразными по составу лейкократовыми гранитами. В северо-западной части преобладают среднезернистые разности с маломощной эндоконтактной оторочкой мелкозернистых гранитов. Юго-восточная часть интрузии характеризуется широким развитием мелкозернистых гранитов, переходящих по восстанию по мере погружения кровли в протяженные дайки гранит-порфиров, а также диорит-порфиров, долеритов.

Форма других массивов в плане изометричная, близкая к овальной. Контакты с вмещающими массивы вулканогенно-сланцеватыми образованиями макаровской и орешковской свит пологие в сторону вмещающих пород. Характерны незначительные останцы ороговикованных пород. Сложены массивы однообразными слабопорфировидными гранитами. Мелкозернистые разности образуют маломощные эндоконтактные оторочки. Наиболее развиты они в Воробьевском массиве, нацело слагая его северо-западную часть. Среди мелкозернистых гранитов непосредственно на контакте с вмещающими породами иногда обособляются в виде мелких (0,5 × 1,0 м) гнезд неправильной формы пегматоидные разности, сложенные крупными (до 7 см) бочонковидными кристаллами кварца; калиевого полевого шпата и пластинчатыми агрегатами железной слюдки.

Для гранитов второй фазы джойского комплекса характерно проявление постмагматических процессов, выраженных в альбитизации, грейзенизации, калишпатизации и окварцевании пород. Альбитизация широко проявлена в массивах Узюпской группы. Грейзенизация тесно связана с альбитизацией и приурочена к центральным частям альбитизированных гранитов с образованием кварцевых, альбит-кварцевых, флюорит-альбит-кварцевых и мусковит-альбит-кварцевых грейзенов, образующих жилы мощностью 0,2–1,5 м и протяженностью до 200 м. С грейзенизацией связаны повышенные содержания ниобия, иттрия, олова, вольфрама, молибдена и висмута. Контактные изменения выражены образованием эпидот-кварцевых, кварц-амфиболовых, плагиоклаз-пироксен-амфиболовых и биотит-кварцевых роговиков.

На АФС поля развития значительных по размерам массивов (Синюшинский, Буйбинский) тяготеют к положительным формам рельефа. Контакты массивов с вмещающими стратифицированными образованиями часто относительно хорошо дешифрируются. На КС четко выражена кольцевая структура, обусловленная неотектоническим воздыманием Синюшинского массива. В центральной части структуры оттенками цветов и отсутствием структурных элементов выделяются поля распространения пород второй фазы джойского комплекса.

Физические свойства пород, слагающих Синюшинский массив, имеют широкий диапазон. Для гранитов характерны низкие значения магнитных и плотностных свойств ($\chi = 100\text{--}500 \times 10^{-5}$ ед. СИ при $\chi_{\text{средн}} = 250 \times 10^{-5}$ ед. СИ, $I_n = 20\text{--}400 \times 10^{-3}$ А/м при $I_{n\text{средн}} = 200 \times 10^{-3}$ А/м, $\sigma = 2,55\text{--}2,60$ г/см³ при $\sigma_{\text{средн}} = 2,58$ г/см³), гранодиориты имеют более высокие значения физических параметров ($\chi = 500\text{--}1500 \times 10^{-5}$ ед. СИ, $I_n = 100\text{--}10\,000 \times 10^{-3}$ А/м, $\sigma = 2,55\text{--}2,64$ г/см³). Магнитные свойства гранитов Синюшинского массива отличаются от физических параметров гранитов Араданского, Малоказырсугского и Озерного интрузивных массивов, которые практически немагнитны. Породы первой и второй фаз комплекса четко различаются по радиоактивности – 15–20 и 20–26 мкР/ч соответственно.

По петрогеохимическому составу породы массивов джойского комплекса на площади характеризуются нормально-умеренной щелочностью (6,64–8,96%), калиевого, редко калиево-натриевого типов, с преобладанием K₂O (3,3–5,5%) над Na₂O (2,2–3,3%), весьма высокой глиноземистостью и широкими вариациями (для Воробьевского и Буйбинского массивов соответственно) (г/т): Rb (157–306), Sr (22–53), Ba (350–300), Nb (22,7–1,9), Zr (115–200), Y (46,6–73,5), Hf (5,2–6,0), Ta (1,1–0,8), Th (13,0–12,0), U (2,6–4,8), ΣРЗЭ (139,7–203,6) [39]. Необходимо отметить в породах первой фазы комплекса значительные превышения породного кларка (3,93–2,27) для Sr, Mo и ниже него (0,57–0,1) для B, Zn, Cu, Sn, Ti, P, Mn, V, Co. Для второй фазы превышения породного кларка для Sr, Mo составляют 5,36 и 3,03; ниже кларка (0,55–0,08) для P, Sn, Mn, Ti, V.

Возраст комплекса считается раннедевонским и обосновывается на площади прорыванием породами комплекса позднесилурийских отложений. Раннедевонский возраст подтверждается и полученными нами радиоизотопными датировками U-Pb методом по цирконам. Результаты по всем массивам площади укладываются в интервал от 407,4 ± 4,9 до 418,9 ± 2,2 млн лет.

ТЕКТОНИКА

Площадь является составной частью Алтае-Саянской складчатой области (АССО), включающей Западно-Саянскую салаиро-каледонскую складчатую систему (ЗССС) и каледонскую Восточно-Тувинскую складчатую систему (ВТСС), сопряженную с ЗССС по Хемчикскому надвигу. В результате на площади листа оказались пространственно совмещены разновозрастные комплексы пород, сформированные в различных геоструктурных обстановках.

ЗАПАДНО-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Система представлена салаирским, каледонским, герцинским и альпийским структурными этажами и включает в себя территорию бассейна р. Ус. Граница ее в пределах площади условно проводится в юго-восточной части по Аласугскому надвигу. Это определяется исходя из того, что салаирское основание ЗССС (образования активной континентальной окраины одного микроконтинента) в виде аллохтонной пластины перекрывается вулканогенными отложениями каледонской эпохи складчатости пассивной окраины другого микроконтинента. Это произошло в результате коллизии микроконтинентов, предположительно в период герцинской эпохи и послужило основанием для выделения в пределах площади двух складчатых систем.

Основанием ЗССС являются самостоятельные структуры салаирского структурного этажа, который охватывает время позднего рифея–венда–позднего кембрия. К ним относятся Куртушибинский ОП, Джебашский антиклинорий, Западно-Саянский синклинорий и Аласугский прогиб. Пространственно они вытянуты в северо-западном направлении согласно общей ориентировке ЗССС и отделяются друг от друга крутыми нарушениями взбросового и надвигового типов. Верхняя граница структурного этажа характеризуется региональным налеганием ордовика и нижнего девона на более древние отложения и внедрением коллизионных гранитоидов.

Куртушибинский офиолитовый пояс (I) является одной из крупных структур Западного Саяна и имеет протяженность в пределах листа более чем на 90 км при ширине 10–15 км. Он является гетерогенным сооружением и выполнен рифейско-нижнекембрийскими структурно-вещественными комплексами пород офиолитовой ассоциации. Внутреннее строение пояса определяется сочетанием горизонтальных и вертикальных перемещений слагающих его блоков и пластин, обусловленных различными причинами в длительной истории тектонического развития площади. В пределах ОП выделяются Куртушибинский (6) и Иджимский (10) массивы габбро-дунит-гарцбургитовой формации, включенные в виде разновозрастных аллохтонов в эффузивную коярдскую толщу позднего рифея. Ультрабазиты, совместно с натриевыми метабазальтами представляют собой разрез океанической коры, в котором отсутствует верхний осадочный слой. Заложение коры этого типа произошло в обстановке срединно-океанических хребтов (СОХ) и характеризует стадию океанического спрединга. Сланцево-метабазальтовая и метабазальтово-терригенно-кремнисто-сланцевая макаровская и орешкая толщи венда–нижнего кембрия, сформированные в обстановке незрелой островной дуги (НОД), наращивают и венчают офиолитовый разрез чехлом глубоководных осадков. Толщи смяты в линейные складки, из которых хорошо зафиксированы Самджирская (1) и Орешкая (2) синклинали, Узюпская моноклираль (3) и Макаровский горст (4). Складки асимметричны, углы падения крыльев 50–70°, иногда вблизи Кандатского (К) и Саяно-Тувинского (СТ) надвигов имеется запрокидывание пластов и наблюдаются узкие зоны серпентинитового меланжа.

По геофизическим данным, Куртушибинский блок (ОП) ограничен региональными разломами и характеризуется локальными повышениями поля силы тяжести от 2 до 16 мГал. Цен-

тральная часть блока на глубине более плотная и сложена почти неизменными (не серпентинизированными) ультрабазитами, мощность которых может достигать 4 км. На фоне отрицательного магнитного поля, обусловленного немагнитными ультраосновными породами (перидотиты) и метабазами, фиксируются линейно вытянутые, согласно северо-восточному простиранию блока, интенсивные от 50 до 4050 нТл положительные магнитные аномалии. Данный тип поля обусловлен серпентинизацией ультраосновных пород. Процесс серпентинизации понижает плотность пород и, фактически, над ультрабазитами фиксируются только локальные интенсивные положительные аномалии силы тяжести, природу которых можно объяснить ограниченным распространением на глубину серпентинитов и серпентинизированных пород. Эти образования характеризуются четкими градиентами в магнитном поле и имеют аномалии сопровождения с северо-западной стороны, что позволяет предполагать вертикальное или юго-восточное падение контактов серпентинитов и серпентинизированных ультраосновных пород, которые образуют преимущественно наклонные линзы. По результатам моделирования можно предположить, что процесс серпентинизации преобладает только в верхней части разреза.

Джебашский антиклинорий (III) и Западно-Саянский синклиний как структура впервые выделен Н. Н. Херасковым в 1961 г. северо-восточнее площади, на листе N-46-XXVI и подтвержден последними работами ГДП-200 [116]. Согласно геологическому строению площади, отложения Джебашского антиклинория и Западно-Саянского синклиния (III) составляют единый разрез верхней части океанической коры и выполняют (в региональном плане) огромную аккреционную призму между Куртушибинской и Изыхско-Борусской островными дугами [20, 116]. Структурно-вещественный комплекс этих отложений объединен в Джебашско-Амьельскую СФПЗ, поэтому приводится их общее описание. Джебашский антиклинорий и Западно-Саянский синклиний занимают 40 % площади листа. Половина занимаемой ими территории перекрыта отложениями наложенного на них каледонского Усинского прогиба (VI), поэтому на поверхности картируются только их фрагменты – в центральной (Джебашский антиклинорий) и северо-западной (Западно-Саянский синклиний) части листа, соотношения между ними в пределах площади не установлены. Структуры сопрягаются с Куртушибинским ОП по Кандатскому надвигу на расстоянии более 80 км. Они выполнены турбидитовыми осадками кремнисто-карбонатной (с элементами натриевых базальтов) изербельской и амьельской свит и карбонатно-терригенной буйбинской свитой (формации подножья континентального и глубоководного шельфа).

В пределах антиклинория выделяется крупная Куяртская синклиналь (5) второго порядка, осложненная на крыльях (в виде гофрировки) складками третьего порядка. Структура линейного типа, протяженность по длине 30–40 км с углами падения на крыльях 60–80°, которые выполаживаются в ядерной части до 40°. Оси складок виргируют в северо-восточном направлении. По границе амьельской свиты антиклинория и коярдской свиты Куртушибинского ОП наблюдаются небольшие узкие зоны полимиктового меланжа.

В пределах синклиния фиксируются Верхнеараданская (7) и Нистафоровская (8) антиклинали, сложенные отложениями буйбинской свиты. Складки линейно-коробчатого типа, размах крыльев достигает 6–8 км, углы падения – от 50 до 70°, вплоть до запрокидывания (50–60°), вблизи Западного (3) надвига, разделяющего Западно-Саянский синклиний и каледонский Усинский прогиб (VI). Оси складок ундулируют с переходом в синклинальные перегибы. В породах, выполняющих структуры, проявлен квиваж субмеридионального направления, залеченный дайками диоритовых порфиритов джойского комплекса.

Джебашский блок (антиклинорий) в физических полях отражается относительным повышением локального поля силы тяжести (от –2 до 2 мГал) и отрицательным магнитным полем. На фоне последнего наблюдаются локальные повышения различного простирания – от линейных до изометричных, обусловленных слабомагнитными и магнитными породами различного состава. В центральной и северо-восточной частях блока положительных аномалий (ΔT)_a мало, в юго-западной части фиксируется широкое развитие интрузивных и эффузивных образований, над которыми наблюдаются положительные локальные магнитные аномалии различной интенсивности. Джебашский блок находится в области градиентной ступени локального поля силы тяжести и по своим характеристикам близок к характеристике Усинского блока (прогиба). Это свидетельствует о наложенном характере Усинского прогиба. Синклиний характеризуется отрицательным региональным полем силы тяжести до –6 мГал и, преимущественно, спокойным полем (ΔT)_a.

Аласугский прогиб (IV) завершает салаирский структурный этаж в объеме аласугской серии и выполнен карбонатно-терригенными отложениями молассовой (с элементами пирокластической) формации, которые соответствуют нижней части осадочного бассейна преддугового прогиба (сильно дислоцированные известково-глинистые терригенные породы с примесью пирокластического материала). Заложение прогиба произошло на рубеже кембрия–ордовика, дальнейшее его формирование происходило в обстановке активных горизонтальных и вертикальных перемещений, что и обуславливает его сложное внутреннее строение и положение в составе огромного параллехтона, перекрывающего по Аласугскому (А) надвигу отложения Хемчикского прогиба. С Куртушибинским ОП и наложенным Хемчикским прогибом он имеет тектонические соотношения по взбросам и надвиговым системам, которые нашли свое отражение как на ГК-1000/3 [19], так и в материалах геофизической и дистанционной основ. Прогиб находится в области гравитационной ступени. Над ним наблюдается спокойное отрицательное магнитное поле (ΔT)_а.

В пределах прогиба выделяются Шевелигская (9) и Верхнечинжашская (10) синклинали. Складки коробчатые с элементами линейности, размах крыльев местами от 2 до 6 км. По длинной оси складки имеют размеры до 25–30 км. В Верхнечинжашской синклинали фиксируется переклиналиное замыкание, выполненное чапшинской свитой, условно верхнего кембрия. Углы залегания меняются от 50–60° на крыльях до 30° в периклиналиной и ядерной частях. Широко развит кливаж северо-западного направления, выполненный кварцевыми и карбонат-кварцевыми жилами с углами 50–70°. Оси складок ундулируют с появлением более глубоких частей разреза. Осадки прогиба относятся к карбонатно-терригенной молассовой формации преддуговых прогибов.

Каледонский структурный этаж ЗССС охватывает время ордовика–позднего девона с выделением в нем двух структурных ярусов. Этаж в целом представлен Хемчикским (V) и Усинским рифтогенным (VI) прогибами, которые трансгрессивно с угловым несогласием налегают на структуры салаирской эпохи складчатости. Первый в виде узкой пластины северо-восточного простирания заключен между Аласугским и Хемчикским надвигами. Второй расположен в северной и северо-западной частях листа и сложен ранне- и среднедевонскими образованиями.

Хемчикский прогиб носит унаследованный характер. Он выполнен континентальными карбонатно-терригенными, преимущественно красноцветными отложениями малиновской серии ордовика и атчольской свиты нижнего силура, которые характеризуют обстановку пассивной континентальной окраины в условиях неглубокого шельфа. На ГК-1000/3 прогиб показан как единый Хемчикско-Систигхемский, и в него были включены аналогичные отложения силура [20]. Настоящими работами Хемчикско-Систигхемский прогиб разделен на два, расположенных в разных складчатых структурах (Хемчикский и Систигхемский). Отложения Хемчикского и Систигхемского прогибов отнесены к разным структурно-формационным зонам [78] и резко отличаются литологическим составом и комплексом фауны. Хемчикский прогиб заключен в составе паравтохтонной пластины, которая по Хемчикскому надвигу перекрывает каледонские отложения Систигхемского прогиба.

В Хемчикском прогибе выделяются Чинжашская (11) и Дорадагская (12) синклинали штампового характера. Ядерные части выполнены силурийскими отложениями атчольской свиты, на крыльях вскрывается малиновская серия ордовика. Углы залегания на крыльях изменяются от 30–40° до 20–25°. В ядерной части форма складок коробчатая, сундукообразная. В физических полях Хемчикский прогиб выделяется совместно с Аласугским. Они находятся в области гравитационной ступени и отражаются спокойным отрицательным магнитным полем (ΔT)_а.

Усинский прогиб (VI) выполнен молассовыми силурийскими отложениями позднего силура нижнего структурного яруса и раннедевонскими вулканогенными и субвулканическими образованиями кужебазинской серии трахиандезибазальт-дацит-трахириолитовой формации верхнего структурного этажа. Условной границей структурных ярусов служит коллизия, которая началась в конце силура и продолжалась в раннем девоне. Прогиб носит явно наложенный характер и относится преимущественно к коллизионному этапу стадии континентальных рифтов. На северо-западе и юго-востоке прогиб находится в паравтохтонном залегании. По Западному и Усинскому надвигам его перекрывают отложения Западно-Саянского синклинория и Джебашского антиклинория.

В прогибе зафиксированы Шешпирская моноклираль (13), Тиховская (14) синклираль и Синтербинская наложенная брахисинклираль (15), первая из которых по существу наращивает

северо-западное крыло Тиховской синклинали. Западное крыло Тиховской синклинали более крутое, с углами падения 60–70°, восточное более пологое – с углами 30–40°, что создает эффект моноклиального залегания шиштыкской свиты. Вблизи Кандатского разлома наблюдается опрокидывание слоев до 75° на запад. Синтербинская брахисинклиналь (15) выполнена нерасчлененной федоровской свитой молассовой формации с преобладанием полимиктовых песчаников, гравелитов и алевролитов. Падение пород на крыльях – 20–30°, отмечается выполаживание в ядерной части до 5–10°. Складка носит явно наложенный характер и, возможно, характеризует уже герцинский этап складчатости.

Герцинский структурный этаж охватывает время позднего девона–раннего карбона и отделяется от каледонид крупным структурным несогласием. Герцинские структуры в пределах Усинского прогиба представлены терригенно-карбонатными лагунно-морскими и карбонатно-терригенными телепирокластическими отложениями верхнего девона и нижнего карбона, сформированные в обстановке платформенного режима. Они характеризуют верхний структурный ярус пострифтовых впадин.

Представлены они Араданской брахисинклиналью (16) и Таловской мульдой (17). Первая имеет изометрично-округлую форму размером 16 × 20 км с углами падения пород в основном от 5–10°, до 30–45° (восточный борт). Таловская мульда имеет асимметричное строение. Северное крыло относительно круто падает на юг (до 35–40°), с резким выполаживанием до 5°. Южное крыло имеет пологое залегание до 10°. Отложения мульд относятся к терригенно-карбонатной лагунно-морской и карбонатно-терригенной телепирокластической формациям.

В физических полях прогиб характеризуется отрицательным региональным полем силы тяжести с интенсивностью локальных аномалий Δg до –10 мГал и преимущественно спокойным полем $(\Delta T)_a$. Подобными характеристиками обладают практически немагнитные, с низкой плотностью вулканогенно-терригенные отложения с предполагаемой мощностью более 4 км.

ВОСТОЧНО-ТУВИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Восточно-Тувинская система представлена каледонской и герцинской складчатыми структурами. Подстилающие отложения в пределах площади работ не установлены. Она включает фрагмент западного окончания Систигхемского (VII) и северную часть Центрально-Тувинского (VIII) наложенных прогибов.

Основание Систигхемского прогиба сложено терригенными и терригенно-карбонатными отложениями силура нижнекаледонского структурного яруса, которые несогласно перекрываются вулканогенными образованиями нижнего девона трахиандезитбазальт-дацит-трахириолитовой формации. Венчают разрез систигхемского прогиба средне-, верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения телепирокластической формации с перерывами в основании. В прогибе выделяются Верхнетуранская (18) и Среднетуранская (19) горст-антиклинали, сложенные семиринской и дерзигской свитами силура в ядерных частях и ранне-среднедевонскими отложениями на крыльях структур в объеме кендейской, илеморовской, уюкской свит. Складки асимметричны, с пологими углами в западной части до 30° и более крутыми в ядерной и восточной частях. Складки разбиты взбросами, осложняющими рисунок складок в виде горста и грабена. Систигхемский прогиб на площади характеризуется отрицательными локальными аномалиями поля силы тяжести интенсивностью от –6 до –10 мГал и спокойным отрицательным магнитным полем, которое на юге сменяется на мозаичное знакопеременное магнитное поле, подчеркивающее распространение вулканитов кендейской свиты и субвулканических образований.

Центрально-Тувинский прогиб сложен вулканитами нижнего девона верхнего структурного яруса каледонид трахиандезитбазальт-дацит-трахириолитовой формации и атакшильской свитой терригенно-карбонатной формации герцинского этапа складчатости. В нем выделяется Башдагская антиклиналь (20) с размахом крыльев 8–12 км при длинной оси до 25 км. Складки здесь виргируют, падение на крыльях – до 50°. Широко развиты неки, выполненные субвулканическими гранит- и дацит-риолит-порфирами раннего девона.

Большая часть прогиба характеризуется отрицательными локальными аномалиями поля силы тяжести интенсивностью от –6 до –10 мГал, спокойным отрицательным магнитным полем. Его юго-восточная часть отличается повышением интенсивности локальных аномалий силы тяжести до 2 мГал и мозаичным знакопеременным магнитным полем, подчеркивающим рас-

пространение вулканитов кендейской свиты и субвулканических образований, имеющих различные магнитные свойства.

Характер складчатости отражает пострифтовую природу впадин эпиплатформенного этапа развития Восточно-Тувинской складчатой системы.

Герцинские структуры зафиксированы в восточной части листа и образуют Кутургинскую (21) и Шалбыкбарскую (22) мульды, выполненные верхнедевонскими (бегрединская, кохайская и джаргинская свиты) и раннекаменноугольными отложениями суглугхемской и хербеской свит.

Размер мульды – от 4 до 6 км, падение на крыльях 15–20°. Отложения относятся к терригенно-карбонатной лагунно-морской и карбонатно-терригенной телепирокластической формации. Они характеризуют верхний структурный ярус пострифтовых впадин (эмерсивную стадию). В физических полях, ввиду малых размеров, мульды отдельно не выделяются.

Альпийский этап на площади представлен телами базальтов щелочно-базальтовой формации с возрастом 7–3 млн лет (миоцен–плиоцен), отражающим проявление внутриконтинентального рассеянного вулканизма в бассейне р. Уюк. Тела овальной формы, размером 0,5–1,5 км с резкими границами. Лежат несогласно на поверхности верхнего силура, перекрывают поверхность Аласугского надвига (А) и бронируют рельеф палеогенового возраста.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Кандатский (К) и Саяно-Тувинский (СТ) надвиги, как основные структурообразующие, сопровождаются крупными региональными субпараллельными нарушениями: Западным (З), Усинским (У), Аласугским (А), Хемчикским (Х) и Хемчикско-Азаским (ХА). Все они имеют северо-восточное направление. Основные нарушения отражают развитие региона в салаирский и каледонский этапы развития. Региональные подчинены структурам ЗССС и осложнили развитие региона в каледонский и герцинский этапы.

Кандатский и Саяно-Тувинский надвиги отделяют Куртушибинский ОП (I) от Джебашского антиклинория (II) на северо-западе и от Аласугского прогиба на юго-востоке. Они хорошо отражаются по градиентам магнитного и гравиметрического полей на дистанционной основе, а также геоморфологически сопряженными долинами и уступами в рельефе. Протяженность нарушений в пределах листа – от 60 до более 100 км, при ширине в 1–2 км. Кандатский надвиг сопровождается зонами полимиктового меланжа с серпентинитовым цементом, шириной от 100 до 1000 м, с наличием олистолитов вмещающих пород и клиппенов серпентинитов, не выражающихся в масштабе карты, по которым часто развиты листвениты, талькиты и жадеит-актинолитовые метасоматиты с нефритом. Эти зоны отчетливо картируются в виде протяженных полос сильно рассланцованных серпентинитов, как внутри вулканогенно-кремнистых пород макаровской и орешковской толщ, так и в породах иджимского комплекса. Меланж характеризуется разнообразным составом и различными размерами обломков входящих в него пород. Здесь присутствуют обломки пород всего офиолитового разреза, а также перекрывающих отложений с погружением всего в серпентинитовый матрикс.

Сопровождающие Саяно-Тувинский надвиг Аласугский и Хемчикский разрывные нарушения отделяют Аласугский прогиб от Хемчикского, а последний – от Систигхемского и Центрально-Тувинского прогибов. Усинский и Западный надвиги ограничивают структуры Усинского рифтогенного прогиба с юго-востока от Джебашского антиклинория и с северо-запада от Западно-Саянского синклинория.

Региональные разломы четко фиксируются морфологически серией продольно расположенных долин и логов, зонами рассланцевания, динамометаморфизма, катаклаза и хорошо выражены на аэрофотоснимках.

В физических полях большинство нарушений прослеживаются фрагментарно. Кандатский надвиг проведен по экстремальным значениям модуля полного горизонтального градиента поля силы тяжести и является границей распространения пород с повышенной плотностью (метаэффузивы и интрузивные породы преимущественно ультраосновного состава) от терригенно-карбонатных пород. Саяно-Тувинский надвиг и сопровождающие его Аласугский и Хемчикский разломы в физических полях часто фрагментарно совмещаются, в силу пространственной близости, надвиговой природы нарушения и, возможно, слияния на глубине в единую тектоническую зону. Выделена она по экстремальным значениям модуля полного гори-

зонтального градиента полей силы тяжести, является границей смены типа регионального и локального полей силы тяжести. На сейсмическом разрезе геотраверсов «Кварц» и «Рифт» зона также находит отражение, но падение плоскости сместителя более крутое и на северо-запад.

Западный надвиг фиксируется слабой градиентной ступенью поля силы тяжести, на дневной поверхности практически не участвует в строении блоков, а на глубине является границей блоков с разными плотностными свойствами. По результатам моделирования, разлом – крутопадающий. Усинский надвиг проведен по экстремальным значениям модуля полного горизонтального градиента поля силы тяжести, является границей смены типа регионального и локального полей силы тяжести. В магнитном поле он проявлен слабо, так как основная часть вмещающих пород блоков, которые он разделяет, относится к группе практически немагнитных. Данный разлом находит отражение на сейсмическом разрезе геотраверса «Кварц» как надвиг с падением плоскости сместителя на юг.

Прочие разломы неустановленной морфологии выражены как тангенциальная северо-западная составляющая крупных нарушений, возможно, сбросового характера. Их направление отражает субдукцию Куртушибинского ОП. Они осложняют структуры первого порядка, носят сбросовый и сдвиговый характер, фрагментарно трассируются на АФС и градиентами магнитного поля.

Все нарушения неоднократно подновлялись вплоть до неотектонического этапа. Район является сейсмически активным и входит в зону 8-балльных землетрясений по широте Байкальского рифта.



ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития района прослеживается с позднего рифея, которым условно датированы самые древние образования площади. Территория листа расположена в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса на границе Западно-Сибирской плиты и Тувино-Монгольского микроконтинента, сформированного в результате длительной и разнообразной геодинамической эволюции региона, начиная с раскола суперконтинента Пангея и последующего закрытия Палеоазиатского океана [7, 26, 29]. Здесь выделяются четыре крупные эпохи преобразования земной коры: салаирская, каледонская, герцинская и альпийская.

Салаирская эпоха объединяет период формирования структур различного типа. Она характеризуется заложением коры океанического типа и формированием на ней незрелой островной дуги в Куртушибинском ОП. Океан зародился еще в позднем рифее при расколе суперконтинента Пангея [9]. В условиях океанического спрединга сформированы образования габбро-дунит-гарцбургитовой (офиолитовой) формации Куртушибинского ОП и коярдской толщи натриевых метабазальтов. Максимальное раскрытие океана происходило в интервале 650–550 млн лет [30].

Следующая стадия салаирской эпохи – формирование активной окраины Джебашского антиклинория и закрытие Палеоазиатского океана. В результате субдукции океанической коры в вендско-позднекембрийское время произошло заложение незрелой островной дуги (ОД) на океаническом основании СОХ и образование терригенно-метабазальтово-кремнисто-углеродисто-сланцевых макардовской и орешковой толщ. Бассейн осадконакопления соответствовал среднеглубинному, переходящему в шельф. Здесь накапливались карбонатно-терригенно-вулканогенные отложения с примитивными археоциатами и спикулами губок [78].

Аналогичный процесс формирования океанической коры происходил в позднерифейское время и за пределами площади, в северо-западной части региона. Он был связан с формированием офиолитовой формации Изыхского и Борусского ОП [117] и последующим заложением незрелых ОД. Островодужные комплексы формировались также в юго-восточной части региона. Здесь в вендско-кембрийское время в результате столкновения Сангиленского микроконтинента с активной окраиной Джебашского антиклинория заложилась зрелая Таннуольско-Хамсаринская ОД [26], становление которой сопровождалось интенсивным кислым вулканизмом и магматизмом, а главным образом – внедрением гранитоидов таннуольского комплекса [87].

Периферию островодужных комплексов выполняли образования преддуговых бассейнов и аккреционных призм, которые формировались на океанической коре одновременно с островодужными дугами в вендско-позднекембрийское время и занимали огромные по площади бассейны осадконакопления. В северо-западной части и за пределами площади листа Джебашско-Амыльская аккреционная призма выполнена глубоководными турбидитовыми кремнисто-карбонатными и карбонатно-терригенными осадками изербельской, амыльской и буйбинской свит. В юго-восточной части площади на поверхности картируются лишь образования аласугского преддугового прогиба, обрамляющего островодужные дуги с юго-востока Куртушибинского ОП, остальная часть преддугового бассейна и аккреционной призмы в настоящее время находится в автохтонном залегании и перекрыта мощным чехлом терригенных отложений пассивной континентальной окраины Тувино-Монгольского континента. Аласугский прогиб выполнен карбонатно-терригенными молассовыми отложениями с элементами затухающей вулканической деятельности. Вендско-позднекембрийские островодужные комплексы были сформированы в интервале 570–510 млн лет [6, 29] и в дальнейшем деформированы горизонтальными тектоническими движениями [25].

В это время окончательно сформировался Саяно-Тувинский структурный шов, отделивший Куртушибинский офиолитовый пояс от Аласугского прогиба.

В конце среднего и начале раннего кембрия Куртушибинская аккреционная призма с океаническим основанием пришла в соприкосновение с Таннуольско-Хамсаринской дугой, представляющей горстовое поднятие активизированного глубоководного шельфа Тувино-Монгольского микроконтинента. Таким образом, пассивная окраина Тувино-Монгольского континента (Хемчикский и Систигхемский прогибы) оказалась в аллохтонной части пластины, прекрывающей в настоящее время кембрийские образования аласугского преддугового прогиба.

Пассивная окраина континента в пределах площади листа сложена шельфовыми отложениями малиновской серии ордовика и раннего–позднего силура, которые характеризуют нижнекаледонский этап осадконакопления. Осадки малиновской серии терригенно-карбонатного флиша содержат фауну гастропод и брахипод, указывающих на опресненный морской бассейн. На современном срезе малиновская серия выполняет узкую грабенсинклиналь (северо-восточное замыкание Хемчикского прогиба), что подчеркивает деструктивные явления земной коры в это время. В силурийское время прошла дальнейшая эволюция пассивной окраины с формированием биогерм и отшнурованных ими лагун, заполненных молассоидными, с элементами флиша, терригенно-карбонатными осадками дерзигской, атчольской, семирбинской, мынасской свит силура, с широким развитием фауны и флоры и окончательно оформился Систигхемский прогиб. Эта этапность в развитии Хемчикско-Систигхемского прогиба [78] и послужила основанием в настоящей работе для выделения самостоятельных Хемчикского и Систигхемского прогибов.

Рубеж среднего–позднего кембрия характеризуется обширным региональным метаморфизмом зеленосланцевой фации, выраженном в зеленокаменном изменении рифей-венд-кембрийских образований.

Нижнекаледонский этап на площади листа характеризуется шельфовым осадконакоплением и внедрением габбровых и гранодиоритовых интрузий бичебалыкского и большепорожского комплексов среди позднерифейско-позднекембрийских толщ. В локальных прогибах шло накопление позднесилурийских молассовых отложений шиштыкской серии и федоровской свиты. Так образовались Тиховская синклиналь (14) и Синтербинская брахисинклиналь (15).

Раннедевонский (верхнекаледонский) этап на площади характеризуется коллизией Тувино-Монгольского микроконтинента и Западно-Саянской плиты. С ней связано формирование вулканоплутонического пояса гранитовой и лейкогранитовой формаций джойского комплекса с возрастом 407–425 млн лет, заложение континентальных рифтов и становление Куртушибинского ОП как крупной геосутуры. Коллизией обусловлены системы крупных (Кандатский, Аласугский и др.) и ряд мелких тектонических покровов (надвиговых швов) северо-восточного простирания, превращающих Куртушибинский ОП в единую пластинчато-чешуйчатую структуру. Фронтальные зоны надвигов чаще всего сопровождаются протяженными зонами бластомилонитов (1–1,5 км). Вдоль сдвиговых перемещений внутри континентального террейна западно-Сибирской плиты заложился Усинский рифтогенный прогиб, выполненный вулканогенными толщами кужебазинского осадочно-вулканогенного комплекса. В пределах окраины Тувино-Монгольского микроконтинента в рифтогенной обстановке заложился Центрально-Тувинский прогиб, выполненный вулканогенными образованиями кендейско-саглинского комплекса. Формирование этих прогибов сопровождалось биомодальным вулканизмом трахианде-зибазальт-дацит-трахириолитовой формации и формированием некков и очагов центрального типа.

В начале среднего–позднего девона (герцинский этап) Усинский и Центрально-Тувинский рифтогенные прогибы вступили в фазу эпиплатформенного этапа развития. На плечах континентального рифта развился внутриконтинентальный бассейн регрессивного типа, объединяющий терригенно-карбонатные лагунно-озерные отложения часто ритмичнослоистые среднего–позднего девона (атакшильская, илеморовская, уюкская, бегрединская, кохайская и джаргинская свиты в пределах Центрально-Тувинского прогиба и лобанцевская, араданская и иджимская свиты в Усинском прогибе). В отложениях найдена ихтиофауна, филлоподы, гастроподы и другие остатки, указывающие на теплые, слабосоленоватые воды.

В прогибах выделяются мелкие штамповые структуры в виде мульд и грабенов (Кутургинская, Шалбыкбарская мульды).

На конец раннего карбона приходится крупная трансгрессия эпиконтинентального бассейна на отдельные изолированные водоемы. Формируются отложения телепирокластической озер-

но-аллювиальной формации. Телепирокластические образования принесены из Бурятии или Монголии, где зафиксированы лавы и пеплы этого уровня. В отложениях зафиксирована фауна пелеципод, рыбы и СПК кордаитов.

В период верхнего карбона, перми и триаса в районе преобладают вертикальные блоковые движения, перерывы в осадконакоплении, процессы корообразования, установление континентального режима, развитие юрских унаследованных прогибов, заполненных озерно-лимнической формацией южнее площади в районе Кызыльской мульды [19].

Альпийский этап на площади характеризуется внутриконтинентальными проявлениями рассеянного вулканизма в позднем олигоцене–раннем миоцене (28–23 млн лет) и миоцен-плиоцене (17–3 млн лет) [50], что зафиксировано в бассейне р. Уюк. Во впадинах южнее площади накапливались озерно-пролювиальные осадки большой мощности (более 200 м), охарактеризованные малако- и гипарионовой фауной [19]. Речная сеть приобрела современный рисунок в эоплейстоцене с хорошо выраженным террасовым комплексом и полигенетическим комплексом осадков в долинах рек Ус и Уюк бассейна р. Енисей. Район является сейсмически активным. По Саяно-Тувинской и Кандатской системам надвигов зафиксированы толчки с магнитудой 5–6, ощущаемые в городах Туран и Кызыл. Район может рассматриваться как высокосейсмичный горный пояс, рельеф которого сформирован в условиях стабильного воздымания в зоне внутриплитного рифтогенеза, что должно учитываться при инженерно-геологических работах [40].

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа N-46-XXXIV представляет собой возвышенную область с сочетанием среднегорного резкорасчлененного рельефа и межгорных аккумулятивных котловин. Приурочена она к Алтае-Саянской геоморфологической области, а внутри нее к зоне сочленения двух морфоструктурных подобластей: Западного Саяна (I) и Тувинского нагорья (II). Первая из них представлена среднегорными хребтами Западного Саяна, среди которых выделяется линейный фрагмент Куртушибинского хребта (I₁), Усинская впадина (I₂) и Иджимская котловина (I₃). Вторая подобласть – северо-западным фрагментом Тувинского нагорья (II) сложного строения в составе низко- и среднегорных хребтов (II₁) и котловин Ожунской (II₂), Бажиникхемской (II₃) и Турано-Уюкской (II₄).

Западный Саян занимает основную часть территории листа. Представлен системой среднегорных хребтов и межгорных понижений, нередко образующих обособленные котловины. Рельеф здесь, за исключением котловин, среднегорный, часто альпийский, с абс. выс. 1800–2400 м (максимальная 2466 м), резкорасчлененный с относительными превышениями до 500–900 м. Основным орографическим элементом является Куртушибинский хребет, пересекающий описываемую территорию с юго-запада на северо-восток. Хребет разделяет Турано-Уюкскую котловину и Усинскую межгорную впадину. Куртушибинский хребет в виде обособленной части Западного Саяна характеризуется линейностью высотами более 1900 м, слабым развитием альпинотипного рельефа, расчленяется широкими долинами верховьев притоков рек Ус с запада и Ожу с востока. К северо-западу от Куртушибинского хребта простирается область низкогогорья с высотами 1300–1600, переходящая в Усинскую впадину. Для нее характерна U-образная форма с отметками днища 670–800 м.

В северной части площади выделяются фрагменты среднегорных хребтов Араданского и Шешпир-Тайга, большей частью находящихся за западной и северной рамками листа.

В юго-восточном углу по крутому неотектоническому уступу Западный Саян граничит с Тувинским нагорьем, по юго-восточному фасу Куртушибинского хребта.

Тувинское нагорье в целом представляет собой возрожденные горы, слагающиеся из системы низких и средних по высоте хребтов, где горы отделены от межгорных впадин и внутригорных котловин крутыми уступами высотой до 500–1000 м, имеющими сравнительно резкие очертания. В пределах площади листа данная подобласть представлена своим крайним северо-западным фрагментом, к которому приурочена цепочка выраженных в рельефе котловин, приуроченных к прогибам древнего заложения. Долины рек здесь широкие, практически не террашированы, склоны их плавно переходят в водоразделы. Здесь находится большая часть эрозионно-тектонической Турано-Уюкской котловины шириной до 20 км и длиной более 37 км, к которой приурочена долина р. Уюк. Для котловины характерен равнинный рельеф с отметками 800–1100 м, осложненный отдельными останцовыми сопками округлой формы и элементами грядового рельефа.

Днища долин заполнены аллювиальными, озерно-речными, аллювиально-пролювиальными, древними озерными отложениями большой мощности. Возраст отложений – от неогена (возможно, олигоцена) до голоцена включительно.

В пределах листа выделяется 18 граней рельефа, которые группируются в четыре генетические категории: тектоногенный, денудационный, аккумулятивный и техногенный.

К *тектоногенному рельефу* отнесены крутые обвальное-оползневые склоны, образовавшиеся в результате землетрясений силой более 9–10 баллов. Выделены на площади листа вслед за рядом авторов, которые выделяют палеосейсмодислокации и связанные с ними оползневые блоки площадью в несколько км², в долине р. Ус, в верховьях р. Туран [4].

В составе денудационного (аструктурного) рельефа четко выделяются нивально-экзарационный рельеф каров, эрозионные склоны современных долин и поверхности комплексной денудации, срезающие древнее складчатое основание.

Нивально-экзарационные поверхности каров плиоцен-голоценовых оледенений нерасчлененные (2) характерны для вершин Араданского и Куртушибинского хребтов на абс. отм. свыше 2000 м. Кары здесь в основном приурочены к склонам северо-восточной экспозиции, которые характеризуются вдвое большей влагообеспеченностью по сравнению с юго-западными, находящимися в условиях «дождевой тени». Это привело к широкому развитию каров на них глубиной до 500 м и длиной до 5 км, буквально изъевших вершинные поверхности и зачастую оставивших от них только узкие гребни-карлинги. Возраст этого рельефа принят плиоцен-четвертичным на основании известных литературных данных о скорости их формирования, равной 25–2000 мм/1000 лет, т. е. 25–2000 м за 1 млн лет.

Эрозионные склоны современных речных долин (3) расчленяют склоны гор с образованием трапециевидальной системы, приуроченной к тектоническим разрывам северо-восточного и северо-западного простираний. Нередко врез речной сети приводит к формированию каньонообразных долин с крутыми бортами, где процессы денудации происходят более активно, чем аккумуляции. Эти участки в основном приурочены к долинам северо-восточного простирания, заложенным по неотектоническим разрывам, которые прорезают краевые части сводового поднятия Западного Саяна. Время заложения склонов долин относится к неогену, но в квартере они были переработаны склоновыми процессами.

Долина р. Ус приурочена к древней впадине, борта которой ограничены тектоническими нарушениями, неоднократно подновленными в ходе неотектонического этапа. Дифференцированными движениями долина р. Ус разделена на отрезки, существенно отличающиеся друг от друга. Таких участков можно выделить до трех. Участок выше устья Ореша – с террасами, долина широкая – до 1,5–3,0 км. Ниже устья р. Ореш и примерно до устья р. Нистафоровка р. Ус характеризуется V-образной долиной. Такой же характер имеет большинство притоков. Ниже устья последней реки долина Уса приобретает равнинный характер, ширина ее достигает 5 км. Пойма сложена песчано-гравийно-галечными отложениями. Река здесь активно меандрирует, наблюдается множество островов.

Поверхности комплексной денудации (реликты цокольного пенеплена) мел-палеогенового возраста, срезающие древнее складчатое основание (4), развиты на выположенных поверхностях грядового рельефа Западного Саяна и Тувинского нагорья на абс. отм. 1000–2400 м и характеризуются плоско-выпуклой формой, кары для них не характерны либо находятся в зачаточном состоянии. С данной гранью рельефа нами связывается возможное широкое развитие площадных кор выветривания.

Аккумулятивный рельеф имеет достаточно широкое развитие на территории листа. Образован он рыхлыми образованиями разных генетических типов различного возраста.

Поверхности озерно-речной равнины голоценового возраста (5) приурочены к долинам рек Стерлиг, Туран и Уюк. Формирование озерно-речной равнины связано с местным подпором стока рек, обусловленной неотектоникой.

Плоская поверхность фитогенных равнин голоценового возраста (6) выделена в Турано-Уюкской котловине. Она плоская заозеренная, густо заросшая травяной растительностью. Сформирована за счет обмеления и зарастания соленых озер.

Поверхности поймы и первой надпойменной террасы позднелепистоцен-голоценового возраста (7) выделены в масштабе схемы только в долинах рек Ус и ее притоках, а также в верховьях р. Туран.

Поверхности пролювиальных шлейфов позднелепистоцен-голоценового возраста (8) приурочены к верховьям многих долин. Долины здесь имеют значительную ширину и обычно плавно переходят в склоны.

Поверхности второй и третьей надпойменных террас позднелепистоценного возраста (9) выделены в долине р. Ус, в районе пос. Арадан и в приустьевой части р. Таловка. Террасы здесь цокольные, сложены в основном галечниками.

Холмисто-западинные поверхности морен и флювиогляциальных зандров Башхемского оледенения (10) выделены в верховьях р. Озерная у западной рамки листа, сформированные в позднелепистоценное время. Представлены они здесь грядами и валами, тянущимися от каров на 10–12 км. Видимая мощность ледниковых отложений достигает 20 м.

Поверхность четвертой надпойменной террасы (11) относительной высотой 30–45 м показана по долине р. Ус только в приустьевой части р. Араданка. Эта терраса имеет наиболее четкое выражение в рельефе, поверхность ее плоская и пологонаклонная.

Поверхность пятой и шестой надпойменных террас (12), сформированная в раннеэоценовое время, показана по долине р. Ус в приустьевой части р. Араданка. Поверхность наклонная, выделена дистанционными методами, предполагается, что она сложена в основном лессовидными супесями и суглинками, песками с гальками и щебнем мощностью не более 10 м.

Пологие склоны предгорных равнин, образованные течением глинистого материала четвертичного возраста (13). Эти склоны образованы шлейфами супесей, суглинков и глин со щебнисто-дресвяным материалом мощностью до 10 м. Деструктивная их часть в масштабе карты не выражена.

Поверхности конусов выноса эоценового возраста (14) выделены на водоразделе рек Ус и Туран, где их возраст подтвержден данными спорово-пыльцевых анализов. Они перекрывают реликты погребенной неогеновой гидросети, максимальная мощность рыхлых отложений здесь превышает 100 м.

Плоская поверхность озерных равнин эоценового возраста (15) приурочена к Турано-Уюкской котловине. Возраст ее здесь подтвержден данными спорово-пыльцевых анализов глинистых отложений на глубину до 10 м.

Поверхности равнин древней гидросети неоген-эоценового возраста (16) выделены в долинах рек Тихая, Ус, Иджим. Здесь выделяются днища долин и террасы рек, сложенные галечниками, которые имеют, по данным спорово-пыльцевых анализов, эоценовый и плиоценовый возраст.

Наклонная поверхность предгорных равнин неогенового возраста (17) выделена в пределах Турано-Уюкской котловины. Сформирована она пролювиальными и делювиальными красновато-коричневыми глинами и щебнем, которые, по данным спорово-пыльцевых анализов, имеют плиоценовый возраст.

Техногенный рельеф. Поверхность золотодобычных отвалов и отстойников (18), сформированных в голоценовое время, в масштабе схемы показана по долине руч. Весёлый, левого притока р. Тихая. Представлена она перемытыми валунными суглинками, супесями, дресвой и щебнем мощностью до 10 м, свежими и густо заросшими древесным подростом.

Кроме описанных выше генетически однородных поверхностей рельефа встречаются следующие линейные и немасштабные формы такого: 1 – отпрепарированные гребни и гряды. Высота их достигает 100–300 м, ширина – от первых метров до 200 м при длине до 5 км; 2 – эрозионные уступы, созданные боковой эрозией рек. Высота их достигает 10–20 м; 3 – погребенные речные долины, показанные в пределах долин, в которых установлен неогеновый возраст аллювия. В древних долинах между верховьями долин рек Узюп, Иджим и Омул возможно нахождение погребенных россыпей золота; 4 – тектонические уступы. Уступы и разрывы являются границами геоморфоструктур, а также отдельных неотектонических блоков с различной степенью интенсивности неотектонических движений, которые выделяются в их пределах; 5 – карьеры максимальной глубиной до 13 м и шириной не более 100 м; 6 – оползни показаны на левом крутом борту долины р. Ус выше устья р. Коярд. Очевидно, что они распространены гораздо шире, но их выделение затруднительно; 7 – конусы выноса имеют широкое развитие по бортам котловин и впадин. Показаны они только в долинах рек Тихой, Ус, Узюп и по северо-западному борту Турано-Уюкской котловины.

ИСТОРИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Климатические условия мезозоя и начала кайнозоя способствовали интенсивному химическому выветриванию в регионе. Это должно было привести к образованию мощной коры выветривания, корни которой сохранились и наблюдаются во многих пунктах. Продукты разрушения коры аккумуляровались в Усинской впадине, Турано-Уюкской и других, меньших по размерам котловинах.

Уже в этот этап были сформированы основные скелетные черты рельефа, которые были унаследованы и сохранены при формировании возрожденных гор в неотектонический этап. Окончательно рельеф сформировался в неотектонический этап.

Новейшие тектонические движения начались в Тыве, по нашим данным, – в олигоцене. В это время формировались грубые молассоидные толщи олигоценых осадков в котловинах и впадинах Тывы. Неотектонические сводово-глыбовые движения привели в целом к большей контрастности рельефа по сравнению с меловым и современным. Одновременно с хребтами

общего северо-восточного простирания формируются глубокие долины северо-западного простирания, заложенные по поперечным разломам. В результате этого речная сеть приобретает ортогональный (решетчатый) рисунок. Подтверждением этому является факт залегания неогеновых галечников в цоколе практически всех террас и нередко под современным аллювием рек Ус, Уюк и их притоков. Аналогично этому ведут себя эоплейстоценовый аллювий и лимний, отмечающие завершение очередного цикла развития территории. В этот момент времени территория южной части Западной и Приенисейской Сибири вплоть до Саян, неогеновая гидро сеть и низкие водоразделы консервируются под осадками озерной трансгрессии. Она имела значительные размеры по латерали и большую длительность во времени, связанную с подпором трансгрессирующим морским бассейном на севере [31]. На территории листа это проявилось в длительном существовании озерных и озерно-речных условий, которые периодически прерывались во время спуска озер, возможно катастрофических, т. к. в аллювии и пролювии, разделяющим озерные отложения, нередки валуны и глыбы до 1,5 м, на что указывает Е. А. Минина [77]. В пределах листа тыловой шов озерной поверхности приурочен к абсолютным отметкам около 900 м в пределах котловин и впадин. Выше в рельефе развиты аллювиальные террасовальные отложения этого возраста. В конце эоплейстоцена озеро кочковского времени регрессирует. Этот факт позволяет выделить еще один этап неотектонического развития территории, который можно назвать новейшим. Начало его связано с формированием неоплейстоценовых террас рек в связи с очередным оживлением восходящих движений, но уже гораздо более слабых, чем неогеновые.

К началу неоплейстоцена приурочен речной врез в осадки неоген-эоплейстоценового возраста. В это время формируется узкая наклонная площадка четвертой надпойменной террасы относительной высотой 60–80 м обычно эрозионная и на локальных участках эрозионно-аккумулятивная. С этого момента происходит однонаправленный врез р. Ус и последовательное формирование террасового комплекса аллювия на отдельных участках реки. Строение террас и относительно небольшая мощность аллювия на них, V-образная нетеррасированная долина на отрезке от устья р. Ореш до устья р. Нистафоровка свидетельствуют о довольно интенсивных неотектонических движениях, не компенсированных осадконакоплением. Происходит «откапывание» захороненного неогенового рельефа, с уничтожением его на отдельных участках наиболее интенсивных неотектонических поднятий. В пределах котловин и впадин наблюдается избыточное накопление аллювия, здесь происходит захоронение и своего рода консервация неоген-эоплейстоценового рельефа. Связано это с их относительными опусканиями на фоне активно воздымающейся сводово-блоковой структуры региона.

В серийной легенде количество оледенений региона принято максимальным, хотя по количеству и масштабам оледенений Тывы нет единого мнения. Исходя из опыта работы в регионе, на трех листах ГДП-200 к возможным следам небольшого горно-долинного оледенения можно отнести лишь долинный холмисто-грядовый рельеф в верховьях р. Таловка. Наши собственные материалы и материалы предшественников по спорово-пыльцевому анализу (около 90 разрезов) не дают оснований выделять более холодные периоды времени, чем голоцен. Растительность последовательно развивалась от таежной с широколиственными породами и хвойными экзотами в неогене, к лесостепной с экзотами в эоплейстоцене, таежной в горах и лесостепной, степной в неоплейстоцене. О климате более холодном, чем современный можно говорить только для времени накопления золотых песков в Кызыльской впадине и, возможно, небольшой части разреза отложений современных озер в Турано-Уюкской котловине, которые, видимо, синхронны и относятся большей частью к голоцену. Палинологические данные и модельные подходы показали относительно быстрое изменение климата от холодного и сухого в раннем голоцене к влажному и теплему в промежутке от 8000 до 5300 л. н. «Во второй половине голоцена произошло постепенное изменение к более континентальному и менее влажному климату» [27].

Таким образом, на территории листа до сих пор еще не закончился новейший период орогенного развития, являющийся частью многофазного неотектонического этапа. Об этом говорит продолжающаяся активная сейсмичность – в 5–7 баллов и возможной до 9–10 баллов.

Современные денудационные процессы в формировании рельефа связаны с планацией горного рельефа и эрозионным расчленением всех категорий его. Немаловажное влияние на эти процессы оказывает относительно суровый климат, в результате которого процессы современного корообразования не приводят к формированию полного профиля.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади имеются три месторождения асбеста, одно – нефрита, семь – строительных материалов и одна промышленная россыпь золота. Месторождения асбеста и нефрита магматического генетического типа расположены в северо-восточной части площади. Они приурочены к массивам иджимского габбро-гипербазитового комплекса Куртушибинского офиолитового пояса и относятся к хризотил-асбестовой и нефритовой апоультрамафитовым формациям. Промышленными считаются Саянское месторождение асбеста и Куртушибинское нефрита. Другие объекты этих же полезных ископаемых требуют дальнейшего изучения. Выявленные проявления золото-сульфидно-кварцевой формации приурочены к образованиям Куртушибинского офиолитового пояса и перспективны. Прогнозируемые россыпи золота обладают большими ресурсами.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Все объекты черных металлов приурочены к образованиям, слагающим Куртушибинский офиолитовый пояс.

Железо. Единичные пункты минерализации железа магматического типа приурочены к серпентинитам иджимского комплекса. В зонах интенсивного смятия и рассланцевания серпентинитов (III-3-12) наблюдаются многочисленные желваки, гнезда и магнетитовые жилы мощностью до 1 м и протяженностью до 20 м. Химическим анализом штучных проб определены содержания (%): Fe_2O_3 – 76,81–97,65; Co – 0,034–0,049; Ni – 0,05–0,22; Cu – 0,035–0,17. В зонах брекчирования серпентинитов (III-3-6) протяженностью до 100 м и мощностью до 3–5 м образование представлено магнетит-халцедоновым цементом.

Марганец. Пункт минерализации (III-2-6) приурочен к зоне меланжа. В кварцитах наблюдаются тонкие выклинивающиеся пирролизитовые жилки мощностью 2–5 см. Кварциты локализованы в пределах участков от нескольких см до 10–30 м. Они группируются в полосу северо-восточного простирания с параметрами 300 × 2500 м. По химическому анализу штучных проб содержание окиси марганца достигает 21,45 %, пятиокси фосфора 0,35 %, серы 0,041 %, золота 0,1 г/т.

Хром. Значимых проявлений хрома магматического типа на площади не выявлено, несмотря на широкое распространение его пунктов минерализации, геохимических и шлиховых аномалий. В глыбах, валунах и обломках отмечались гнезда и жилки сливного хромита мощностью до 10 см, с содержанием Cr_2O_3 до 58,85 % (обломок из аллювия) [86]. При значительных объемах опробования, в том числе из керн скважин, содержание хрома в единичных случаях достигало 0,3–0,4 %. Все объекты минерализации хрома и его аномалий приурочены к полям развития гипербазитов иджимского комплекса.

Во всех пунктах минерализации (I-4-11, II-3-6, II-4-10, 15, 16) хромит находится в ультраосновных породах иджимского комплекса в различной мере серпентинизированных в тонкораспыленном виде, но местами содержание его резко возрастает, иногда достигая 15 % общего объема породы. В таких случаях хромит образует редкие скопления мелких линзочек, прожил-

ков и гнезд мощностью до 5–10 см (обычно доли сантиметра), в плане они редко достигают нескольких квадратных метров. Хромит сливной, черный. Содержание Cr – более 1 %; Co – 0,01 %; Ni – 0,06 %.

По данным шлихового опробования (I-3-10) хромит образует потоки по всем ручьям и рекам, эродировавшим ультраосновные породы иджимского комплекса. Содержание хромита в шлихах колеблется от единичных знаков до 1920 г/м³. Наиболее богатый шлиховой поток протяженностью 1,5 км образуется по одному из ложков в истоках р. Ореш, где содержание хромита в шлихах колеблется от 340 до 1920 г/м. Шлиховые потоки сопровождаются геохимическими с содержаниями хрома более 0,05 % с максимальными – более 1 %. Характеристика их приведена в геохимической основе.

Титан. Пункт минерализации титана (IV-1-9) приурочен к центральной части Терешкинского массива бичебалыкского комплекса, сложенной лейкократовыми и меланократовыми габброноритами. В мелкозернистых титаномагнетитовых габброноритах отмечаются весьма неравномерные обособления с содержанием рудного вещества до 20–25 %. Химическим анализом штучных проб установлено содержание двуокиси титана от 4,4 до 7,4 %.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Пункты минерализации Подсопочное-I, II, III-IV, расположенные в пределах южного эндоконтакта Подсопочного массива большепорожского комплекса, предварительно можно отнести к медно-порфировой рудной формации гидротермального типа. Для них характерны наряду с медью повышенные содержания вольфрама и молибдена. В крупных ксенолитах габброноритов среди диоритов большепорожского комплекса (III-1-1) отмечаются кварцевые жилы мощностью 2–25 см с вкрапленностью халькопирита, лимонитизированного пирита и примазками малахита и азурита. Содержания (%): Cu – от 0,392 до 0,994 %, W – 0,02 %, Mo – до 0,015 %. В ксенолитах габброидов с сульфидной минерализацией также отмечается повышенное содержание Cu от 0,1 до 0,5 %. В кварцевых диоритах на площади 0,5 км² (III-1-2) наблюдаются многочисленные разноориентированные кварц-полевошпатовые прожилки (0,1–2,0 см), равномерно рассеянные по всей массе породы и единичные маломощные (2–7 см) кварцевые прожилки с вкрапленностью халькопирита, борнита, лимонитизированного пирита, примазками и налетами медной зелени. По содержанию их в породе выделяется ряд сближенных участков оруденелых пород площадью от 0,01 до 0,03 км². Содержание (%): Cu – от 0,01 до 0,05 %, редко 0,3 %, W – от 0,001 до 0,008 %, отмечается Mo – до 0,005 %. В кварцевых прожилках содержание Cu достигает 2,38 %, W – 0,05 %, Mo – 0,02 %.

В ороговикованных глинисто-углисто-кремнистых сланцах орешской толщи отмечаются многочисленные зоны дробления мощностью от 2 до 10 м, сопровождающиеся на площади порядка 0,1 км² развитием гнезд и скоплений разноориентированных прожилков светло-серого обохренного кварца мощностью от 1 мм до 10 см (III-1-7,10). В зонах дробления содержание меди большей частью варьирует от 0,006 до 0,8 %, молибдена – от 0,0005 до 0,04 %.

В северо-западной части площади на водоразделе Куртушибинского хребта (I-4-12,13) в осадочно-вулканогенных породах макаровской толщи – зоны дробления с вкрапленностью сульфидов мощностью 10–15 м, протяженность от 100 до 1000 м. Содержание Cu до 1 %, Zn – 0,3 %, Pb – 0,08 %, Ag до 3 г/т.

В юго-восточной части площади пункты минерализации (IV-4-1,2) представлены прожилково-вкрапленной минерализацией меди и прожилками кварца с убогой вкрапленностью халькопирита, малахита и азурита в гранит-порфирах, субвулканических образованиях кендейско-саглинского вулканического комплекса. Содержание Cu – до 1 %, Ag – до 8 г/т.

Свинец. Проявление свинца *Нижнеузюпское-II* (III-1-6), расположенное в массиве раннедевонских субвулканических образований, относится к свинцово-цинковой жильной формации гидротермального типа. Приурочено оно к тектонической зоне Усинского разлома. Здесь отмечаются многочисленные, более 20, линейных аномальных зон, на площади 0,6 × 2,4 км, с рассеянной сульфидной минерализацией, представленной пиритом, редко халькопиритом и малахитом. Наиболее значимые имеют протяженность 700 и 100 м при ширине 9–13 и 6 м, соответственно. Приурочены они к зонам дробления дацит-риолитовых порфиров. Содержание в

среднем по зонам составляет: Pb – от 0,08 до 0,6 %, Zn – от 0,19 до 0,4 %, Cu – до 0,4 % при максимальных содержаниях по отдельным интервалам мощностью до 2 м: Pb – 1 %, Zn – 0,7 %.

Никель. Значимых проявлений никеля на площади не выявлено, несмотря на широкое распространение его пунктов минерализации и геохимических аномалий, которые приурочены к полям развития гипербазитов иджимского комплекса (I-3-4, II-4-14), реже к тектоническим зонам в пределах офиолитовой ассоциации Куртушибинского пояса (II-3-7). Содержание Ni достигает 1 %, практически всегда с никелем отмечается повышенное содержание Co – до 0,01 %; Cr – до 0,3 %; Cu – 0,01 %.

Геохимические потоки, сгруппированные в значительные ореолы, приурочены к полям распространения интрузий иджимского габбро-гипербазитового комплекса и объясняются геохимической специализацией пород комплекса. Ореолы с содержаниями более 0,02–0,03 % достигают максимальных значений до 0,1–0,3 %. Практически везде они сопровождаются повышенными содержаниями хрома (0,05–0,3 до 1 %), реже кобальта (0,006–0,01 %).

Молибден. Объекты со значительными содержаниями молибдена на площади отсутствуют. Геохимические аномалии (по потокам) с содержаниями молибдена более 0,0003 % и максимальными до 0,006 %, часто совместно с группой редких металлов, рассеянных и редкоземельных элементов, широко развиты и приурочены в основном к отдельным массивам джойского комплекса и вулканогенным образованиям раннего девона.

Олово. В альбитизированных гранитах джойского комплекса (пункт минерализации III-2-8) выявлено четыре зоны грейзенизации. Основная зона протяженностью 150 м и мощностью 3 м представлена прерывистыми, линзовидными телами кварцевых грейзенов мощностью 0,5–0,8 м. Содержание в грейзенах (%): Sn – до 0,01, Nb – до 0,01, Y – до 0,03, во вмещающих породах Sn – до 0,005, Nb – до 0,005, Y – до 0,008.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Геохимические аномалии (по потокам) элементов, сгруппированные в ореолы, широко распространены на площади и приурочены в основном к отдельным массивам джойского комплекса и вулканогенным образованиям раннего девона. Содержания элементов (по ореолам и максимальные) (%): лантана – 0,01 и 0,15, иттрия – 0,02 и 0,48, бериллия – 0,0003 и 0,037, ниобия – 0,002 и 0,0032, циркония – 0,03 и 0,048.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. На площади выявлено четыре проявления, относящиеся к золото-сульфидно-кварцевой формации гидротермального постагматического типа, многочисленные пункты минерализации и литохимические аномалии золота [94]. Практически все объекты золота приурочены к образованиям Куртушибинского офиолитового пояса и прилегающим к ним отложениям аласугской серии в тектонических зонах Саяно-Тувинского и Кандатского надвигов. Пространственно они группируются в северо-восточной и юго-западной частях площади, на которых расположены водораздел и северо-западной склон Куртушибинского хребта (верховья рек Тихая, Коярд), а также и верховья рек Узюп и Макаровка его северо-западного фаса.

Проявление участка Гольцовый (II-4-4) расположено на осевой части Куртушибинского хребта в северо-западной части площади (истоки р. Лев. Коярд). В серпентинитах иджимского комплекса, осложненных нарушением северо-восточного простирания, выявлено тело листовитов пластообразной формы шириной 80–130 м и протяженностью 800 м. В его составе преобладают кварц-талк-карбонатные разности, менее развиты талк-карбонатные и кварц-карбонатные. В листовинитах отмечена вкрапленность пирита и магнетита. Содержание в бороздовых пробах по листовинитам Au – 0,001–0,3 г/т, Cr – до 0,05 %, Ni – до 0,5 %. В метабазальтах коярдской толщи на контакте с гипербазитами на площади 90 × 250 м наблюдается бедная сульфидная минерализация (пирит, халькопирит) с содержанием Au до 0,1 г/т. В кварцевых жилах мощностью до 2 м содержания Au – до 2,0 г/т. В шлихах из делювия найдено до 5 знаков золота пластинчатой формы размером 0,5 мм и менее.

Пункт минерализации Верхнемакаровское (II-4-7) известен с 1914 г. Представлен жилой кварца в сланцах макаровской толщи. Мощность жилы – 1–4 м, протяженность – 15–20 м. В жиле присутствует мелкая вкрапленность пирротина, халькопирита и купропльомбита, которые содержат примесь золота и серебра. По данным аналитических плавок, содержание Au – 120–200 г/т, Ag – 60–120 г/т. Ввиду небольших размеров объект не представляет практического интереса.

Кроме проявления в бассейне рек Тихая, Коярд, Ореш и Стерлиг выявлен ряд пунктов минерализации (I-3-11, I-4-7, 15) с содержаниями Au до 0,16 г/т, точечных аномалий в коренных породах, вторичных геохимических аномалий (I-3-5; I-4-1,5, 6, 9, 10, 14).

В верховьях р. Узюп, на площадях влияния Саяно-Тувинского (Куртушибинского) глубинного разлома и оперяющих его дизъюнктивов в породах макаровской толщи, представленных метабазальтами, метавулканитами среднего состава и кремнистыми сланцами с «тектоническими линзами» серпентинитов, широко развиты ореолы пропилитизации и мелкопрожилкового окварцевания, приуроченные к местам сочленения дизъюнктивов. Здесь выявлены два перспективных проявления золота и ряд пунктов минерализации.

Проявление Булановское (III-2-18) расположено на водоразделе рек Узюп и Синтерба. В интенсивно лимонитизированных, сульфидизированных кварцевых сланцах и вторичных кварцитах макаровской толщи установлено содержание рудных минералов (пирит, арсенопирит, халькопирит) до 10 %. В протолочках отмечается золото высокой пробы (900) с размерностью до 1 мм. Содержание золота на интервале в 4 м составило от 2,5 до 16,67 г/т (среднее 8,56 г/т). Предполагаемая протяженность потенциального рудного тела – около 500 м.

Проявление Бабушкинское (III-2-16) находится в 1,5 км северо-восточнее Булановского проявления. Представлено оно зоной интенсивно измененных (пропилитизация, окварцевание, лимонитизация), часто брекчированных, рассланцованных вулканитов среднего–основного состава и вторичных кварцитов с сульфидной минерализацией (пирит, арсенопирит, халькопирит) до 5–7 % и с видимым золотом. Отмечаются многочисленные прожилки и жилки кварца мощностью до 5 см. Выделены три рудных интервала: 7 м с содержанием золота 1,18 г/т; 11 м с содержанием – 1,35 г/т и 5 м с содержанием 1,2 г/т. Юго-западнее проявления Булан в аналогичных породах (пункт минерализации IV-2-1) выявлено содержание золота 5 г/т (штучная проба), а в тектонических зонах отмечаются пункты минерализации в сульфидизированных песчаниках с кварцевым прожилкованием с содержанием золота 11,5 г/т (метровая бороздовая проба) (IV-2-6), а в штучной пробе – 4,5 г/т (IV-1-6). Предварительно суммарные прогнозные ресурсы проявлений Булановское и Бабушкинское по категории P₂ оцениваются в 34 т золота [115].

В эндоконтакте массива гранитов джойского комплекса (III-2-10) выявлено кварцевое прожилкование с содержанием золота в штучной пробе 20 г/т, а в породах макаровской толщи с кварцевым прожилкованием и сульфидной минерализацией установлен интервал мощностью 12 м с содержанием Au 0,13 г/т (III-2-14).

Проявление Макаровское (IV-1-5) расположено в среднем течении р. Макаровка, где отработана небольшая россыпь (IV-1-4). В пачке углеродисто-гидрохлоридно-кремнистых сланцев макаровской толщи протяженностью более 1200 м при мощности от 3 до 15 м наблюдается сульфидная минерализация. Обогащенный сульфидами горизонт протяженностью более 110 м и мощностью до 15 м представляет собой пластообразные тела и линзы мощностью 0,1–0,8 м массивных «сульфидных руд» с прослоями углисто-кремнистых сланцев с убогой вкрапленностью сульфидов. Минеральный состав «руд»: пирротин 25–75 %, пирит 5–10 %, марказит и мельниковит 25–45 %, зерна сфалерита, халькопирита, арсенопирита. В «сульфидных рудах» содержания: Au 0,01–0,4 г/т, Ag 1,2–4 г/т, Cu 0,005–0,03 %, Pb 0,001–0,02 %, Zn 0,02–0,06 %, As 0,008–0,03 %, Mo 0,001–0,002 %. В сланцах с вкрапленностью сульфидов присутствуют следующие содержания: Au до 0,1 г/т, Ag 1,3–4 г/т, Cu до 0,02 %, Pb до 0,02 %, Zn до 0,05 %, Mo до 0,002 %.

В верхнем течении в бассейне рек Узюп и Макаровка выявлены точечные аномалии золота в коренных породах и вторичные геохимические аномалии (III-1-4, III-1-12, III-2-17, IV-1-3, IV-1-8,10).

Золото, серебро. В породах аласугской серии в зонах повышенной трещиноватости, примыкающих к Саяно-Тувинскому надвигу, отмечаются пункты минерализации (III-3-11, 19, 20), представленные пиритизированными среднекембрийскими песчаниками с содержаниями Au 0,088–0,46 г/т и Ag 0,83–12 г/т.

Золото россыпное. Пространственно и по морфогенетическим типам россыпи площади разделяются на две группы. К первой относятся россыпи Усинского золоторудно-россыпного района (1.1 Au), которые расположены на северо-западном склоне Куртушибинского хребта. Относятся они к долинному, реже террасовому типу. Здесь находится единственная промышленная россыпь в пределах *долины руч. Весёлый* (I-3-3), левого притока р. Тихая. По морфологическим и генетическим особенностям россыпь относится к долинной. Протяженность ее – более 3,5 км (с перерывами). Контур промышленной россыпи прослежен на 2,1 км. Ширина ее изменяется от 20 до 72 м. Мощность торфов 4–10,5 м, пласта 0,5–1,0 м. Пласт приурочен к плотнику, иногда отмечается просадка золота в коренные породы до 0,3 м. Золотоносность крайне неравномерная: от «пусто» до 7 г/м³. Золото крупное: 77% общей массы металла приходится на класс крупности +1 мм. Морфологически представлено в основном полуокатанными, пластинчатыми и таблитчатыми формами. Пробность золота 888. Россыпь учтена Госбалансом по категории С₂ – 78 тыс. м³ песков и в них 141 кг золота при среднем содержании 1,814 г/м³ [81].

По р. Коярд единичными скважинами установлена промышленная золотоносность. Скважины находятся на расстоянии 6 км друг от друга. Мощность торфов – 5–9 м, пласта – 0,5–1,0 м. Распределение золота мелкогнездовое. Содержание Au – от 403 до 2894 мг/м³ (I-3-14) и от «пусто» до 4810 мг/м³ (I-3-6) [81].

В *среднем течении р. Макаровка* (IV-1-4) аллювиальная долинная россыпь разрабатывалась мускульным способом. Сведений о строении россыпи не сохранилось. Отрабатывались пески средней мощностью 0,8 м и пробностью 880. Добыто 408 г при среднем содержании 0,92 г/т [58].

Шлиховые потоки по р. Тихая (I-3-2) и р. Коярд (I-3-9) в некоторых работах [47, 58] отнесены к россыпям. Проведенными поисковыми работами [81] установлены промышленные содержания по отдельным скважинам. В целом же имеющиеся материалы позволяют только прогнозировать россыпи с ресурсами категории Р₃ в количестве по 0,4 т золота каждая. Шлиховые потоки по р. Омул (II-2-3), р. Ореш (II-3-3), р. Узюп (III-1-8) р. Иджим (III-2-1), р. Синтерба (III-1-11) и р. Макаровка (IV-1-1, 7) со следами старых мускульных отработок и несохранившимися данными о строении «россыпей» и добычи золота могут быть оценены только по прогнозным ресурсам категории Р₃ [47, 58].

Россыпи второй группы, расположенные на юго-восточном склоне Куртушибинского хребта, входят в состав Туран-Ожу-Хутинского золоторудно-россыпного узла (1.0.1 Au). Они являются потенциально промышленными и приурочены к бассейнам рек Стерлиг и Туран. Россыпи многоструйные, неоднородного строения, с приуроченностью пласта к различным морфологическим элементам и с неравномерным распределением золота.

Россыпь р. Бажу-Хем (II-4-3), левого притока р. Стерлиг состоит из семи струй, часто не оконтуренных. Предполагаемая протяженность их – 3200 м, ширина – 30–95 м. Мощность пластов – 0,5–6,0 м, торфов – 1,5–32,0 м, содержание золота – 358–1403 мг/м³. Верхняя и нижняя части россыпи не оконтурены. Прогнозные ресурсы категории Р₂ – 968 кг [80].

Россыпи 2 и 3 р. Стерлиг (II-4-8, 9) висячие. Предполагаемая протяженность – 3200 м, ширина – 40 м. Мощность пластов – 1 м, торфов – 8–16 м. Содержание золота – 383–699 мг/м³. Верхняя и нижняя части россыпей не оконтурены.

Россыпь 1 (II-4-11) локализована в коре выветривания и залегает на древней эрозионно-аккумулятивной террасе. Протяженность ее – 3200 м, ширина – 200 м. Мощность пласта – 0,5–1,5 м. Содержание золота – от 140 до 8204 мг/м³. В ее пределах выделяется интервал шириной 40 м с мощностью пласта 0,5 м и содержанием золота 8204 мг/м³. Прогнозные ресурсы россыпей р. Стерлиг по категории Р₂ – 166 кг [83].

Россыпь р. Туран (II-4-17). Предполагаемая протяженность – 3400 м, ширина – 45–300 м. Мощность пластов – 0,4–1,9 м, торфов – 3–7 м. Содержание золота – 399 мг/м³. Прогнозные ресурсы категории Р₂ – 89 кг [83].

Платина, палладий. Повышенные содержания платины (более 0,02 г/т) и палладия (более 0,011 г/т) выявлены в габброидах и серпентинизированных ультрабазитах иджимского комплекса в пределах Куртушибинского ОП. Наиболее высокие значения отмечаются в пунктах минерализации (III-3-5, 16) в Иджимском массиве, с содержаниями платины 0,043 и 0,055 г/т, палладия – 0,072 и 0,03 г/т соответственно. Единичные знаки платины отмечались в шлиховых пробах в истоках р. Ореш (западная часть Куртушибинского массива).

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ГОРНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест. Все месторождения (Саянское, Коярдское и Сатпыйское), проявления и пункты минерализации асбеста локализованы в Куртушибинском офиолитовом поясе и приурочены к иджимскому габбро-гипербазитовому комплексу.

Промышленное месторождение Саянское (II-3-2) находится в пределах Куртушибинского дунит-гарцбургитового массива. Массив разбит нарушениями на серию тектонических блоков, разнородных по своим размерам, составу, степени метаморфизма, внутреннему строению и характеру асбестоносности. Главной асбестоконтролирующей структурой в массиве является разлом Контактный (по А. К. Сибилеву, 1979) протяженностью около 30 км, являющийся фрагментом Кандатского главного (регионального) разрывного нарушения. Он проходит по северо-западной части массива и сопровождается серией оперяющих коротких разрывных нарушений, фиксирующихся зонами рассланцевания в серпентинитах, а среди гарцбургитов – полосами серпентинитов с асбестоносностью в виде просечек, мелкой и крупной сеток. Зона асбестоносных пород прослежена по простиранию на 4 км при ширине до 350 м и приурочена к западному краю Коярдского перидотитового ядра (по А. К. Сибилеву, 1979). Месторождение характеризуется следующими особенностями геологического строения: приуроченность асбестоносных залежей к одному крупному разлому; ультрабазиты Коярдского ядра представлены полосчатым дунит-гарцбургитовым комплексом – чередование дунитов (до 20%) и гарцбургитов, то грубое (мощность дунитовых полос 0,6–1,0 м, реже 5–20 м), то более тонкое (1–10 см); наличие высокотемпературных зон (диопсидовая, нефритовая) метаморфизма.

На месторождении выделены две асбестоносные залежи – Северная и Южная – и 14 рудных тел с крутыми западными падениями. Северная залежь представляет собой линзообразное тело со средней длиной 1365 м, шириной 313 м и мощностью 71 м. Общая площадь Северной залежи равна 178 тыс. м², высокосортные руды занимают 32% площади. В центральной части залежь по простиранию разделяется на две ветви – восточную и западную. Протяженность восточной ветви – 1231 м, средняя мощность – 40 м. Протяженность западной ветви – 800 м, средняя мощность – 56 м. Западная и восточная ветви залежи сложены мелкой и крупной сеткой, причем на последней преобладает крупная. По падению Северная залежь хорошо выдержана. Промышленные руды прослежены до глубины 500 м, но содержание асбеста и его марочный состав не выдержаны. Наиболее богатые участки располагаются в центральной части залежи. Южная залежь с поверхности напоминает линзу с раздувами на флангах. В ее центре находится блок перидотитов с полосами серпентинитов, содержащих отороченные жилы асбеста мощностью от 9 до 80 м. Блок концентрически окружен зоной крупной сетки (20–80 м), сменяющейся зоной мелкой сетки мощностью 5–35 м. Средняя мощность залежи – 70 м. По качеству руд уступает Северной залежи. Зона выветрелых руд на поверхности рудных залежей и рудных тел имеет мощность 10–90 м (в среднем 45 м) и содержит 16% руд от балансовых запасов.

Хризотил-асбест на месторождении эластичный, нормальной прочности. Строение хризотил-асбестовых прожилков поперечное и косоволнистое. Цвет асбеста в жильной массе светло-зеленый. В распушенном состоянии цвет шелковисто-белый, асбест имеет трубчатую структуру волокна. Хризотил-асбест нормальной прочности, обладает высокими значениями диэлектрической проницаемости и адсорбирует из воздуха 1,23–2,61% влаги. Значения полной удельной поверхности асбеста – от 11,6 до 26,7 м²/г (H₂O). Модуль упругости – $1,7 \times 10^6$ кг/см². Прочность средней длины равна 375 кг/мм². Снижение объема распушенного волокна асбеста происходит при температуре от 320 до 470 °С. Плотность хризотил-асбеста – 2,55–2,56 г/см³. Содержание хризотил-асбеста колеблется по типам руд для сортов: АК-VI от 1,77 до 3,626%, АК-III – от 0,05 до 0,392%. Изменения качества оруденения с глубиной не наблюдаются. По данным термического анализа асбеста геологических сортов, содержание немалита составляет до 19,82%, в промышленных рудах – до 6%. Содержание магнетита в асбесте геологических сортов – от 0,5 до 27% и в большинстве случаев не превышает 3%. Хризотил-асбестовые руды месторождения представлены в основном двумя типами: крупной и мелкой сеткой в соотношении 1:1. Руды по содержанию и сортности волокна (АК-VI – 3,772%, в т. ч. АК-III – 0,332%), количеству вредных примесей (немалита и магнетита), а также по основным технологическим показателям обогащения близки к рудам Актотракского и Баженовского месторож-

дений. Товарная продукция, получаемая из волокна месторождения (ровница, пряжа, ткань, прокладочные фрикционные материалы, асбестовая бумага, асбестоцементные листы и трубы), удовлетворяют требованиям соответствующих государственных стандартов и технических условий. Из отходов обогащения можно получить 2084 тыс. м³ щебня и песка, которые могут использоваться в качестве мелкого заполнителя в производстве тяжелых бетонов. Гидрогеологические и инженерно-геологические условия обработки месторождения простые.

Саянское месторождение учитывается Государственным балансом в Нераспределенном фонде с запасами по категориям А+В+С₁ – 212 375 тыс. т руды (6435,3 тыс. т асбеста), в том числе по категории В – 43 111 тыс. т руды (1626 тыс. т асбеста) и по категории С₁ – 169 264 тыс. т руды (4809,3 тыс. т асбеста) и по категории С₂ – 3529 тыс. т руды (70,4 тыс. т асбеста). По состоянию на 1.01.2010 г. запасы не изменились [47]. Прогнозные ресурсы категории Р₁ оцениваются в 1,47 млн т руды [33, 111]. На настоящее время месторождение к освоению не намечается.

Непромышленное месторождение Коярдское (Левый Коярд) (II-4-6) находится в 1,5 км юго-восточнее Саянского месторождения. Асбестоносная залежь локализуется в полосе хризотил-лизардитовых серпентинитов и частично в серпентинизированных гарцбургитах. В структурном плане она расположена в юго-восточном углу Коярдского перидотитового ядра, между сближенными крутопадающими разломами. Рудное тело протяженностью 700 м при средней ширине 85 м представляет собой круто изогнутую линзу с неровными контактами. Общая площадь залежи – 61 400 м². Залежь прослежена до глубины 221 м. Повышенные содержания асбеста сорта АК-VI отмечены до глубины 92 м. Мощность асбестоносной зоны непостоянна и колеблется от 40 до 200 м.

В пределах залежи выделяется три основных типа руд с кондиционным содержанием волокна хризотил-асбеста. Мелкосетчатые руды занимают 70 % общего объема. К этому типу отнесены руды с содержанием волокна АК-VI не ниже 1 % и с содержанием текстильных сортов АК-III не более 0,1 %. Мелкосетчатые руды представлены серпентинитами, пронизанными жилками хризотил-асбеста. Мощность жилков – от 1 до 15 мм, длина – до 8 мм. Основная масса жилков имеет мощность 1–6 мм. Размер ячеек сетки – от 5 см до 0,5 м. К крупносетчатым рудам отнесены руды, содержащие текстильное волокно сорта АК-III более 0,1 %. На их долю приходится 20 % объема залежи. Сложены они серпентинитами с ядрами перидотитов до 80 см. Развита в северо-западном крыле залежи. Образуют сеть с размером ячеек от 0,3 до 1 м. Мощность жилков асбеста – от 1–4 до 12 мм. Содержание АК-VI в рудах крупной сетки – от 1,5 до 10,5 %, в том числе сорта АК-III до 0,537 %. Волокно асбестовых руд залежи характеризуется оттенками зеленого и серебристо-белого цветов с шелковистым блеском. Волокно гибкое, эластичное, хорошо пушится. Содержание магнетита – до 4,5 %, среднее содержание немалита – 1,37 %. Руды и волокно по своему качеству близки к рудам Северной залежи Саянского месторождения. Запасы асбеста (авторские) по категории С₂ подсчитаны (не утверждались) в количестве 444,5 тыс. т со средним содержанием асбеста сорта АК-VI 1,839 %, в том числе сорта АК-III – 18 тыс. т. Прогнозные ресурсы волокна сорта АК-VI оценивались по категории Р₁ в количестве 1000 тыс. т и не апробировались. По состоянию на 1.01.2002 г. запасы не изменились [47].

Непромышленное месторождение Сатпыйское (III-2-11) располагается в центральной части Сатпыйского блока Иджимского гипербазитового массива и приурочено к западной части переходной зоны крупного перидотитового ядра и окружающей его серпентинитовой каймы. Переходная зона сложена перидотитовыми серпентинитами, разбитыми сеткой серпентинитовых полос мощностью 5–15 см на ряд полигональных блоков размером от 0,7 до 1,0 м, серпентинитами с перидотитовыми ядрами и массивными серпентинитами. Ширина переходной зоны в районе месторождения составляет 200–250 м. Простирается зона субмеридиональное, с плавным изгибом в северной части согласно конфигурации перидотитового ядра. На месторождении выделяются три асбестоносные залежи – Южная, Северная и Восточная. Наиболее детально изучена Южная залежь. В плане залежь имеет линзообразную форму с шириной в средней части до 130 м. Средняя ширина залежи – 66 м, протяженность – до 700 м. Залежь имеет зональное строение асбестоносности. Первая внешняя зона сетчатых просечек окаймляет перидотитовое ядро в виде полосы шириной до 30 м со стороны серпентинитов. Зона характеризуется присутствием бессистемно-ориентированных прожилков хризотил-асбеста мощностью до 5 мм. Содержание асбеста сортов АК-IV–VI – от 0,012 до 1,392 %. Промышленного интереса зона не представляет. Вторая зона мелкосетчатых руд сложена массивными серпентинитами с

сетчатым видом жилкования хризотил-асбеста мощностью 1–10 мм. Здесь выделена подзона бедных руд мощностью до 25 м сортов АК-IV–VI с содержанием 1,185 % волокна и подзона богатых руд сортов АК-III–VI мощностью до 15 м содержанием 2,182 % волокна. Третья зона отороченных жил крупной сетки представлена чередованием перидотитовых и серпентинитовых полос при их примерно равном соотношении. Зона характеризуется наличием отороченных жил. Максимальная длина волокна достигает 18 мм при мощности прожилков 40 мм. Мощность зоны отороченных жил составляет в среднем около 50 м. Содержание асбеста сортов АК-IV–VI – 1,66 %, в том числе сортов АК-I–III – 0,119 %. Четвертая зона убогих отороченных жил, слагающих крайнюю со стороны перидотитового ядра часть залежи. Мощность зоны невыдержанная. Убогие отороченные жилы распространяются на флангах залежи, сменяя зону отороченных жил. Зона состоит из перидотитов с редкими маломощными полосами слабоасбестоносных серпентинитов с простыми и неразвитыми сложными отороченными жилами хризотил-асбеста, содержание которого в зоне составляет 0,29 %, в том числе сортов АК-II–III – 0,003 %. Зона промышленного интереса не представляет. По Южной залеже установлено снижение асбестизации от ее центральных частей, как в сторону перидотитового ядра, так и в сторону серпентинитовой каймы.

Северная залежь приурочена к отколоту от центрального перидотитового ядра блоку мощностью 70 м и сложена серпентинитами с ядрами перидотитов и перидотитами с полосами серпентинитов. Количественные соотношения между ними равные. Залежь вытянута в северо-восточном направлении на 300 м и имеет концентрическое строение. В юго-восточной части залежи выходят на поверхность руды мелкосетчатого типа мощностью 30 м при содержании волокна сортов АК-III–VI – 1,43 %, в том числе сорта АК-III – 0,038 %. В северо-западной части залежи развита асбестизация типа убогих отороченных жил, слагающих зону мощностью порядка 40 м и содержащие асбест сортов АК-I–VI в количестве 0,39 %, в том числе сортов АК-I–III – 0,001 %.

Восточная залежь представлена зоной убогих отороченных руд и представлена двумя частями: в западной части рудное тело имеет мощность 30 м при содержании волокна сортов АК-I–VI – 1,23 %, в том числе сортов АК-I–III – 0,242 %; в восточной части рудное тело имеет мощность 15 м при содержании волокна сортов АК-II–VI – 1,42 %, в том числе сорта АК-II,III – 0,139 %.

Запасы на месторождении подсчитаны по категории C_2 в количестве 41,5 тыс. т волокна сортов АК-I–VI, в том числе 2,6 тыс. т волокна сортов АК-I–III. Прогнозные ресурсы оценены по категории P_1 в количестве 242 тыс. т волокна сортов АК-I–VI. Запасы не утверждались. Прогнозные ресурсы всей Сатпыйской площади оценивались по категории P_3 в количестве 2,9 млн т волокна сортов АК-I–VI и не апробировались. На 1.01.2002 г. запасы не изменились [47].

На площади листа опойсковано одиннадцать проявлений асбеста и три пункта минерализации. Все проявления расположены в пределах Куртушибинского и Иджимского гипербазитовых массивов и некоторые из них – Орешская залежь, Узюпское-I, Узюпское-II, Хата-Булунское и Синтербинское весьма перспективны.

Проявление Орешская залежь (II-3-5) приурочено к группе Орешских перидотитовых ядер Куртушибинского гипербазитового массива. В гарцбургитах иджимского комплекса выявлена зона асбестоносных серпентинитов площадью 2 км². Проявление представлено субмеридиональной асбестоносной залежью. Мощность залежи – 13–42 м, протяженность – 565 м. Залежь имеет асимметричное зональное строение: крупносетчатые руды, мелкосетчатые и просечки. Асбест эластичный, нормальной прочности. Содержание асбеста сорта АК-VI – 2,21 %. Запасы залежи, оцененные по категории C_2 в количестве 194 тыс. т не утверждались, а прогнозные ресурсы категории P_1 в 420 тыс. т не апробировались [33, 56, 111].

Проявление Узюпское-II (III-2-12) находится в пределах мелких перидотитовых ядер Иджимского гипербазитового массива. Серпентиниты с ядрами перидотитов слагают два блока площадью до 0,4 км² с хризотил-асбестовой минерализацией. На проявлении выделены две залежи: Западная и Восточная. Западная залежь тянется узкой полосой мощностью 10–15 м и протяженностью 750 м. Асбестоносность приурочена к серпентинитам с мелкими ядрами перидотитов, слагающих небольшое тело размером 0,3 × 1 км. Тип асбестоносности – бедные просечки мощностью 1–4 мм с одиночными жилами асбеста мощностью до 8 см. Среднее содержание волокна сортов АК-IV–VI составляет 0,22 %, вместе с сортом VII – 1,099 %. Восточная залежь расположена в 700 м северо-восточнее Западной залежи. Мощность залежи – 10 м, протяженность – 400 м и, предположительно, выклинивается на глубине 1,0 км. Асбестоносная зона представлена массивными апоперидотитовыми серпентинитами с редкими ядрами перидотитов. Жилы асбеста мощностью 2–10 см состоят из серии субпараллельных прожилков

мощностью 1–2 мм с длиной волокон до 6 мм. Содержание волокна хризотил-асбеста составляет по сортам АК-IV–VI – 0,324%, вместе с сортом АК-VII – 3,806%. Прогнозные ресурсы Западной залежи по категории P_1 оценены в 116,6 тыс. т волокна для сортов АК-IV–VII и по категории P_2 – 116 тыс. т. Прогнозные ресурсы Восточной залежи по категории P_1 , оцененные в количестве 58,2 тыс. т для сортов АК-IV–VII и по категории P_2 – 252,4 тыс. т, не апробировались [47, 73].

Проявление Узюпское-I (III-2-19) локализовано в апоперидотитовых и аподунитовых серпентинитах Иджимского гипербазитового массива. Через всю площадь проявления проходят две субширотные зоны расщепления мощностью 10–50 м с расстоянием между собой 100–300 м. К зонам приурочена асбестоносность, представленная разноориентированными сетчатыми просечками длиной до 15 см или одиночными жилами мощностью до 7 мм при длине волокна 1–3 мм. Выделены пять залежей мощностью 3–13 м с содержанием асбеста сортов АК-IV–VII – 0,1–0,686%. Прогнозные ресурсы по категории P_1 , оцененные в 116 тыс. т волокна для сортов АК-IV–VII по категории P_2 – 116,6 тыс. т, не апробировались [47, 73].

Проявление Хата-Булунское (III-3-3) приурочено к одноименному перидотитовому ядру между Куртушибинским и Иджимским массивами. Асбестоносная зона площадью 1,1 км² приурочена к серпентинизированным гарцбургитам. Тип асбестоносности – сетчатые просечки. Длина волокна – до 2 мм. Асбест поперечно-волоконистый. Насыщенность асбестом зоны неравномерная. В наиболее обогащенных участках частота просечек достигает 5–20 см при мощности асбестоносных зон в первые метры. Среднее содержание асбеста сортов АК-III, IV составляет 0,091%, сортов АК-III–VII – 0,343%. Прогнозные ресурсы по категории P_1 – 943 тыс. т сортов АК-III–VII и 250 тыс. т сортов АК-III, IV не апробировались [47, 73].

Проявление Синтербинское (IV-2-7) находится в крайней юго-западной апофизе Иджимского гипербазитового массива. Асбестоносная зона ориентирована в субширотном направлении и имеет крутое падение. Протяженность залежи – 650–700 м, мощность – от 120 до 200 м. В строении залежи выделены три зоны. Первая зона представлена бессистемно ориентированными просечками мощностью более 10 м, вторая зона – мелкой сеткой и сетчатыми просечками мощностью 10–15 м, третья зона – мелкими прожилками мощностью 120–180 м с неустановленной нижней границей. Залежь характеризуется насыщенностью субпараллельно ориентированными прожилками поперечно-волоконистого асбеста. Длина волокна – от 0,5 до 18 мм. Наиболее часто встречаются волокна длиной 1–4 мм. Сближенные асбестовые прожилки образуют полосы шириной от 2 до 12 см. В свою очередь они группируются в полосы более высокого порядка мощностью 1,5–3 м. Содержание асбеста сортов АК-III–VII – до 6,412%, в том числе волокна сортов АК-III–VI – до 3,152%. Прогнозные ресурсы при протяженности залежи 700 м, мощности 130–140 м и глубине прогнозирования 100 м оценены по категории P_1 в 24 000 тыс. т асбестовой руды или 480 тыс. т волокна сортов АК-III–VI при среднем содержании 2% [96]. Прогнозные ресурсы не апробировались.

Краткие сведения по другим проявлениям и пунктам минерализации асбеста приведены в гл. «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района».

Тальк, тальковый камень. Проявления талька находятся в пределах Иджимского массива одноименного габбро-гипербазитового комплекса.

Проявление Хата-Булунское (III-3-15) представлено зонами оталькования серпентинитов, пронизанных дайками микродиоритов. Участки серпентинитов с оталькованием сменяются участками тальково-карбонатных пород с размером в поперечнике до 10 м. Тальк встречается в виде отдельных жил мощностью от 0,5 до 2 м. Химический анализ двух проб показал содержания (%): SiO₂ – 58,94; Al₂O₃ – 0,30–0,88; Fe₂O₃ – 0,71–0,99; FeO – 4,23–4,58; MnO – 0,04–0,05; CaO – 0,62–0,79; MgO – 28,63–28,36; Cr₂O₃ – 0,25–0,31; S – 0,0075; ппп – 5,78–6,16. Химический состав талька удовлетворяет требованиям керамической промышленности. Прогнозные ресурсы талька не оценивались.

Проявление Левобуланское (IV-2-3) приурочено к висячему боку апофизы расщепленных серпентинитов. Мощность залежи – от 2 до 40 м, протяженность – 1600 м. Тальковый камень светло-серого цвета, сланцеватый. Содержание его в породе – от 40 до 70%. Кроме того, присутствуют серпентин (15%), карбонаты (5–10%), магнетит и гематит (до 5%). По данным химического анализа, содержание основных окислов в породе составляет: магния – от 29,94 до 34,36%; железа – от 7,25 до 7,64%; кремния – от 32,54 до 33,58%, кальция – от 0,28 до 0,84%. Прогнозные ресурсы талькового камня до глубины 100 м оценены по категории P_1 в 11 млн т [47, 96].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Камни поделочные и технические. На площади листа известны одно месторождение и два проявления нефрита, а также проявления горного хрусталя, опала, серпентинитов и пунктов минерализации халцедона и лиственитов, приуроченные к ультрабазитам Иджимского массива.

Нефрит. Промышленное месторождение, проявления и пункты минерализации приурочены к породам иджимского габбро-гипербазитового комплекса.

Промышленное месторождение нефрита Куртушибинское (II-4-1) находится в северной части Куртушибинского массива иджимского габбро-гипербазитового комплекса. Площадь месторождения имеет вытянутую овальную форму протяженностью 5,5–6 км при ширине до 4 км и приурочена к разлому северо-восточного направления. Большая часть месторождения сложена гарцбургитами, которые превращены в серпентиниты, среди полей в них ядрами выступают менее серпентинизированные разности. Отмечаются небольшие овальные тела габброидов, линейно вытянутые в длину до 600 м и мощностью до 200 м. В пределах месторождения выявлено 22 жилы, более 23 «россыпных» проявлений и более 30 отдельных глыб [47]. По другим данным, выявлено 135 отпрепарированных тел-глыб, сорванных с мест своего первоначального залегания в процессе поздних подвижек [33, 65]. В расположении жил и тел нефрита общим является их локализация в зоне контакта серпентинитов, преимущественно лизардитового состава, с телами габброидов. Контакты тектонические (с зеркалами скольжения), представляющие собой сложную серию оперяющих разломов более мощных тектонических зон. Коренные выходы и отдельные глыбы нефрита, по-видимому, представляют собой раздробленные и растащенные по тектоническим нарушениям тела, сопровождающиеся глыбовыми развалами (россыпями), зачастую вытянутыми в цепочку.

Размер тел-глыб нефрита от $0,8 \times 0,5 \times 0,3$ до $4 \times 3,3 \times 1,1$ м. Нефрит массивной и сланцеватой текстуры, часто рассланцован. По цвету выделены табачно-зеленые, светло-зеленые, зеленые и голубовато-зеленые разности с преобладанием первых. Нефрит состоит из спутанно-волоконистых агрегатов актинолит-тремолитового ряда с волокнами длиной 0,05–0,1 мм. Отмечается равномерная вкрапленность хромшпинелида размером 0,2–0,3 мм. Химический состав нефрита (%): CaO – 12,63–22,01; SiO₂ – 55,45; Al₂O₃ – 0,54; Fe₂O₃ – 0,54; TiO₂ – 0,05; Fe₂O – 3,96; MnO – 0,20; NiO – 0,07; Na₂O – 0,07; K₂O – 0,07; H₂O – 0,21; SO₃ – 0,02; Cr₂O₃ – 0,14. По декоративным качествам в соответствии с ОСТ 41.117-76 относится к поделочному нефриту первого сорта (100%). Выход сортового нефрита составляет 51%. Средний выход поделочного нефрита принят равным 30%. Лучшим по качеству является нефрит, залегающий внутри штоков габброидов. Он тектонически мало нарушен. Некондиционным является нефрит, залегающий в лизардитовых и антигорит-лизардитовых серпентинитах, где широко проявилась тремолитизация, и нефрит, ассоциирующий с родингитами. В пределах месторождения широко представлены родингиты пироксен-гранатового, цоизит-амфибол-гранатового, хлорит-диопсид-цоизитового состава, образующие жило- и дайкообразные тела протяженностью 10–15 м и мощностью от первых десятков см до 2 м.

Месторождение не обводнено. Горнотехнические условия благоприятны для разработки открытым способом.

По состоянию на 1.01.2014 г. по Куртушибинскому месторождению нефрита Государственным балансом учитываются запасы по категории С₂ для нефрита-сырца в 948,5 т, в том числе нефрита сортового – 445,3 т. Запасы на территории Красноярского края – 251,6 т нефрита-сырца категории С₂, в том числе 96,9 т сортового нефрита переданы ООО «Прогресс-Инвест» в соответствии с лицензией КРР 02550 тЭ. На территории Республики Тыва запасы составляют 696,9 т нефрита-сырца категории С₂, в том числе сортового поделочного нефрита (при выходе 50%) – 384,4 т.

Проявление Сатпыйское (III-2-9) приурочено к южному контакту габброидного массива с рассланцованными и массивными серпентинитами. Представлено линзовидными телами мощностью 0,2–0,4 м и протяженностью до 1 м. Тела прослежены на 100 м и сложены рассланцованными нефритоидами, частично – нефритами. Нефрит зеленый. В одних линзах темнее, в других светлее. Вязкий. Просвечивает в пластинах толщиной 3–5 мм. Прогнозные ресурсы нефрита не оценивались.

Проявление Верхнеузюпское (IV-2-2) приурочено к выходам рассланцованных серпентинитов и глыбам в делювии мелкозернистых габбро-амфиболитов и тонкополосчатых альбит-

актинолитовых пород. Среди последних обнаружены два обломка нефрита размерами 15×20 и 15×30 см. Нефриты темно-зеленые, плотные, вязкие. Излом породы занозистый. Блеск стеклянный. Глубина просвечивания 0,2–0,5 см. Образцы принимают полировку высокого качества. Ассоциирующие с нефритами альбит-актинолитовые породы от темно-зеленых до темно-серых. Имеют криптозернистую структуру и полосчатую текстуру. Тонкие светло-серые ветвящиеся полоски альбита образуют узорчатые микроскладки. Оригинальный рисунок, глубокие темно-зеленые тона окраски, высокая твердость, слабая трещиноватость и хорошая полируемость пород позволяют рекомендовать их к использованию в качестве декоративно-подделочного камня. Прогнозные ресурсы камня не оценивались.

Горный хрусталь. *Проявление горного хрусталя (I-4-16)* расположено в породах иджимского комплекса. Приурочено к кварцевой жиле видимой мощностью до 40 м и протяженностью более 1 км. Жила с гнездами и пустотами, выполненными молочно-белым до льдистого полупрозрачного кварца. Кристаллы последнего достигают 5–7 см. Горным хрусталем сложены головки кристаллов размером до 10 мм в поперечнике. Сырье является коллекционным материалом.

Опал. *Проявление опала (III-2-7)* находится в пределах Иджимского массива одноименного комплекса. Среди расланцованных серпентинитов жилообразное тело опала мощностью до 15 м и протяженностью до 30 м. Опал молочно-белый, переходящий в краевых частях в зеленоватые разновидности. Текстура массивная, структура колломорфная, блеск стеклянный, излом раковистый.

Халцедон. *Пункт минерализации (III-3-14)* представлен несколькими жильными телами мощностью 10–70 см халцедона, представленного плотной зеленовато-серой породой с раковистым изломом и стеклянным блеском.

Лиственит. *Пункт минерализации лиственитов (III-3-4)* приурочен к зоне разрывного нарушения среди пород изербельской свиты. Представлен жилой кварц-карбонатного состава. Породы имеют зеленовато-голубую окраску. Видимая мощность – 2,5 м, протяженность – 10 м. По декоративности порода отвечает требованиям ОСТ-41-15-71. Могут использоваться в виде мелкой плитки в облицовочных и мозаичных целях.

Серпентинит. *Проявление Бляликское (II-3-9)* представлено обнажением высотой 47 м и протяженностью до 300 м апоперидотитовых серпентинитов, разбитых зонами расланцевания на блоки. Размеры блоков от $0,3 \times 0,3 \times 0,5$ до $1 \times 1,2 \times 1,8$ м. Породы темно-зеленого цвета, мелкозернистые с порфиридовидными зернами бастита. Оживляют рисунок породы жилки массивного серпентинита яблочно-зеленого цвета с магнетитовой оторочкой мощностью до 3 см. По декоративным свойствам породы относятся ко II классу и могут использоваться для разработки в небольшом объеме.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Основные и ультраосновные интрузивные породы. При вовлечении в промышленную разработку *месторождения хризотил-асбеста Саянское (II-3-1)* перидотиты и серпентиниты одноименного месторождения могут использоваться для производства щебня и получения буттового камня. Большая часть месторождения представлена расланцованными серпентинитами и полосчатыми дунит-перидотитами. Породы разбиты трещинами на блоки размерами $15 \times 20 \times 60$ и $5 \times 20 \times 30$ см. Вскрышные породы представлены суглинками, супесями и валуно-щебнистым материалом мощностью 0,8–1,6 м. Перидотиты и серпентиниты имеют следующие физико-механические свойства: средняя плотность – $2,47\text{--}2,84$ г/см³, водопоглощение – 0,21–1,59 %, пористость – 0,36–4,4 %, предел прочности при сжатии – 628,0–1545,4 кг/см². Технологическими испытаниями установлена пригодность щебня из перидотитов и серпентинитов при соотношении фракций 10–20 мм – 70 % и 5–10 мм – 30 % с добавкой мелкого заполнителя (отходы асбестовых руд) для получения бетона марки «250». Месторождение не обводнено. Горнотехнические условия благоприятны для отработки его открытым способом. Запасы категории В в количестве 1337 тыс. м³ не утверждались [47, 66]. Месторождение непромышленное.

Непромышленное месторождение строительного камня Усинское (Ш-3-21) приурочено к породам иджимского габбро-гипербазитового комплекса. Полезным ископаемым Усинского месторождения являются габброиды иджимского комплекса верхнего рифея. Качество щебня из этих пород отвечает требованиям ГОСТ 8267-93 «Щебень и гравий из плотных горных пород для строительных работ», ГОСТ 7392-2002 «Щебень из плотных горных пород для балластного слоя железнодорожного пути», ГОСТ 8736-93 «Песок для строительных работ». Вскрышными породами является дресвяно-щебнистая кора выветривания по габброидам общей мощностью от 5 до 20 м. Горнотехнические условия благоприятны для отработки месторождения открытым способом. Гидрогеологические условия месторождения благоприятны. Произведена оценка промышленной ценности и целесообразности передачи месторождения в разведку и промышленное освоение и подсчет запасов строительного камня по категории С₁ в количестве 5627 тыс. м³ [61].

Известняк. *Непромышленное месторождение Нижнекоярдское (I-3-12)* представлено плоччатыми кварц-карбонатно-хлоритовыми сланцами с линзами мраморизованных светлосерых известняков. На месторождении вскрыты три линзы известняков, прослеженные по простираю на 450 м. Мощность линз – от 3,5 до 28 м. Породы вскрыши представлены четвертичными образованиями мощностью до 2,5 м. Химический состав известняков (%): SiO₂ – 4,56–6,68; CaO – 49,73–51,66; MgO – 0,96–1,23; Fe₂O₃ – 0,52–0,77; Al₂O₃ – 0,49–0,69; S – 0,02–0,09; CO₂ – 40,23; ппп – 40–41,08 и нерастворимый осадок – 6,02–8,11. Известняки характеризуются равномерным распределением компонентов. Результаты технологических испытаний показали пригодность известняков двух линз как сырья для производства извести воздушной строительной 2-го сорта класса Б, по всем показателям соответствует требованиям ГОСТ 9179-77. Добычу возможно вести открытым способом. Соотношение вскрыши и полезного ископаемого 1:4. Запасы по категории В в количестве 208,3 тыс. т не утверждались. Месторождение не разрабатывалось [47, 66].

Месторождение Уюкское (Ш-3-22). В блоке пород тарлыкской свиты среднего ордовика – линза известняков мощностью 80–120 м при протяженности до 1,2 км. Известняки белые, слабыветрелые, трещиноватые. Содержание (%): CaCO₃ – 91,97–93,06 %, MgCO₃ – 2,16–2,82 %, глинистых примесей – 3,58–4,11 %. По физико-химическим свойствам известняки отвечают ГОСТу 9179-77 для изготовления извести. На основании лабораторно-технологических испытаний они пригодны как щебень для бетонов марки «200–400». Запасы (авторские) по категории С₁ 3898,5 тыс. т не утверждались [109].

Глинистые породы. *Глины кирпичные.* *Непромышленное месторождение Верхнеусинское (Ш-1-16)* находится в поле развития аллювиальных и пролювиальных отложений (верхнее звено неоплейстоцена–голоцен) и сложено буровато-красными суглинками и глинами переотложенной коры выветривания, протягивающейся узкой полосой вдоль бровки современной долины р. Ус на 2–3 км. Отложения залегают на глубине до 2 м при мощности до 4,5 м. Площадь распространения горизонта – 1,5 км². Глинистое сырье умеренно пластичное, низкодисперсное, малочувствительное к сушке, легкоплавкое, с высоким содержанием красящих окислов. Глины могут использоваться для производства кирпича марок «100» и «125». Запасы по категории С₂ в количестве 21,6 тыс. м³ не утверждались [47, 96].

Месторождение Аржанское (IV-3-3) представлено озерными отложениями эоплейстоцена мощностью 4–6 м. Глинистое сырье относится к категории легкоплавких глин и может использоваться для получения полнотелого кирпича марки «75–100». Запасы по категории С₂ в количестве 1682 тыс. м³ не утверждались [109].

Месторождение Туранское состоит из двух участков: *Центральный (IV-4-3)* и *Южный (IV-4-4)*. Представлено озерными отложениями эоплейстоцена мощностью 3–5 м на правобережье р. Туран. Глинистое сырье относится к категории легкоплавких глин и может использоваться для получения полнотелого кирпича марки «75–100». Баланс запасов на 1.01.1993 г. (тыс. м³) категорий А + В + С₁ 1664, в том числе категории А 181 тыс. м³. В небольшом объеме сырье использовалось кирпичным заводом г. Туран [109].

Обломочные породы. Песчано-гравийный материал. В пределах площади известны два месторождения и два проявления песчано-гравийных смесей, приуроченных к четвертичным аллювиальным образованиям.

Непромышленное месторождение Среднекоярдское (I-3-15) приурочено к аллювиальным образованиям голоцена р. Коярд. Полезная толща представлена валунами, галькой, гравием и песчано-глинистым материалом. Ширина полезной толщи – от 150 до 600 м, мощность – от 0,4 до 2,2 м. Основное количество песчано-гравийного материала характеризуется крупностью от 5 до 80 мм. Содержание песчано-глинистого материала – от 5 до 36%. Гравий умеренно и слабо окатан. При дроблении фракции 40–80 мм и более можно подобрать зерновой состав гравия, отвечающий требованиям ГОСТ 8269-76 в качестве инертного заполнителя бетона. Горнотехнические условия позволяют вести разработку месторождения открытым способом. Гидрогеологические условия удовлетворительные. Запасы подсчитаны по категории В количестве 547,1 тыс. м³, по категории С₁ в количестве 95,3 тыс. м³, не утверждались [47, 66].

Непромышленное месторождение Таловское (III-1-15) приурочено к аллювиальным образованиям пойменных отложений р. Ус. Продуктивная толща представляет собой пластообразную субгоризонтальную залежь песчано-гравийного материала мощностью от 3,3 до 6,4 м. Обломочная составляющая ПГМ представлена интрузивными породами – 40–50%, метаморфическими – 30–40%, кварца – 15–20%. Породы продуктивной толщи с горизонта 683,8 м обводнены. По данным лабораторных исследований по ГОСТ 7394-85, природные смеси месторождения соответствуют техническим условиям и могут применяться в качестве балластного слоя железнодорожного пути (ГОСТ 7394-85) с сортировкой по зерновому составу по классу +100 мм. Песчано-гравийные материалы в природном состоянии также могут использоваться для строительных работ. Горно-геологические условия благоприятны для разработки месторождения открытым способом. Запасы полезного ископаемого составляют по категории С₁ – 1248 тыс. м³. На подготовленных запасах с установленным качеством песчано-гравийных материалов целесообразно промышленное освоение месторождения [61].

Проявление Трактовое-I (III-2-22) приурочено к аллювиальным образованиям голоцена р. Иджим и представлено залежью песчано-гравийных отложений протяженностью 100 м и шириной 150 м. Мощность залежи – от 1 до 4 м. Гравийно-песчаный материал хорошо окатан и состоит из гальки размером 1–5 см. Прогнозные ресурсы песчано-гравийных смесей не оценивались [45, 93].

Проявление Трактовое-II (III-2-23) приурочено к аллювиальным образованиям голоцена р. Иджим и представлено залежью песчано-гравийных отложений протяженностью 100 м и шириной 100–200 м. Мощность залежи – до 3 м. Гравийно-песчаный материал хорошо окатан и состоит в основном из гальки размером 1–5 см. Прогнозные ресурсы песчано-гравийных смесей не оценивались [47, 96].

Другие проявления строительных материалов [96, 109]: Иджимское и Туранское (камни строительные, эффузивные породы, глины и суглинки вдоль трассы Абакан–Кызыл) не разведаны, сводным балансом не учитываются, не намечаются к освоению, на КЧО и КЗПИ не показаны.

Пески и галечники района, применяемые при дорожно-строительных работах из придорожных карьеров, не изучены и эксплуатируются кустарным способом.

ГРЯЗИ ЛЕЧЕБНЫЕ

Проявление грязей Озеро Белое (IV–3–2) расположено в поле развития озерно-аллювиальных отложений голоцена. Оно представлено сапропелевыми глинами темно-серого цвета мощностью до 0,9 м с прослоями тонкозернистых песчаников с примесью сапропеля до 0,35 см и сероводородным запахом. Используется местным населением в бальнеологических целях.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Площадь находится в центральной части Алтае-Саянской минерагенической провинции в зоне сочленения двух минерагенических субпровинций Западно-Саянской и Верхне-Енисейской (Восточно-Тувинской), которые отвечают крупным разновозрастным блокам земной коры, сопрягающимся по долгоживущим структурным швам. Территория характеризуется геологической и минерагенической разнородностью, которая обусловлена сложным сочетанием разновозрастных рудоносных складчатых систем, сформировавшихся в течение нескольких крупных тектоно-магматических циклов, отвечающих минерагеническим эпохам. Общая направленность геологического развития площади позволяет выделить салаирскую (позднерифейско-среднепалеозойскую) эпоху и эпохи, отвечающие этапам тектоно-магматической активизации – каледонскую, герцинскую и альпийскую.

Салаирская эпоха на площади является самой продуктивной. С ней связана минерализация хрома, платины, вольфрама, свинца, цинка, меди, асбестоносность, нефритоносность и золотое оруденение. Образования позднего рифея (коярдская толща, иджимский габбро-гипербазитовый комплекс) и венда–раннего кембрия (макаровская и орешская толщи) перспективны на минерализацию хрома, платины, руды асбеста и золота, проявления нефрита.

В каледонский этап (верхний структурный ярус) в пределах Западно-Саянской складчатой системы происходило формирование вулканоплутонической ассоциации, которое начиналось с внедрения интрузивных образований плутонической серии (бичебалыкский габбровый, большепорожский гранитоидный и джойский гранитный комплексы) и продолжалось интенсивным накоплением вулканогенных образований кужебазинской серии. К интрузивным и субвулканическим образованиям серии приурочена минерализация титана (бичебалыкский комплекс), меди, свинца, цинка, молибдена, вольфрама, олова (гранитоидные комплексы и субвулканические образования). Для площадей вулканогенных образований кужебазинской серии характерно широкое развитие геохимических аномалий редких металлов, рассеянных и редкоземельных элементов.

В пределах Восточно-Тувинской складчатой системы в поздних каледонидах сформировались образования кендейско-саглинского вулканогенного комплекса, к которому потенциально могут быть приурочены гидротермальные проявления урана.

Кайнозойское время (альпийская эпоха) продуктивно на россыпное золото и строительные материалы.

При комплексном анализе площади листа выделяются основные рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки месторождений и проявлений полезных ископаемых, представляющих или потенциально представляющих промышленный интерес.

Хром. Слабая перспективность площади на хромитовое оруденение можно объяснить петрографическими и геохимическими особенностями габбро-гипербазитовой магматической колонны (уровнем среза), где наряду с гипербазитами с рассеянной минерализацией хромита присутствует значительное количество габброидов, которые малоперспективны на выявление хромитовых руд. Наиболее продуктивными на хромитовое оруденение считаются средние части магматической колонны, которые широко представлены в массивах гипербазитов Куртушибинского офиолитового пояса северо-восточнее, за пределами площади [21].

Золото. Потенциально перспективные объекты золото-сульфидно-кварцевой формации приурочены к Куртушибинскому поясу, сложенному породами офиолитовой ассоциации в составе иджимского габбро-гипербазитового комплекса, коярдской (базальт-кремнистая), мака-

ровской (базальт-углеродисто-кремнистая) и орешской (терригенная) толщами. В тектоническом плане это складчатая структура сложного генезиса, в зоне главного Саяно-Тувинского разлома (надвига) она усложнена серией поперечных нарушений. Золоторудные объекты размещаются в породах базальт-вулканогенно-терригенно-сланцевой формации с элементами черносланцевой. Для площади характерен широкий спектр гидротермально-метасоматических изменений, сопровождающих золотое оруденение. Преобладает окварцевание – это зоны прокварцевания (линейные штокверки) и поля кварцевых жил. Широко развиты процессы березитизации, реже лиственитизации и пропилитизации. Все эти процессы сопровождаются сульфидной минерализацией различной интенсивности и фиксируются контрастными региональными комплексными геохимическими аномалиями золота, мышьяка, меди, свинца, цинка, серебра. Значительную роль в локализации метасоматических процессов и связанного с ними оруденения, а также в интенсивности их проявления, играют разрывные дислокации, являющиеся рудогенными в области крупных тектонических нарушений. Разрывные нарушения и зоны трещиноватости на площади контролируют размещение большинства объектов золотого оруденения.

Золото россыпное. Образование россыпей золота обусловлено оптимальным сочетанием комплекса геологических, металлогенических, геоморфологических, палеоклиматических и других факторов. Все россыпи площади компактно размещаются в морфоструктурах сводово-глыбовых поднятий северо-западного и юго-восточного склонов Куртушибинского хребта.

Распределение россыпей обусловлено, в первую очередь, размещением коренных источников, их денудацией и перераспределением в корях выветривания и речных системах. За счет размыва линейных зон сульфидизации, приуроченных к зонам Саяно-Тувинского разлома, формировались россыпи площади. Коры выветривания, наряду с сохранившимися коренными источниками, являлись основой для образования древних россыпей в неогеновое время. Последние совместно с продолжающимся разрушением коренных источников формируют молодые голоценовые россыпи.

Платина и ЭПГ. Гипербазиты иджимского комплекса относятся к платиноносной формации (хромит-платиновой), однако площадь характеризуется наличием незначительного количества прямых поисковых признаков платинового оруденения. Это объясняется, предположительно, высоким уровнем эрозионного среза верхней части магматической колонны комплекса. Об этом свидетельствуют широкое преобладание габброидной составляющей и наличие ксенолитов вмещающих пород в габбро-гипербазитовых массивах, а также набор петрографических и геохимических особенностей комплекса. Это является отрицательным фактором перспективности на минерализацию платины. Наиболее продуктивными считаются средние части магматической колонны, которые широко представлены в массивах гипербазитов Куртушибинского офиолитового пояса северо-восточнее площади [21].

Асбест. Месторождения и проявления асбеста расположены в массивах иджимского габбро-гипербазитового комплекса Куртушибинского офиолитового пояса. Массивы сложены в основном дунитами и гарцбургитами, образующими обособленные «ядра» в центральных частях массивов. Асбестовое оруденение пространственно и генетически связано с обогащенными оливином ультраосновными породами – дунитами и гарцбургитами. Наиболее крупные залежи хризотил-асбеста приурочены к крупным тектоническим нарушениям и локализуются в переходной зоне между перидотитами основных ядер и серпентинитовых кайм. Оперяющие нарушения, секущие крупные перидотитовые ядра, менее перспективны. Образование хризотил-асбестового оруденения связано с процессами хризотилизации дунитов и гарцбургитов. С возрастанием интенсивности ранней (дорудной) серпентинизации убывает насыщенность образований хризотил-асбестом.

Нефрит. Основные рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки нефритоносности площади аналогичны таковым для асбестоносности. Все нефритвые проявления расположены в массивах иджимского габбро-гипербазитового комплекса. Нефритовые тела локализуются в серпентинитах, слагающих эндоконтактные части перидотитовых ядер, реже в тектонических зонках внутри них. Приурочены жилы и линзы нефрита к контактам серпентинитов, преимущественно лизардитового состава с телами габброидов. Характерной особенностью Куртушибинского габбро-гипербазитового массива, где находится большая часть нефритопроявлений, является значительная амфиболизация.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Площадь листа расположена в Алтае-Саянской минерагенической провинции на сочленении двух минерагенических субпровинций Западно-Саянской и Верхне-Енисейской, со сложным геологическим строением и длительной историей развития. Многоэтапность процессов рудообразования и повторяемость некоторых рудообразующих процессов на разных этапах осложняют задачу минерагенического районирования территории и выявления закономерностей размещения полезных ископаемых. Следствием этого является некоторая дискуссионность предлагаемого варианта минерагенического районирования территории. Сохраняя преемственность минерагенического районирования Госгеолкарты-1000/3 [20] и в связи с полученными новыми данными, на площади листа незначительно изменены контуры известных минерагенических подразделений и введены три новых рудных узла, два из которых прогнозируемые.

Западно-Саянская минерагеническая субпровинция

Настоящее трансрегиональное подразделение охватывает большую часть площади листа и представлено Куртушибинской минерагенической зоной.

Куртушибинская нефрит-золото-асбестоносная МЗ (1 asb,Au,np/RF₃-Є₃,Q) по своим границам отвечает распространению одноименного офиолитового пояса с возрастным диапазоном поздний рифей–ранний кембрий, сопряженного с ним Аласугского прогиба с возрастом средний–поздний кембрий и Усинского венд-раннекембрийского рифтогенного прогиба. В составе МЗ выделены Усинский ЗРРР (1.1 Au) с двумя прогнозируемыми золоторудными узлами – Коярдским (1.1.1 Au) и Макаровским (Иджимским) (1.1.2 Au), а также Туран-Ожу-Хутинский ЗРУ (1.0.1 Au) и Саяно-Иджимский нефрит-асбестоносный узел (1.0.2 asb,np). Коярдский прогнозируемый золоторудный узел (1.1.1 Au) находится в северо-восточной части площади и охватывает поля распространения образований Куртушибинского офиолитового пояса и сопряженных с ними отложений Усинского прогиба (изербельская свита рифей и шиштыкская серия позднего силура). Узел выделяется по наличию россыпей, проявлений, пунктов минерализации и геохимических аномалий золота. Макаровский (Иджимский) прогнозируемый золоторудный узел (1.1.2 Au) в юго-западном углу листа сложен тем же комплексом пород, но отличается широким развитием интрузивных образований Западно-Саянской плутонической серии в центре узла. Характеризуется узел наличием перспективных проявлений, россыпей, пунктов минерализации и интенсивных геохимических аномалий золота. В пределах Туран-Ожу-Хутинского ЗРУ (1.0.1 Au) отмечаются многочисленные россыпи, пункты минерализации и геохимические аномалии золота. Саяно-Иджимский нефрит-асбестоносный узел (1.0.2 asb,np) ранее выделялся как асбестоносный район [20], но с получением данных по нефритоносности и уточнению его размеров переведен в ранг узла. Площадь узла охватывает поля распространения интрузивных образований иджимского габбро-гипербазитового комплекса (Куртушибинский и Иджимский массивы) с небольшими сопряженными фрагментами пород коярдской толщи.

Верхне-Енисейская минерагеническая субпровинция

Субпровинция занимает юго-восточную часть территории листа и состоит из небольшого участка одной минерагенической зоны.

Центрально-Тувинская гипс-уран-угленосная МЗ (2 УК,U,g/D-J) представлена на территории листа своим северо-восточным фрагментом и охватывает поля распространения вулканогенно-терригенных девонских отложений, потенциально перспективных на урановую минерализацию.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Площадь листа неоднородна по степени хозяйственной освоенности. Вся производственная инфраструктура приурочена к автомобильной дороге федерального значения, где находятся все населенные пункты, проходит ЛЭП и проектируется строительство железной дороги Курагино–Кызыл. При рассмотрении существующих перспектив развития минерально-сырьевой базы по видам полезных ископаемых, известных и прогнозируемых, необходимо учитывать динамику экономического развития территории в связи со строительством железной дороги.

Черные металлы. Изученная площадь неперспективна на железо, марганец и титан. Значимых проявлений хрома на площади не выявлено, несмотря на широкое распространение его минерализации, геохимических и шлиховых аномалий, которые приурочены к ультраосновным породам иджимского комплекса, в различной мере серпентинизированных. На северо-восточном продолжении Куртушибинского офиолитового пояса (за пределами площади) в массивах того же комплекса выявлен ряд перспективных проявлений хромитов [21]. В целом площадь малоперспективна на выявление хромитового оруденения.

Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы. Заслуживают внимания многочисленные и часто контрастные геохимические аномалии лантана, лития, иттрия, бериллия и других элементов, которые на настоящее время не нашли своего отражения в минеральных формах и рудных концентрациях. По материалам геохимической основы выделены три аномальных геохимических поля средней перспективности и значительными геохимическими ресурсами.

Золото. Перспективы золото-сульфидно-кварцевого оруденения площади связаны с проявлениями, приуроченными к породам вулканогенно-терригенно-сланцевой (с элементами черносланцевой) формации Куртушибинского офиолитового пояса.

Коярдский прогнозируемый узел (1.1.1 Au) находится в северо-восточной части площади и охватывает поля распространения образований Куртушибинского офиолитового пояса и сопряженных с ними отложений Усинского прогиба (изербельская свита рифея и шиштыкская серия позднего силура). Узел выделяется по наличию россыпей, проявлений, пунктов минерализации и геохимических аномалий золота.

Макаровский прогнозируемый узел (1.1.2 Au) в юго-западном углу листа сложен тем же комплексом пород, но отличается широким развитием интрузивных образований Западно-Саянской плутонической серии в центре узла. Узел характеризуется наличием перспективных проявлений, в том числе Булановского и Бабушкинского с прогнозными ресурсами золота категории P_2 в 34 т, а также россыпей, пунктов минерализации и интенсивных геохимических аномалий золота.

Прогнозные ресурсы потенциальных золоторудных узлов на площади определялись по методу аналогии. Аналогом принят Верхнеамыльский золоторудный узел с апробированными ресурсами категории P_3 – 80 т, с удельной площадной продуктивностью $0,59 \text{ т/км}^2$ [70]. Узел находится в Куртушибинской минерагенической зоне и в его пределах известно малое месторождение Октябрьское [21]. Ресурсы Коярдского прогнозируемого золоторудного узла (1.1.1 Au) по категории P_3 составляют 95 т золота. Определялись они по формуле: $M = K \times m \times S$, где K – поправочный коэффициент подобия 0,5; m – удельная рудоносность эталонного узла $0,59 \text{ т/км}^2$; S – площадь Коярдского прогнозируемого золоторудного узла 322 км^2 .

Ресурсы Макаровского (Иджимского) прогнозируемых золоторудных узлов (1.1.2 Au) категории P_3 , при поправочном коэффициенте подобия 0,4 и площади узла 487 км^2 , составляют 115 т золота.

Россыпная золотоносность. Потенциал Туран-Ожу-Хутинского ЗРУ (1.0.1 Au) в пределах территории листа ограничен россыпями верховьев рек Туран и Стерлиг и левого притока последней – р. Бажи-Хем (юго-восточный склон Куртушибинского хребта). Это проявляется в широком развитии отложений горно-долинного оледенения, наложением ледниковых образований на котловинообразные долины, сформировавшиеся в условиях длительного погружения и захоронения ранее сформированных рыхлых отложений. Прогнозные (авторские) ресурсы золота по категории P_2 составляют для р. Туран (П-4-17) – 89 кг, верхнего течения р. Стерлиг (П-4-7,8,10) – 166 кг и для р. Бажи-Хем (П-4-3) 968 кг [83]. Всего по узлу в пределах листа – 1223 кг.

Россыпи по северо-западному склону Куртушибинского хребта входят в состав Усинского золоторудно-россыпного района, где известна одна разведанная россыпь руч. Весёлый (I-3-3) с разведанными запасами по категории C_2 – 141 кг золота. Остальные восемь россыпей на площади прогнозируются на известных шлиховых потоках, иногда со следами старых мускульных отработок с несохранившимися данными о строении «россыпей» и добычи золота. Они отнесены к россыпям с общими прогнозными ресурсами категории P_3 , которые составляют 1,6 т [47, 58]. Ограниченная россыпная золотоносность объясняется тем, что наряду с благоприятными факторами (коренная золотоносность вмещающих образований, наличие золотоносных кор выветривания) потенциальная россыпная золотоносность площади значительно снижается за счет неблагоприятных морфологических условий для формирования россыпей в пределах склонов Куртушибинского хребта.

Платина и ЭПГ. По своим петрографическим, геохимическим особенностям и уровню среза габбро-гипербазитовые массивы площади малоперспективны на выявление значительных объектов платины.

Асбест. Саяно-Иджимский нефрит-асбестоносный узел (1.0.2 asb, np) включает в себя три месторождения, в том числе Саянское, учитываемое Госбалансом, с запасами по категориям А+В+С₁ – 212 375 тыс. т руды (6435,3 тыс. т асбеста), многочисленные проявления и пункты минерализации хризотил-асбеста. Большинство из них сосредоточено в северной части узла, в пределах Куртушибинского габбро-гипербазитового массива. Иджимский массив, расположенный в юго-западной части узла, менее продуктивен. Прогнозные ресурсы узла приведены в табл. 1.

Т а б л и ц а 1

Прогнозные ресурсы асбеста Саяно-Иджимского нефрит-асбестоносного узла

Индекс клетки, номер	Месторождение, проявление	Прогнозные ресурсы, тыс. т		
		С ₂	Р ₁	Р ₂
II-3-2	Саянское месторождение	3529	1470	–
II-4-5	Коярдское месторождение	445	1000	–
III-2-13	Сатпыйское месторождение	41	242	–
II-3-5	Орешская залежь, проявление	194	420	–
III-2-14	Узюпское-II, проявление	–	175	368
III-2-21	Узюпское-I, проявление	–	116	116
III-3-3	Хата-Булунское, проявление	–	943	–
IV-2-7	Синтербинское, проявление	–	480	–
III-2-5	Карантинное (Карантинское), проявление	–	60	–
III-5-4	Омульское, проявление	–	30	–
III-3-7	Пичи-Токское I, проявление	–	3	3
III-3-10	Пичи-Токское II, проявление	–	8	–
III-3-13	Пичи-Токское III, проявление	–	3	–
IV-2-7	Синтербинское, проявление	–	480	–
Итого:		4209	5430	484

Примечание. Все запасы не утверждены, ресурсы не апробированы и приведены по материалам предшественников, кроме запасов Саянского месторождения.

Нефрит. Перспективность Саяно-Иджимского нефрит-асбестоносного узла (1.0.2 asb, np) на нефрит в силу специфичности сырья определяется запасами и ресурсами Куртушибинского месторождения. Они составляют по категории С₂ для нефрита-сырца 948,5 т, в том числе нефрита сортового – 445,3 т (Госбаланс) и по категории Р₁ – 1285,6 т нефрита-сырца [47].

На площади все известные и вновь выявленные объекты полезных ископаемых, включая разведанные месторождения асбеста и нефрита, перспективные проявления золота требуют дальнейшего доизучения, соответствующего следующим стадиям геологоразведочных работ. В первую очередь, это поисковые работы в пределах Макаровского и Коярдского прогнозируемых золоторудных узлов, которые планируются на включение в Перечень объектов ГРР по воспроизводству МСБ ТПИ за счет средств федерального бюджета на 2016 г. в качестве новых (конкурсных) объектов.

В связи с проектируемой железной дорогой Курагино–Кызыл приобретают важное значение объекты общераспространенных полезных ископаемых в ее притрассовой зоне. В первую очередь, это Саянское и Усинское средние месторождения строительного камня, приуроченные к породам иджимского габбро-гипербазитового комплекса, а также песчано-гравийных материалов, локализованные в четвертичных аллювиальных образованиях.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория листа расположена в пределах Саяно-Тувинской гидрогеологической складчатой области еХI-В (структура II порядка), входящей в Алтае-Саянскую сложную гидрогеологическую складчатую область gХI (структура I порядка) [91]. Она характеризуется сложным геологическим и тектоническим строением, орогидрографическими особенностями, наличием площади с островной мерзлотой. В структурно-тектоническом отношении выделяются области салаирской, каледонской и герцинской складчатости.

В зависимости от сочетания всех перечисленных факторов, а также морфологического строения района выделяются структуры III порядка (рис. 13): Западно-Саянский (еХI-В-1) и Восточно-Тувинский (еХI-В-3) гидрогеологические массивы, Усинский (еХI-В-2) и Турано-Уюкский (еХI-В-4) межгорные артезианские бассейны [19].

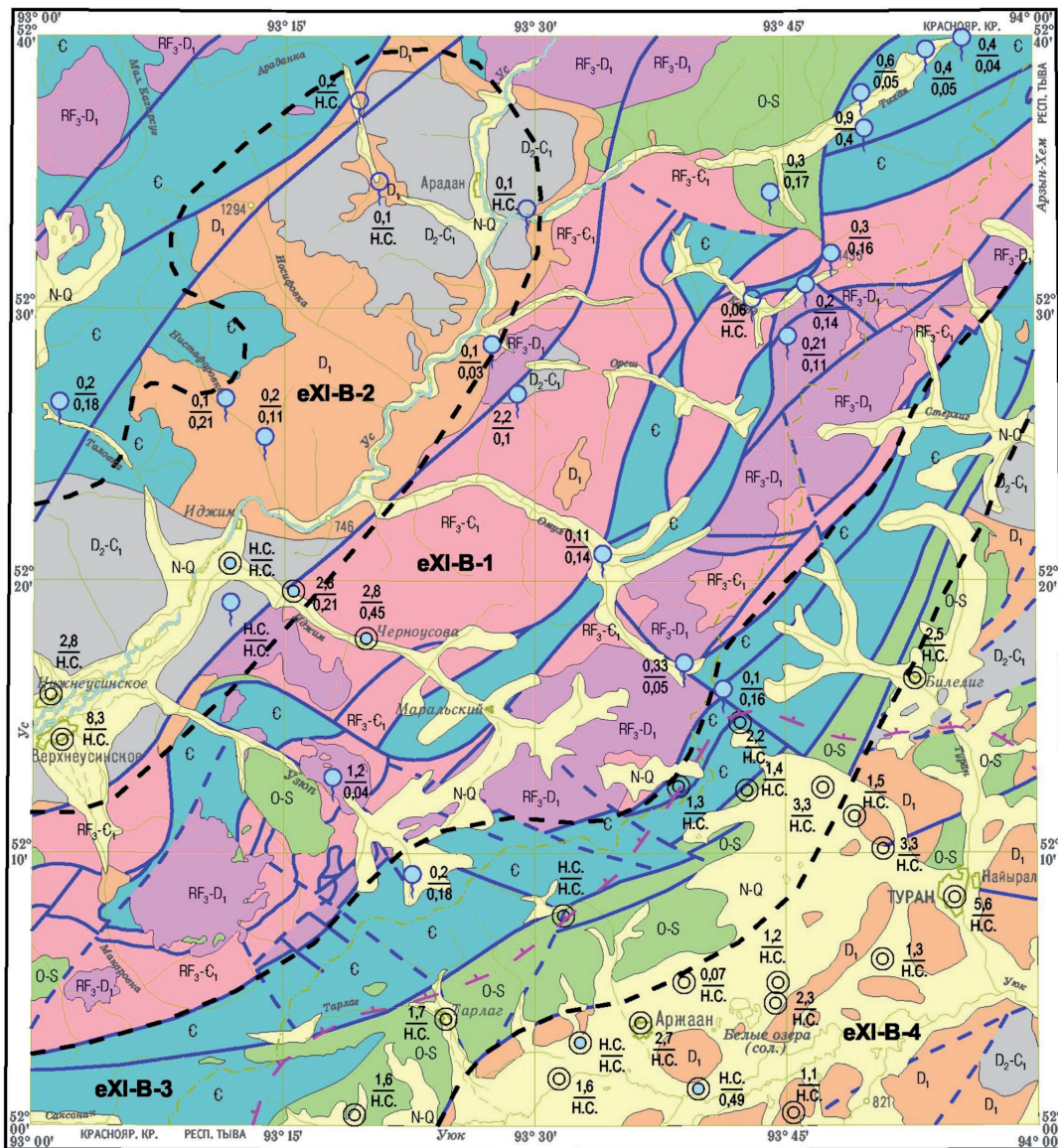
Усинский и Турано-Уюкский межгорные артезианские бассейны располагаются в основном в наложенных герцинских впадинах области каледонской складчатости, Западно-Саянский и Восточно-Тувинский гидрогеологические массивы – в областях салаирской и каледонской складчатости (табл. 2).

Таблица 2

Структурно-гидрогеологическое районирование листа N-46-XXXIV

Структурно-гидрогеологические единицы (порядок)			Структурно-тектонические единицы
I	II	III	
Алтае-Саянская сложная гидрогеологическая складчатая область gХI	Саяно-Тувинская гидрогеологическая складчатая область еХI-В	Западно-Саянский гидрогеологический массив (еХI-В-1)	Западно-Саянский синклиниорий Джебашский антиклинорий Куртушибинский офиолитовый пояс
		Восточно-Тувинский гидрогеологический массив (еХI-В-3)	Аласугский прогиб Хемчинский прогиб
		Усинский межгорный артезианский бассейн (еХI-В-2)	Усинский прогиб
		Турано-Уюкский межгорный артезианский бассейн (еХI-В-4)	Центрально-Тувинский прогиб Систигхемский прогиб

Исходя из стратиграфо-генетического принципа с учетом условий питания, разгрузки и гидравлических взаимосвязей на изученной территории выделяются следующие водоносные комплексы и зоны (рис. 13): водоносный неоген-четвертичный комплекс (N-Q), водоносная зона трещиноватости среднедевонско-нижнекаменноугольных карбонатно-терригенных образований (D₂-C₁), водоносная зона трещиноватости нижнедевонских осадочно-вулканогенных образований (D₁), водоносная зона трещиноватости ордовикско-силурийских карбонатно-терригенных образований (O-S), водоносная зона трещиноватости кембрийских кремнисто-карбонатно-сланцево-терригенных образований (Є), водоносная зона трещиноватости карбонатно-терригенно-кремнисто-сланцево-метабазальтовых образований (RF₃-C₁), водоносная зона трещиноватости верхнерифейско-нижнедевонских интрузивных пород (RF₃-D₁) [60].



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Гидрогеологическое районирование

- eXI-B-1** Гидрогеологические массивы: Западно-Саянский (eXI-B-1), Восточно-Тувинский (eXI-B-3); межгорные артезианские бассейны: Усинский (eXI-B-2), Турано-Уюкский (eXI-B-4)

Гидрогеологические подразделения

- N-Q** Водосносный неоген-четвертичный комплекс. Гравийно-галечниковые отложения с включениями валунов и песчаным, реже супесчаным и суглинистым заполнителем, супеси, суглинки с прослоями песков
- Водосносные зоны трещиноватости:**
- D₂-C₁** Среднедевонско-нижнекаменноугольные карбонатно-терригенные образования. Песчаники, алевролиты, туффиты, гравелиты и конгломераты
- D₁** Нижнедевонские осадочно-вулканогенные образования. Эффузивы основного, среднего и кислого составов, их туфы, туфоконгломераты, туфогравелиты и туфочесчаники
- O-S** Ордовикско-силурийские карбонатно-терригенные образования. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, реже известняки
- C** Кембрийские кремнисто-карбонатно-сланцево-терригенные образования. Метаморфизованные песчаники, метаморфические сланцы, порфириты и их туфы
- RF₃-C₁** Верхнерифейско-нижнекембрийские карбонатно-терригенно-кремнисто-сланцево-метабазальтовые образования. Метабазальты, туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, метаморфические сланцы, линзы известняков
- RF₃-D₁** Верхнерифейско-нижнедевонские интрузивные породы. Граниты, гранодиориты, диориты, габбро, реже перидотиты и серпентиниты

Границы гидрогеологических подразделений

Водосносные зоны разломов:
 а — установленные (а), предполагаемые (б)

Границы распространения многолетней мерзлоты островного типа

- Скважина
 - Источники
 - нисходящий
- Опорные водопункты: в числителе: для источников – дебит, для скважин – удельный дебит (дм³/с), в знаменателе – минерализация (г/дм³). Закраска соответствует химическому составу воды: синяя – с преобладанием гидрокарбонатного аниона, без закрашки – по составу нет сведений (н.с.)

Рис. 13. Гидрогеологическая схема листа N-46-XXXIV.

Водоносный неоген-четвертичный комплекс (N-Q) приурочен к аллювию речных долин крупных водотоков – Ус, Туран, Уюк и их притоков, элювиальным, делювиальным и пролювиальным образованиям. Обычно прослеживается по берегам рек в виде полос шириной 0,2–3 км, на отдельных участках ширина их достигает 5–6 км. В высокогорной части комплекс развит фрагментарно в пределах небольших по площади террас. Максимальная мощность данных отложений наблюдается в Центрально-Тувинском прогибе, где образуются грунтовые потоки. В скважинах в районе г. Туран воды комплекса встречены на глубинах от 13 до 65 м. Водовмещающие породы представлены гравийно-галечниковыми отложениями с включением валунов и песчаным, реже супесчаным и суглинистым заполнителем, супесями, суглинками с прослоями песков. Мощность комплекса достигает 20–100 м. Воды являются грунтовыми. На участках со значительными по площади прослоями суглинков могут возникать местные напоры. Комплекс характеризуется неравномерной водообильностью, которая определяется составом и мощностью водовмещающих пород. Дебиты скважин изменяются от 0,15 до 8,3 л/с при понижениях соответственно от 11,35 до 2,5 м. Дебиты родников составляют 0,05–54,0 л/с. По физическим свойствам: воды без цвета, запаха, вкуса, прозрачные, температура 0,3–11,5 °С (преобладает 2–3,7 °С). По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатно-натриево-кальциевые, по величине минерализации пресные (0,02–0,35 г/дм³), очень мягкие до умеренно жестких (общая жесткость 0,2–4,5 мг-экв/л), со слабощелочной, реже нейтральной реакцией (рН 7,2–8, реже 7), редко слабо кислой и щелочной. Питание грунтовых вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностными водотоками. Разгрузка осуществляется в речную сеть, в основном за счет подземного стока, иногда в виде родников. Используются грунтовые воды как источник питьевого водоснабжения населения, скота, для нужд промышленных предприятий.

Водоносная зона трещиноватости среднедевонско-нижнекаменноугольных карбонатно-терригенных образований (D₂-C₁) распространена на северо-западе и юго-востоке территории в бассейнах рек Ус, Уюк, Туран. Водовмещающие породы представлены трещиноватыми песчаниками, алевролитами, туффитами, гравелитами и конгломератами. Мощность водоносной зоны определена мощностью зоны активной трещиноватости пород, распространяющейся на глубину 100–150 м. Глубже залегают практически водоупорные породы. Глубина залегания колеблется от нескольких метров в нижних частях склонов до 50–70 м и более в верхних их частях. Водоразделы, как правило, сдренированы. По условиям залегания воды грунтовые, в зонах тектонических нарушений содержатся трещинно-жильные напорные воды. Величина напора может достигать 100 м. Зона залегает первой от поверхности, реже второй под горизонтами неоген-четвертичного возраста. Питание водоносной зоны осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков либо перетекания вод из горизонтов и комплексов, расположенных гипсометрически выше. Разгрузка осуществляется в речную сеть и в подстилающие водоносные горизонты и комплексы, в виде подземного стока, часто в виде родников, выходы которых приурочены главным образом к нижним частям склонов. Водообильность зоны достаточно хорошая. Она характеризуется дебитами родников и скважин. Дебиты скважин колеблются в пределах 0,07–2,7 л/с при понижениях 7,0–22,3 м. Дебиты родников составляют 0,1–10 л/с. По физическим свойствам воды прозрачные, без цвета, вкуса и запаха с температурой 0,4–7,2 °С. Воды пресные с минерализацией 0,06–0,34 г/дм³, от очень мягких до умеренно жестких. Общая жесткость – 1,2–4,8 мг-экв/л, с нейтральной и слабощелочной реакцией (рН 7,2–8). По химическому составу воды гидрокарбонатные со смешанным катионным составом с преобладанием ионов Са и Na. На изученной территории воды зоны не используются. Использование вод в дальнейшем в целях водоснабжения возможно путем бурения скважин в нижних частях склонов глубиной 30–100 м, а также в зонах тектонических нарушений. Подземные воды зоны в настоящее время не используются.

Водоносная зона трещиноватости нижнедевонских осадочно-вулканогенных образований (D₁) достаточно широко распространена на юго-востоке и северо-западе изученной территории. Водовмещающие породы представлены трещиноватыми эффузивами основного, среднего и кислого составов, их туфами, туфоконгломератами, туфогравелитами и туфочесчаниками. Мощность трещиноватой зоны в основном 100 м, а в зонах тектонических нарушений может достигать 2–3 км. Глубина залегания водоносной зоны колеблется от 2–5 м в нижних частях склонов до 30–70 м на приводораздельных участках. В Центрально-Тувинском прогибе эта зона залегает на глубине до 50–100, иногда 100–150 м под горизонтами неоген-четвертичного возраста, с которыми гидравлически связана. Верхние части склонов и водоразделы, как пра-

вило, сдренированы. По условиям залегания воды грунтовые, в Центрально-Тувинском прогибе напорные – пластово-трещинные, в зонах тектонических нарушений трещинно-жильные. Величина напора – 20–65 м. Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока вод из водоносных горизонтов и комплексов, залегающих гипсометрически выше. Разгрузка происходит в речную сеть и в подстилающие горизонты и комплексы в виде подземного стока и родников, выходы которых наблюдаются чаще в нижних и средних частях склонов. Водообильность характеризуется дебитами родников и скважин. По данным откачек, дебиты скважин колеблются в пределах 0,04–3,3 л/с (преимущественно 1–2 л/с) при понижениях соответственно 15,28–30 м. Дебиты родников составляют 0,01–10 л/с. Как видно из приведенных данных, водообильность зоны незначительная. По физическим свойствам воды прозрачные, без цвета, вкуса и запаха, с температурой 0,5–8,8 °С, преимущественно 2–3 °С. Воды с пониженной температурой приурочены к участкам развития островной мерзлоты. Воды пресные с минерализацией 0,03–0,35 г/дм³, от очень мягких до умеренно-жестких с общей жесткостью 1,1–4,6 мг-экв/л, с нейтральной и слабощелочной реакцией (рН 7,1–8,1). По химическому составу воды в основном гидрокарбонатные со смешанным катионным составом, преимущественно кальциево-магниевого, реже натриево-кальциевого. Воды этой зоны в целях водоснабжения используются очень незначительно. Однако в связи с достаточной водообильностью и хорошим качеством, воды можно использовать в целях водоснабжения путем бурения скважин глубиной 20–50 м в нижних частях склонов и 150–200 м в котловинах, а также путем каптажа высокодебитных родников, которые чаще приурочены к зонам тектонических разломов. Подземные воды этой зоны трещиноватости широко используются для водоснабжения в г. Туран. Здесь имеются более десятка скважин водозабора удовлетворительного и хорошего состояния. Дебит скважин колеблется в пределах 2–20 м³/ч [95].

Водоносная зона трещиноватости ордовикско-силурийских карбонатно-терригенных образований (O-S) распространена участками на севере, юге и юго-востоке территории. Водовмещающие породы представлены трещиноватыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, реже известняками. Водоносная зона приурочена к верхней трещиноватой зоне, ниже которой залегают практически водоупорные породы. Мощность этой зоны до 100 м и свыше 100 м в зонах тектонических нарушений. Глубина залегания подземных вод от нескольких метров в нижних частях склонов до 50–100 м на приводораздельных участках. Верхние части склонов и водоразделы, как правило, сдренированы. Водоносная зона залегает первой от поверхности, реже второй под горизонтами неоген-четвертичного горизонта. По условиям залегания воды грунтовые, в зонах тектонических нарушений, распространяющихся на большую глубину, существуют трещинно-жильные напорные воды. Величина напора 15–65 м. Питание водоносной зоны осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и таяния снежников, в меньшей степени за счет подтока вод из горизонтов и комплексов, залегающих гипсометрически выше. Разгрузка происходит в речную сеть в виде подземного стока либо в виде родников, выходы которых обычно приурочены к нижним и средним частям склонов, а также в виде перетекания в подстилающие горизонты и комплексы. Водоносная зона характеризуется достаточной водообильностью с дебитами родников 0,01–10 л/с. По физическим свойствам воды прозрачные, без цвета, запаха и вкуса, с температурой 0,2–7,5 °С, обычно около 3–4 °С. Пресные с минерализацией 0,02–0,23 г/дм³, от очень мягких до умеренно жестких (общая жесткость 0,3–3,8 мг-экв/л), с реакцией от слабокислой до слабощелочной (рН 6,5–8,2). По химическому составу воды гидрокарбонатные, реже гидрокарбонатно-хлоридные со смешанным катионным составом, с преобладанием иона Са. Воды этой зоны не используются. Использовать их можно путем бурения скважин глубиной 20–100 м в нижних частях склонов и каптажа высокодебитных родников. Подземные воды зоны малоприспособны для употребления из-за повышенного содержания фтора – 2,7 мг/дм³. Они ограниченно используются действующими скважинами водозабора в пос. Билелиг и г. Туран.

Водоносная зона трещиноватости кембрийских кремнисто-карбонатно-сланцево-терригенных образований (С) довольно широко распространена в центральной и северо-западной частях территории. Водовмещающими породами являются трещиноватые метаморфизованные песчаники, метаморфические сланцы, порфириды и их туфы. Мощность водоносной зоны определяется мощностью зоны активной трещиноватости, распространяющейся на глубину до 100 м. Глубже залегают практически водоупорные породы. Глубина залегания грунтовых вод колеблется от нескольких метров в днищах долин, увеличиваясь вверх по склону до 50–70 м. Верхние части склонов и водоразделы практически сдренированы. По условиям залегания во-

ды грунтовые, в зонах тектонических нарушений содержатся трещинно-жильные напорные воды. Величина напора – до 10–100 м. Данная зона залегает первой от поверхности, реже второй под неоген-четвертичным горизонтом, с которым гидравлически связана. Питание ее осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, талых вод и подтока подземных вод из горизонтов и комплексов, залегающих гипсометрически выше. Разгрузка происходит в речную сеть и в виде родников, выходы которых приурочены к нижним, реже средним частям склонов. Родники обычно нисходящие. В зонах тектонических нарушений преобладают восходящие. Водообильность зоны характеризуется дебитами родников и скважин. Дебиты скважин составляют 0,2 и 2,7 л/с при понижениях соответственно 4,4 и 5 м. Дебиты родников 0,01–10 л/с. Водообильность и фильтрационные свойства водовмещающих пород достаточно хорошие. По физическим свойствам воды прозрачные, без вкуса, цвета. Воды пресные с минерализацией 0,01–0,16 г/дм³, очень мягкие (общая жесткость 0,1–1,2 мг-экв/л), реже мягкие и умеренно жесткие (общая жесткость 1,6–4,5 мг-экв/л) с нейтральной, слабокислой и слабощелочной реакцией (рН 6,4–8). По химическому составу воды гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные со смешанным катионным составом с преобладанием иона Са. В настоящее время воды зоны используются водозаборными скважинами пос. Шивилиг. В связи с хорошей водообильностью в дальнейшем эту зону можно будет использовать в целях водоснабжения. Для этого необходимо бурить скважины глубиной 20–100 м в основаниях склонов и каптировать высокодебитные родники.

Водоносная зона трещиноватости верхнерифейско-нижнекембрийских карбонатно-терригенно-кремнисто-сланцево-метабазальтовых образований (RF₃-C₁). Водоносная зона широко распространена преимущественно в центральной части изученной территории. Водовмещающими породами являются трещиноватые метабазальты, туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, метаморфические сланцы, линзы известняков. Мощность зоны определена мощностью коры выветривания, которая распространяется на глубину до 100 м. Глубина ее залегания колеблется от нескольких метров в днищах долин и нижних частях склонов до 50–70 м и в верхних частях. Воды водоносной зоны, залегающие иногда под горизонтами неоген-четвертичного комплекса, отмечаются на глубине 70–120 м. Верхние части склонов и водоразделы, как правило, сдренированы. По условиям залегания воды грунтовые. На участках, где водоносная зона залегает второй от поверхности, могут содержаться напорные воды (величины напоров 20–100 м). В зонах тектонических нарушений содержатся напорные трещинно-жильные воды, к которым приурочены максимальные напоры. Питание подземных вод осуществляется за счет атмосферных осадков либо подтока из горизонтов, расположенных гипсометрически выше. Разгрузка осуществляется в речную сеть в виде подземного стока и в виде родников, выходы которых обычно приурочены к нижним и средним частям склонов, а также в виде перетекания в подстилающие водоносные горизонты. Водообильность этой зоны характеризуется дебитами родников и скважин. Дебиты скважин составили 2,2 и 1,9 л/с, при понижениях соответственно 5 и 56 м. Дебиты родников – 0,01–10 л/с. Это указывает на достаточно хорошую водообильность этих пород. По физическим свойствам воды прозрачные, без цвета, вкуса, запаха, с температурой 0,2–10,5 °С, преимущественно около 5 °С. Воды пресные с минерализацией 0,02–0,55 г/дм³, от очень мягких до умеренно жестких (общая жесткость 0,2–4,5, преимущественно 0,2–1 мг-экв/л), с нейтральной, слабощелочной и слабокислой реакцией (рН 6,5–8,2). По химическому составу воды гидрокарбонатные, реже хлоридно-гидрокарбонатные, со смешанным катионным составом, с преобладанием иона Са. В связи с достаточной водообильностью и хорошим качеством воды зоны можно использовать в целях водоснабжения путем бурения скважин в нижних частях склонов и днищах долин глубиной до 70 м и каптирования высокодебитных родников.

Водоносная зона трещиноватости верхнерифейско-нижнедевонская интрузивных пород (RF₃-D₁) широко распространена в основном в центральной части территории и участками на севере и северо-западе. Водовмещающими породами являются трещиноватые граниты, гранодиориты, диориты, габбро, реже перидотиты и серпентиниты. Мощность водоносной зоны распространяется на глубину 100–150 м, а в зонах разрывных тектонических нарушений может достигать 2–3 км. Глубина залегания подземных вод колеблется от 1–6 м, увеличиваясь вверх по склону до 30–150 м. Верхние части склонов и водораздельные участки, как правило, сдренированы. Водоносная зона залегает первой от поверхности, реже под горизонтами неоген-четвертичного комплекса, с которыми имеет гидравлическую связь. Воды грунтовые. При залегании их под другими горизонтами могут наблюдаться напоры, величина которых колеблет-

ся в пределах 10–35 м. В зонах тектонических нарушений содержатся напорные трещинно-жильные воды, где возможны напоры до 100 м. Питание зоны осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, талых вод и за счет подтока подземных вод из перекрывающих водоносных горизонтов и комплексов. Разгрузка – в речную сеть и в горизонты, залегающие гипсометрически ниже, в виде подземного стока и часто в виде родников, выходы которых приурочены главным образом к нижним частям склонов. Водообильность зоны характеризуется дебитами 79 обследованных родников и единичных скважин [60]. Дебиты родников колеблются в пределах 0,01–45 л/с. Дебиты скважин составляют 0,08 и 28,68 л/с при понижениях соответственно 1,3 и 34 м. Эти данные говорят о хорошей водообильности этих пород. По физическим свойствам воды прозрачные, без вкуса и запаха, с температурой 0,2–11 °С, преобладает 3–5 °С, пресные с минерализацией 0,01–0,42 г/дм³ (преобладает 0,06 г/дм³), от очень мягких до умеренно жестких, единично – жесткие, общая жесткость – от 0,1 до 4 мг-экв/л, с нейтральной, реже слабокислой и слабощелочной реакцией (рН 6,5–8,2). По химическому составу воды гидрокарбонатные, реже гидрокарбонатно-хлоридные с пестрым катионным составом, преобладает ион Са. Воды этой зоны частично используются для водоснабжения животноводческих ферм. В связи с хорошей водообильностью и хорошими питьевыми качествами они могут быть использованы для организации централизованного водоснабжения путем бурения скважин (глубиной до 50 м) в нижних частях склонов и в днищах долин и каптирования многих высокодебитных родников.

Поверхностные воды. В пределах изученной территории широко распространены поверхностные воды. Это воды рек и речек, менее распространены воды озер. Основными водными артериями территории являются реки Ус, Туран и Уюк и их крупные притоки. По физическим свойствам поверхностные воды прозрачные, без цвета, вкуса и запаха, пресные с минерализацией 0,01–0,27 г/дм³. Воды в основном очень мягкие и средней жесткости (общая жесткость 0,2–2,2 мг-экв/л) с нейтральной и слабощелочной реакцией (рН 6,8–8). По химическому составу воды гидрокарбонатные, реже гидрокарбонатно-хлоридные, кальциевые, кальциево-магние-вые. Поверхностные воды по питьевым качествам пригодны для организации водоснабжения поселков и промышленных предприятий. Водозаборы необходимо делать выше по течению от населенных пунктов, с обязательным устройством зоны санитарной охраны и очистными сооружениями.

Многолетняя мерзлота. В районе развита многолетняя мерзлота островного типа. Острова многолетней мерзлоты приурочены в основном к склонам северной экспозиции и высотами более 1700 м. Площадь развития островов значительно уступает площади их отсутствия. Мощность мерзлых пород 5–50 м. В днищах долин мерзлота, как правило, отсутствует, за исключением заболоченных участков. На участках развития островов мерзлоты распространены надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные воды, которые могут иметь небольшие местные напоры – до 10 м. О существовании мерзлоты свидетельствуют многочисленные малодебитные (до 1 л/с) родники, которые имеют обычно рассеянные выходы. Вода в родниках имеет обычно температуру от 0,5 до 2 °С. Значительного влияния на водообильность и формирование вод в районе островная мерзлота не имеет.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Эколого-геологические исследования на территории листа не проводились за исключением ряда специализированных работ по определению токсичных металлов и радиоцезия в почвах Турано-Уюкской котловины [32, 38], эколого-географической диагностики природно-хозяйственных систем межгорных котловин [4]. Для геоэкологической оценки состояния территории использовались изданные и фондовые геологические материалы, научные публикации и авторская оценка современного состояния природной среды.

Площадь приурочена большей частью к хозяйственно неосвоенным природным ландшафтам, поэтому при оценке эколого-геологической обстановки учитывалась в основном интенсивность опасных (неблагоприятных) природных объектов.

Площадь листа географически приурочена к Западно-Саянской горно-таежной области в составе семиаридной крайне континентальной, центрально-азиатской ландшафтной зоны. Выделены пять природных ландшафтов, различающиеся по макрорельефу, литологии коренных пород, почвам, растительности, которые относятся к трем морфоструктурным областям: денудации, транспортировки и аккумуляции.

К областям денудации отнесены следующие ландшафты:

- грядовый низко- и среднегорный рельеф хребтов Западного Саяна и Тувинского нагорья (1);
- низкогорный рельеф впадин и котловин Западного Саяна и Тувинского нагорья (2).

К морфоструктурной области транспортировки отнесены – русла и поймы рек и днища долин в их верховьях (3).

К областям аккумуляции отнесены ландшафты:

- долинный террасовый рельеф (4);
- низкогорный холмистый рельеф, образованный ледниковыми отложениями и древними аллювиальными и пролювиальными конусами выноса (5).

Грядовый низко- и среднегорный рельеф хребтов Западного Саяна и Тувинского нагорья (1) занимает основную часть площади на абс. выс. 1500–2466 м.

В этом ландшафте преобладают элювиальные, делювиальные и солифлюкционные отложения в различных сочетаниях. Здесь часто встречаются гребневидные водоразделы. На крутых склонах возможно локальное проявление процессов осыпеобразования. Мощность рыхлых кайнозойских отложений не превышает 5 м, но локально может достигать 100 м. Максимальные высотные отметки – до 2466 м. Поднятие территории за весь неоген-четвертичный этап – до 1400 м. Отложения элювиальные, солифлюкционные, коллювиальные. Почвенный слой обычно представлен маломощными горно-таежными, реже горно-тундровыми и лесотундровыми подзолистыми почвами. Растительность на каменистых склонах лишайниковая, на выложенных поверхностях – мохово-лишайниковая, на склонах – кедровое редколесье и кедрово-лиственничные леса.

В связи с продолжающимся процессом горообразования здесь фиксируются множество слабых землетрясений, иногда сильные и редко катастрофические.

Геохимические и геодинамические потенциалы данной территории имеют среднюю устойчивость. Эколого-геологическая оценка в целом благоприятная, за исключением локальных участков возможного образования сейсмообвалов и осыпей.

Низкогорный рельеф впадин и котловин Западного Саяна и Тувинского нагорья (2) занимает треть площади листа. Располагается на абс. отм. от 700 до 1300 м. Рельеф имеет эрозионно-тектонический характер. Впадины и котловины сложены галечниками, песками, супесями, суглинками и глинами мощностью в десятки метров (максимально до 145 м), нередко с островной многолетней мерзлотой. Над относительно выровненной озерной поверхностью Турано-

Уюкской котловины, сложенной мощной толщей глинистых отложений, выступают отдельные конусовидно-овальные и гривистые эрозионные останцы кендейской свиты нижнего девона.

Поверхность склонов впадин и котловин пологонаклонная, покрыта густой таежной растительностью, в южной части территории склоны остепненные, вплоть до настоящих степей.

Геохимическая и геодинамическая устойчивость данных ландшафтов высокая. Они практически без изменений существуют на протяжении всего неоплейстоцена. Эколого-геологическая оценка в целом удовлетворительная, т. к. состояние среды нарушено мало. Опасные природные процессы и объекты (заболачивание, оврагообразование и др.) слабы по интенсивности и проявлены локально.

Русла и поймы рек и днища долин в их верховьях (3) в морфоструктурной области транзита осадков приурочены к долинному рельефу. Весьма подвижный ландшафт, который образуют русловые аллювиальные отложения. Днища долин в верховьях сложены аллювиальными и пролювиальными молодыми осадками ближнего транзита, являющиеся основным поставщиком материала для русловых аллювиальных образований. Осадки представлены валунно-галечниками, галечниками, реже песками, супесями и суглинками. Леса смешанные, на юге – степь, почвы в основном черноземные.

По геохимической и геодинамической устойчивости данный ландшафт отнесен к малоустойчивым. На протяжении голоцена он находится в постоянном развитии из-за боковой эрозии. Эколого-геологическая оценка напряженная, т. к. состояние среды нарушено значительно. Опасные природные процессы и объекты (заболачивание, оврагообразование и др.) проявлены широко, но локально. К данному ландшафту приурочена максимальная на листе техногенная нарушенность карьерами, селениями, дорогами, свалками, сельскохозяйственными полями, фермами.

Долинный террасовый рельеф (4) включают в себя речные террасы, речные поймы с озерно-аллювиальным накоплением, а также древние озерные осадки на бортах котловин. Аллювиальные, озерно-аллювиальные и озерные отложения всех форм этого ландшафта представлены галечниками, песками и супесями с включениями торфа, мощными глинистыми отложениями. Растительность смешанная, степная на юге. Древние озерные отложения образуют самый устойчивый ландшафт, они находятся практически в неизменном виде в течение всего неоплейстоцена. Геохимическая и геодинамическая устойчивость низкая.

Низкогорный холмистый рельеф, образованный ледниковыми отложениями и древними аллювиальными и пролювиальными конусами выноса (5), развит локально у западной рамки листа и в его центре – на северо-западном склоне Куртушибинского хребта. Рельеф ледниковых отложений типичный моренный холмисто-западинный. Образован он в стадию Башхемского оледенения долинным ледником в верховьях р. Озерная. Рельеф древних аллювиальных и пролювиальных конусов выноса приурочен к долинообразным понижениям в верховьях водотоков и в сквозных долинах между ними. Мощность рыхлых полигенетических осадков в их пределах составляет десятки метров, иногда достигая 100 м.

Геолого-экологический потенциал данного ландшафта устойчивый, а геодинамический имеет среднюю устойчивость. Эколого-геологическая оценка в целом благоприятная.

Кроме пяти природных ландшафтов на площади листа локально развит техногенный ландшафт.

Отвалы золотодобычных работ (6) приурочены к долинному рельефу руч. Весёлый (левого притока р. Тихая), относятся к аккумулятивной морфоструктурной области. Сложены валунными суглинками, супесями, дресвой и щебнем. Почв нет, густой древесный подрост.

Геолого-экологический и геодинамический потенциалы имеют среднее значение устойчивости. Эколого-геологическая оценка в целом благоприятная.

Геокриологические условия площади типичны для южной зоны многолетнемерзлых пород с островным характером их развития. Глубина сезонного промерзания и протаивания пород составляет в среднем от 0,3 до 1,0 м. Минимальная мощность островной мерзлоты отмечается для суглинков пойм и нижних террас, озерных и болотных отложений, максимальная – до нескольких десятков метров предполагается для долины р. Ус, где мерзлота, наряду с неотектоническим подпором их стока, способствует накоплению мощных толщ аллювия, препятствуя его размыву во время весенних половодий.

Степень интенсивности и опасности загрязнения площади оценивалась по результатам опробования потоков рассеяния через величину суммарного коэффициента загрязнения (Z_c) в донных осадках, которая определялась по формуле:

$$Z_c = K \cdot (n-1),$$

где n – число определяемых элементов; K – коэффициент концентрации элемента по отношению к фону с использованием элементов, относящихся к 1–3-ему классу опасности (Pd, Zn, Co, V, Cr, Ni, Vn, Mo, Ba, Be, Sr, B, Bi, W, Cd, As, Sb).

Пять локальных аномалий, обусловленных сочетанием различных элементов с низким небезопасным ($Z_c < 8$) уровнем природного загрязнения, отмечаются на всей площади, занимая порядка 20% территории – на схеме не показаны. Одиннадцать аномалий Ni, Cr, W, Co, Cu, Mn, Mo, Pb, Sr, Y, La, Li, B с умеренно-опасным уровнем загрязнения $8 < Z < 16$ зафиксированы в истоке р. Араданка, на водоразделе правых притоков р. Ус от р. Араданка до р. Таловка, в среднем течении р. Коярд, ее верхнем течении и на водоразделе с р. Стерлиг, на водоразделе рек Омул и руч. Бажиник-Хем, в низовьях р. Макаровка, на водоразделе руч. Сатпый и р. Узюп, в верховьях р. Туран, у озер Кислые и по р. Уюк. Три аномалии Y, La, Li, Ni, Cr, Co, Mo, Sr, B с опасным уровнем загрязнения $16 < Z < 32$ выявлены в верховьях р. Стерлиг, на водоразделе правых притоков р. Ус от руч. Черемуховый до р. Нистафоровка, у озер Белые. Одна аномалия с катастрофическим уровнем загрязнения $Z > 32$ охватывает р. Ус в приустьевой части руч. Иосифовка, долину самого ручья в нижнем течении, долину следующего вниз по течению р. Ус ручья. Все аномалии являются природными и связаны с геохимической специализацией горных пород и рыхлых образований.

Территория листа, особенно ее горная часть, является ареной деятельности достаточно интенсивных геологических процессов. Здесь распространены гравитационные и сейсмогенные (обвалы, осыпи и др.), речная и овражная эрозия. Вся площадь листа, за исключением большей части Турано-Уюкской котловины, относится к территории с развитием островной мерзлоты [60], которая способствует развитию мерзлотных процессов (термокарст, мерзлотное пучение, солифлюкция и др. В связи со строительством и дальнейшей эксплуатации железнодорожной ветки Курагино–Кызыл необходимо будет учитывать проявления этих процессов. Большой же частью они наблюдаются в труднодоступных, горных, необжитых районах и большой опасности для человека не представляют.

На территории листа находится южная часть заповедника «Ергаки». На схеме показана граница ее заповедной части. Охранная граница проходит южнее, по левобережью р. Ус, далее следует по р. Таловка. В южной части листа в пределах Турано-Уюкской котловины находится небольшой по площади (112 га) филиал Национального музея им. Алдан Маадыр (ранее кластер ГПП «Тайга» – Государственный историко-культурный музей-заповедник «Долина Царей»), который приурочен к археологическому памятнику федерального значения «Аржаан-2». Нами предлагается перевести в заповедный статус площадь всей т. н. «Долины Царей» (см. схему памятников природы).

По величине гамма-излучения на территории России выделяют три зоны природной радиации: пониженная (до 600 мкЗв/год), умеренная (600–900 мкЗв/год) и высокая (более 1250 мкЗв/год). Площадь листа относится к территориям с высокой природной радиацией. Наибольший вклад сюда внесли эффузивы раннего девона, имеющие наибольшее развитие в пределах Центрально-Тувинского и Усинского прогибов. Их радиоактивность составляет 25–40 мкР/ч (эффективная доза излучения 2200–3400 мкЗв/год).

Каталог природных ореолов загрязнения приведен в табл. 3.

Эти породы послужили основным материалом для формирования осадочных отложений от средне-верхнедевонского и карбонового до кайнозойского возраста включительно, развитых в пределах этих прогибов. Этим объясняется здесь повышенное содержание урана в осадочных породах. В 1995 г. на территории Тывы (соответственно и на тувинской части листа) была выполнена оценка степени загрязнения ландшафтных комплексов тяжелыми металлами, токсикогенами и радионуклидами естественного и искусственного происхождения. Определялись содержания искусственных радионуклидов Cs-137 и Sr-90 в почвах, лесном опаде и мхах. Геохимическое изучение природного фона позволило авторам сделать вывод о современном радиационном благополучии среды обитания человека почти на всей территории Тывы, в т. ч. и части характеризуемого листа [32].

Комплекс современных экзогенных геологических процессов связан как с проявлениями природных неблагоприятных факторов, так и с антропогенным воздействием.

Техногенная нарушенность территории, связанная с деятельностью человека, пока еще относительно небольшая. Здесь находятся один город, три поселка и около 10 постоянных сель-

ских поселений с общим количеством жителей менее 10 000 человек. Наиболее техногенно переработаны почвы Турано-Уюкской котловины, подвергающиеся сельскохозяйственной обработке уже несколько тысяч лет и особенно интенсивно в наше время, а также интенсивному пастбищному скотоводству. Турано-Уюкская котловина на протяжении тысячелетий была своего рода перекрестком, где сходились и взаимодействовали различные народы. Их техногенное влияние выразилось в дорогах, множестве могильников, среди которых присутствуют и огромные, которые приурочены к т. н. «Долине Царей», являющейся филиалом ГПП «Тайга». Для их постройки были перемещены значительные массы горных пород. В летний период р. Ус является популярной среди рыбаков и туристов. Немалое влияние на нее оказывает автострада Красноярск–Госграница (М-54). Выявленное загрязнение почв свинцом приурочено к участкам, расположенным вдоль автомобильных дорог. В настоящее время начато строительство железной дороги Курагино–Кызыл.

Т а б л и ц а 3

Каталог природных ореолов загрязнения

Номер ореола	Элементный состав ореола/ среднее значение коэффициента концентрации	Число проб	Основные элементы-загрязнители	Среднее значение коэффициента загрязнения
1	Sr _{4.7} , Pb _{3.5} , Cu _{2.5} , Ba _{2.0} , B _{1.9} , Sb _{1.5} , Zn _{1.5}	7	SrPbCu	13,8
2	Y _{6.5} , La _{3.8} , Li _{2.5} , Pb _{1.7}	101	YLaLi	15,0
3	Y _{6.0} , La _{4.7} , Li _{3.3} , Pb _{3.0} , Mo _{2.0} , Be _{1.8}	46	YLaLi	18,7
4	Ni _{6.7} , Cr _{5.2} , Co _{2.6} , Mn _{1.7}	31	NiCrCo	15,3
5	Cr _{7.0} , Ni _{5.8} , Co _{2.3} , Mn _{1.6}	58	CrNiCo	14,5
6	Cr _{14.3} , Ni _{12.2} , Co _{4.2}	120	CrNiCo	29,6
7	Y _{27.4} , La _{18.1} , Be _{6.1} , Li _{3.0} , Mo _{2.0} , Pb _{1.8}	23	YLaBe	55,5
8	Cr _{11.6} , Ni _{3.7} , Co _{1.7} , Sr _{1.7} , Mn _{1.4}	48	CrNiCo	15,7
9	Ni _{5.2} , Cr _{4.6} , Co _{2.0}	92	NiCrCo	11,0
10	Sr _{8.5} , Mn _{1.5} , Pb _{1.4}	17	SrMnPb	11,1
11	Mn _{3.3} , Mo _{2.3} , Ni _{2.0} , Co _{2.0} , Cr _{1.8} , Cu _{1.8} , Zn _{1.8}	10	MnMoNi	10,6
12	Ni _{10.4} , Cr _{2.6} , Co _{2.2} , Pb _{1.6}	37	NiCrCo	15,1
13	Sr _{9.2} , W _{2.9} , B _{1.7}	10	SrWB	13,2
14	Sr _{26.7} , Mo _{3.9} , B _{2.1} , Mn _{1.4}	9	SrMoB	31,2
15	Sr _{12.7} , B _{2.6} , Mo _{1.7} , Mn _{1.5}	6	SrBMo	16,0

Турано-Уюкская котловина уже несколько тысяч лет используется для орошаемого земледелия. Особенно интенсивно это происходило в XX веке. Распахивание степных почв привело к их активному ветровому переносу. За последние 25 лет площадь, подверженная дефляции, увеличилась почти в три раза. Пыльные бури способствуют уменьшению содержания гумуса в почве: его количество с 1986 по 2009 г. уменьшилось почти в два раза – с 2,6 до 1,4% [3]. В связи с этим стал использоваться безотвальный способ сева.

На фоне благоприятных и удовлетворительных экосистем на территории листа выделяются локальные участки (два случая) напряженного (долина р. Уюк и верховья руч. Кадырлыр), в одном случае – катастрофического (водораздел правых притоков р. Ус – Иосифовка–Нистафоровка) состояния. В целом же можно констатировать, что современное состояние экосистем территории листа благоприятное и удовлетворительное, но тревожное и при возрастании техногенной нагрузки может перейти в напряженное состояние.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных работ составлен комплект Гостгеолкарты-200 листа N-46-XXXIV (Макаровская площадь), включающий в себя геологическую карту донеогеновых образований, карту неоген-четвертичных образований, карту полезных ископаемых и закономерностей их размещения. Две последние карты для Макаровской площади составлены впервые. Комплект подготовлен в рамках Легенды Западно-Саянской серии для карт масштаба 1 : 200 000.

Обобщены материалы крупномасштабного геологического картирования, тематических и поисковых исследований, проведенных на данной площади и смежных территориях, полевых и камеральных работ, выполненных в рамках ГДП-200 и подготовке к изданию Гостгеолкарты-200. В результате проведенных работ уточнены геологические границы, литологический и петрографический составы, формационная принадлежность стратонев и интрузивных комплексов как известных, так и вновь выявленных, строение и возрастное положение тектонических структур.

В пределах площади выделены две складчатые системы: Западно-Саянская и Восточно-Тувинская. В составе первой выделяются: Куртушибинский офиолитовый пояс, Джебашский антиклинорий, Западно-Саянский синклинорий, Аласугский, Хемчикский и Усинский прогибы. Впервые тектоническая позиция Куртушибинского ОП определена как сутурная зона, возникая на границе двух аккреционных призм – Западно-Саянской и Восточно-Тувинской.

В Куртушибинском офиолитовом поясе выделены образования позднего рифея–венд–раннего кембрия (коярдская, макаровская и орешская толщи), прежде относившиеся к породам чингинской свиты раннего кембрия. По результатам полевых и камеральных работ, стратотип коярдской толщи, выделенный Н. Л. Добрецовым (1977 г.) в верховьях р. Коярд, на настоящее время не отвечает требованиям Стратиграфического кодекса. В качестве парастратотипа предложен разрез на водоразделе рек Макаровка–Терешкина с сохранением принятого в легенде названия толщи. По ретроспективным данным достоверно подтвердился раннекембрийский возраст отложений орешской толщи (по сборам комплекса нижнекембрийских водорослей). По анализу петрохимического состава базальтоидов Куртушибинской офиолитовой ассоциации на диаграммах TAS, AFM, Т. Х. Пирса и Н. Л. Добрецова можно сделать вывод, что упомянутые базальтоиды формировались в различных геодинамических обстановках, а в настоящее время совмещены в офиолитовом меланже Куртушибинской сутуры. Джебашский антиклинорий сложен метаморфизованными породами изербельской и амыльской свит венд–раннекембрийского возраста. Западно-Саянский синклинорий представлен карбонатно-терригенной буйбинской свитой нижнего кембрия. Все три свиты вышеприведенных структур ранее описывались как джебашская серия. Аласугский прогиб выполнен отложениями вулканогенно-терригенной одноименной серии среднего–верхнего кембрия, где выявлено наличие эффузивов кислого состава и их туфов среди преобладающих терригенных отложений. По результатам литолого-стратиграфических и палеонтологических исследований разрезов отложений малиновской серии и атчольской свиты Хемчикского прогиба установлена насыщенность серии фауной трилобитов, брахиопод, конодонтов и других, что позволило уточнить возрастной интервал ее распространения. Откартированы нормальные стратиграфические соотношения между отложениями ордовика и атчольской свиты силура. Выделены шиштыкская серия и федоровская свита позднего силура. Установлено трансгрессивное залегание отложений шиштыкской серии на изербельской свите венда с базальными конгломератами в основании и с угловым несогласием. Усинский прогиб сложен вулканогенными образованиями нижнего девона, которые ранее описывались в составе единой кызылбулакской серии.

В составе Восточно-Тувинской складчатой системы выделены Систигхемский и Центрально-Тувинский прогибы. В пределах Систигхемского прогиба составлены детальные разрезы

дерзигской свиты и установлены новые площади ее распространения. Проведены собственные сборы брахиопод в известняках дерзигской свиты, подтверждающие их ранне-позднесилурийский возраст. Центральнo-Тувинский прогиб нацело сложен вулканогенными образованиями кендейско-саглинского вулканического комплекса. Для субвулканических образований получены результаты U-Pb датирования по цирконам (417 млн лет), подтверждающие раннедевонский возраст комплекса. Терригенные отложения среднего–верхнего девона и вулканогенно-терригенные породы нижнего карбона выполняют мульды, наложенные на вышеперечисленные структуры. Венчают стратиграфический разрез площади покровные образования палеогеновых базальтов.

В пределах Западно-Саянской складчатой системы широко развиты интрузивные образования бичебалыкского, большепорожского и джойского комплексов. Полученные радиоизотопные датировки из пород большепорожского комплекса показали возраст равный 423–426 млн лет. На основании приведенных возрастных датировок данных возраст комплекса принят позднесилурийским (лудлов–пржидол). Для джойского комплекса получены результаты U-Pb датирования по цирконам (407–418 млн лет), что четко устанавливает раннедевонский возраст комплекса.

На карте неоген-четвертичных образований выделены неогеновый аллювий и пролювиально-делювиальные образования сушинской свиты, эоплейстоценовые аллювий и лимний. На некоторых участках долины р.Ус выявлен комплекс средних и высоких террас. Установлено также, что Турано-Уюкская котловина на протяжении плейстоцена существовала практически в неизменном виде. Данные спорово-пыльцевых анализов не подтверждают масштабных оледенений региона. Наоборот, по СПК определено, что климат района на протяжении плиоцена–неоплейстоцена был всегда более теплым, чем современный.

При рассмотрении существующих перспектив развития минерально-сырьевой базы по видам полезных ископаемых, известных и прогнозируемых, необходимо учитывать динамику экономического развития территории, в связи со строительством железной дороги, проходящей по территории листа. На площади находятся разведанные месторождения асбеста, нефрита и строительных материалов, а также перспективные проявления золотого оруденения. Саяно-Иджимский нефрит-асбестоносный узел (1.0.2) включает в себя три месторождения асбеста, в том числе промышленные, Саянское, учитываемое Госбалансом, с запасами по категориям $A + B + C_1 - 212\ 375$ тыс. т руды (6435 тыс. т асбеста). Нефритоносность узла определяется запасами, учитываемыми Госбалансом, Куртушибинского месторождения, которые составляют по категории C_2 для нефрита-сырца 948,5 т, в том числе нефрита сортового – 445,3 и 1285,6 т нефрита-сырца. Прогнозные ресурсы месторождений оцениваются по категории P_1 . Перспективы золотого оруденения определяются двумя потенциальными узлами – Макаровским (Иджимским) и Коярдским с прогнозируемыми ресурсами категории P_3 115 и 95 т соответственно. Узлы рекомендуются авторами для проведения дальнейших стадий поисковых работ. В пределах Макаровского (Иджимского) узла в настоящее время проводятся поисковые работы. Россыпная золотоносность ограничивается разведанными запасами в 141 кг и прогнозными ресурсами категории $P_2 - 1,2$ т. Приобретают важное значение объекты общераспространенных полезных ископаемых в притрассовой зоне проектируемой железной дороги.

На настоящее время остался ряд дискуссионных и нерешенных вопросов по площади. Недостаточно достоверно установлена геодинамическая обстановка и время формирования базальтоидов коярдской, макаровской и орешской толщ. Требуется уточнения тип стратиграфической границы между отложениями малиновской серии ордовика и атчольской свиты нижнего силура, учитывая большое разночтение материалов предшествующих, собственных полевых работ и серийной легенды с региональной стратиграфической схемой силурийских отложений Тывы. Дискуссионен вопрос о стратиграфическом и возрастном положении вулканогенных образований кужебазинской серии и кендейско-саглинского осадочно-вулканогенного комплекса. По материалам настоящего отчета, вулканы данных подразделений являются разновозрастными, однотипными по составу, одинаково отражаются в магнитном и гравиметрическом полях, характеризуются близкими физическими и петрохимическими особенностями. Их разновозрастность на данный момент не обоснована. Единственным критерием их разделения, по мнению авторов настоящего отчета, может служить их пространственное положение в составе разных тектонических структур как аналогов, расположенных в разных СФЗ.

Остается дискуссионным вопрос о наличии в одном иджимском комплексе двух формаций: дунит-гарцбургитовой мантийного диапира и дунит-пироксенит-габбровой расслоенных интрузий. Решение данной проблемы позволило бы выделить самостоятельный комплекс альпи-

нотипных гипербазитов, а в составе иджимского габбро-гипербазитового комплекса фацию ультрабазитов-пироксенитов. Для иджимского комплекса необходима конкретизация роли петрографических и петрологических минерагенических факторов для выявления как для известных асбестоносных и нефритоносных объектов, так и для хромитового и золотого оруденения. Требуется уточнение фазового состава, площадного распространения, петрографических и петрологических особенностей, формационной принадлежности и минерагенической специализации позднесилурийских и раннедевонских магматических комплексов Кужебазинской Западно-Саянской вулкано-плутонической ассоциации: бичебалыкского, большепорожского и джойского, особенно для двух последних в силу их близкого петрографического состава. Нерешенные проблемы неоген-четвертичных образований связаны с расчленением мощных толщ кайнозоя впадин и котловин. Миоценовый возраст озерных глин установлен на основании сопоставления с Кызыльской впадиной и требует непосредственного подкрепления фактическими данными. Не установлено наличие в пределах листа «подбазальтового» олигоценового аллювия, который описан за южной его рамкой. В минерагеническом плане необходимо уточнение площадей вновь выделяемых золоторудных узлов, их перспективной оценки, а также генетического и рудноформационного типа.

В связи с многочисленными новыми данными, появившимися за последние 10–15 лет, как в литературных источниках, так и в производственных отчетах возникла необходимость в значительной доработке Западно-Саянской серийной легенды. Требуется создание минерагенического раздела (блока) в серийной легенде, в соответствии с последними инструктивными документами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Алексеев А. Ю. и др.* Евразия в скифскую эпоху // Радиоуглеродная и археологическая хронология. – СПб.: Теза, 2005. – 290 с.
2. Алтае-Саянская горная область // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока / Ред. С. А. Стрелков, В. В. Вдовин – М.: Наука, 1969. – 415 с.
3. *Андрейчик М. Ф.* Эколого-географическая диагностика природно-хозяйственных систем межгорных котловин Республики Тыва: Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора географических наук. – Томск: Изд-во ТГУ, 2012. – 46 с.
4. *Аржанникова А. В., Аржанников С. Г.* Сейсмоструктура Алтае-Саянской горной области // Тувинские землетрясения 2011–2012 гг: Материалы научного совещания по Базовому проекту ТуВИКОПР СО РАН VIII.78.4 – Кызыл, ТуВИКОПР СО РАН, 2014. – С. 4–9.
5. *Бабаянц П. С., Тарарухина Н. М.* Особенности технологии интерпретации комплексных аэрогеофизических данных в условиях широкого развития пород траппового комплекса // Современные аэрофизические методы технологии. – 2009. – Вып. 1. – Т. 1. – С. 72–79.
6. *Бабин Г. А., Волкова Н. И., Ступаков С. И. и др.* Офиолиты Западного Саяна: состав, возраст, геодинамическая интерпретация // Материалы Третьей международной конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения» – Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2009. – С. 64–68.
7. *Берзин Н. А., Колман Р. Г., Добрецов Н. Л. и др.* Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. – 1994. – № 7. – С. 8–28.
8. *Берзин И. А., Кунгурцев Л. В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. – 1996. – № 1. – С. 63–81.
9. *Борукаев Ч. Б.* Словарь-справочник по современной тектонической терминологии // Тр. ОИГТМ СО РАН, вып. 840. – Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГТМ, 1999. – 69 с.
10. Временные требования к геохимическому обеспечению геологосъемочных работ, завершающихся созданием Госгеолкарты-200 (второе издание). – М., 1999. – С. 101–144.
11. *Галанин А. А.* Каменные глетчеры Северо-Востока Азии: Картографирование и географический анализ // Криосфера Земли. – 2009. – Т. XIII. – № 4. – С. 49–61.
12. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Саянская. Лист М-46-V. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1966.
13. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Саянская Лист N-46-XXVI. Объяснительная записка. – М., 1963. – 85 с.
14. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXXIII. Объяснительная записка. – М.: ВАГТ, 1964.
15. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXXIV. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1965. – 80 с.
16. *Горбунов А. П.* Каменные глетчеры азиатской России // Криосфера Земли. – 2006. – Т. X. – № 1. – С. 22–28.
17. *Горбунов А. П.* Каменные глетчеры мира: общее обозрение (Сообщение 2) // Криосфера Земли. – 2008. – Т. XII. – № 3. – С. 58–68.
18. *Горбунов А. П.* Каменные глетчеры мира: общее обозрение (Сообщение 3) // «Криосфера Земли». – 2008. – Т. XII. – № 4. – С. 14–23.
19. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-46 – Кызыл. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. – 349 с.
20. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-46 – Абакан. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. – 391 с.
21. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXIX (Верхний Амыл). Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2003. – 135 с.
22. *Гуцин А. В., Гусев Г. Г.* Проблемы геохимической специализации вулканических комплексов эталонных геодинамических обстановок // Разведка и охрана недр. – 2015. – № 6. – С. 37–42.

23. Дирксен В. Г., Чузунов К. В. Турано-Уюкская котловина Тувы: изменения природных условий и динамика ее освоения в древности (опыт реконструкции) // Культурно-экологические области: взаимодействие традиций и культурогенез. – СПб., 2007. – 276 с.
24. Добрецов Н. Л. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 368. – Новосибирск: Наука, 1977. – 220 с.
25. Добрецов Н. Л., Буслов М. М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, Сиб. отделение РАН. – 2007. – Т. 48. – № 1. – С. 93–108.
26. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. – М.: Недра, 1990. – 326 с.
27. Изменение климата и его воздействие на экосистемы, население и хозяйство российской части Алтае-Саянского экорегиона: оценочный доклад // Всемирный фонд дикой природы (WWF России). – М., 2011. – 168 с.
28. Карта четвертичных отложений Тувинской АССР масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка. – Л.: ВСЕГЕИ, 1988.
29. Коваленко В. И., Козаков И. К., Сальникова Е. Б. и др. Возраст постколлизийного магматизма ранних каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // Докл. РАН. – 1998. – Т. 360. – № 4. – С. 514–517.
30. Ковач В. П., Джек П., Ярмолюк В. В. и др. Магматизм и геодинамика ранних стадий формирования палеозойского океана: результаты геохронологических исследований офиолитов Баян-Хонгорской зоны // Докл. РАН. – 2005. – Т. 404. – № 2. – С. 229–234.
31. Колямкин В. М., Прошина Т. Г. Опорный разрез кайнозоя Кызылской впадины. Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейшего исследования // Мат-лы IX Всерос. совещ. по изуч. четверт. периода. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В. Б. Сочавы СО РАН. – 2015. – С. 228–230.
32. Лебедев В. И., Щербов Б. Л., Орлова С. В. Токсичные металлы и радиоцезии в природных средах Тувы // Экология и здоровье. – Кызыл: Тув. книжн. изд-во, 1995. – С. 15–33.
33. Лебедев Н. И. Минеральные ресурсы Тувы: обзор и анализ полезных ископаемых. – Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2012. – 284 с.
34. Методические рекомендации по оценке и учету металлогенического потенциала (металлогенических ресурсов) и прогнозных ресурсов категории Р₃ металлических и неметаллических полезных ископаемых. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. – 107 с.
35. Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. – М.: Изд-во Академии наук СССР, 1958. – 296 с.
36. Питулько В. М., Крицук И. Н. Основы интерпретации данных поисковой геохимии. – Л.: Недра, 1990. – 336 с.
37. Предтеченский Н. Н. Стратиграфия нижнего девона Тувинской котловины // Мат-лы ДАН СССР. – 1958. – Т. 120. – № 6.
38. Пузанов А. В., Мальгин М. А. Селен в почвах Тувы // Сибирский экологический журнал. – 2000. – № 2. – С. 233–241.
39. Руднев С. Н., Бабин Г. А., Пономарчук В. А. и др. Состав и возрастные рубежи формирования гранитоидов Западного Саяна // Литосфера. – 2009. – № 1. – С. 23–46.
40. Рычкова К. М., Лебедев В. Н., Чуликова С. А. Сейсмичность Тувы и проблемы прогноза землетрясений // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. – Кызыл: Тр. ТувИКОПР СОГАН, 2002. – С. 62–68.
41. Сафронова Л. А. Справочник полезных ископаемых Ермаковского района Красноярского края. – Красноярск: ООО «ГеоЭкономика», 2002. – 146 с.
42. Сенников Н. В., Изох Н. Г., Казанский А. Ю. и др. Новые биостратиграфические и палеомагнитные данные по Малиновской серии (нижний–средний ордовик, Тува) // Новости палеонтологии и стратиграфии. – 2006. – С. 27–43.
43. Сенников Н. В., Обут О. Т., Изох Н. Г. и др. Региональная стратиграфическая схема ордовика Тывы // Постановления МСК, 2012. – Новосибирск.
44. Сенников Н. В., Обут О. Т., Изох Н. Г. и др. Региональная стратиграфическая схема силура Тывы // Постановления МСК, 2012. – Новосибирск.
45. Смирнов В. И., Гинзбург А. И., Григорьев В. М. и др. Курс рудных месторождений. – М.: Недра, 1981. – 348 с.
46. Соколов С. В. Структуры аномальных геохимических полей и прогноз оруденения. – СПб.: Наука, 1998. – 154 с.
47. Справочник полезных ископаемых Шушенского района Красноярского края. – Красноярск: ООО «ГеоЭкономика», 2002. – 192 с.
48. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур. – Л.: Недра, 1975. – 622 с.
49. Сугоракова А. М., Ярмолюк В. В., Лебедев В. И. Кайнозойский вулканизм Тувы. – Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2003. – 92 с.
50. Сугоракова А. М., Ярмолюк В. В., Лебедев В. И. и др. Позднепалеозойский щелочно-гранитоидный магматизм Тувы и его связь с внутриплитными процессами в пределах Сибирского палеоконтинента // Докл. РАН. – 2011. – Т. 439. – № 5. – 2011. – С. 886–892.
51. Требования к производству и результатам многоцелевого геохимического картирования масштаба 1 : 200 000. – М.: ИМГРЭ, 2001. – С. 71.

52. Требования к содержанию и качеству материалов геофизической основы Государственных геологических карт масштаба 1 : 200 000. – СПб., 2001. – 60 с.

53. Чугунов К. В., Наглер А., Парцигер Г. Аржаан-2: материалы эпохи бронзы // Окуневский сборник 2: культура и ее окружение. – СПб., 2006. – С. 303–311.

54. Чучко В. Н. К вопросу о возрасте танноольского комплекса Северо-Восточной Тувы // Мат-лы по геологии Тувинской АССР. Вып. 2. – Кызыл, 1971.

55. Чучко В. Н., Сарбаа Я. В. Новые данные по стратиграфии средне-верхнекембрийских отложений Ситиг-Хема и Чапши в Северо-Восточной Туве // Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. – М.: Наука, 1970.

Неопубликованная

56. Булатов А. А., Чернышов В. И., Козлова Г. В. Отчет Саянской партии о результатах детальных поисков хризотил-асбеста на Орешковской площади за 1976–1978 гг. Кызыл, 1978.

57. Бухаров Н. С., Анастасиев Н. С., Ковалев П. Ф. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Уюк, Б. Енисей, Ожу, Ара-Эжим, Арзак, Эрбек, Суглуг-Хем в пределах листов М-46-7-Б, М-46-8-А, Б, Г(а,б), N-46-140-Г(б,г), N-46-141-А,Б,В,Г. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 Уюкской партии по работам 1972–1976 гг. Т. 1 и 2. Кызыл, 1977.

58. Вамбольдт А. Я., Вамбольдт Л. А. Составление карты россыпной золотоносности юга Красноярского края в масштабе 1 : 200 000 (1 : 500 000). Отчет геохимической партии за 1961–1995 гг. Минусинск, 1995.

59. Владимирская Е. В., Кривободрова А. В. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений Тувы. (Окончательный отчет по работам за 1955–1959 гг.). Л., 1960.

60. Власов Э. Я., Муромцев В. А., Кретинин Ю. П. Гидрогеологические условия восточной части Западного Саяна. Лист N-46-Г. Масштаб 1 : 500 000. (Отчет партии 1328 за 1971–1973 гг.) М., 1976.

61. Гладкова Р. Ф. Отчет «Поиск и оценка общераспространенных полезных ископаемых в притрассовой зоне железной дороги Курагино–Кызыл (Курагинский МР, Каратузский МР, Ермаковский МР). Красноярск, 2012.

62. Гребенчиков В. Н., Шемпель Р. В. Геологическое строение и полезные ископаемые района среднего течения р. Ус (Окончательный отчет Усинской геологосъемочной партии по работам 1967–1968 гг. на площади листов N-46-138-Б и N-46-138-Г). Минусинск, 1969.

63. Гревцов Г. А., Соловьев А. В. Геологическое строение бассейна среднего течения р. Ус. Отчет о работе партии № 6–7 за 1958 г. Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000 (северо-западная часть листа N-46-XXXIV). М., 1959.

64. Гумменшаймер А. Я. и др. Гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 на Верхне-Усинской площади. (Отчет Верхне-Усинской партии о работах за 1989–1990 гг.). Листы: М-46-II, III, IV (запад), N-46-XXXII, XXXIII, XXXIV (без юго-восточной части). Красноярск, 1990.

65. Дегтярь В. И. Поиски камнесамоцветного сырья в Тувинском прогибе. Центр. Тувы. Отч. Улуг-Хемской партии по работам 1990–1992 гг. Кызыл, 1992.

66. Дорошенко Г. Г., Пирумов Е. И., Медведева М. П. Отчет о результатах работ на строительные материалы за 1973 г. Разведка строительных материалов в районе Саянского месторождения асбеста, поиски песка и гипса в Тувинской АССР. Кызыл, 1974.

67. Зальцман В. Д. и др. Опорная рабочая легенда для геологических карт масштаба 1 : 50 000 Западно-Саянской серии. Отчет Орловской партии по теме: «Совершенствование схем стратиграфии и магматизма Западного Саяна и разработка рабочей опорной легенды для геологической съемки и карт масштаба 1 : 50 000». Минусинск, 1994.

68. Ключко В. П. и др. Гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 на Ермаковской площади. Отчет Ермаковской партии о работах за 1987–1989 гг. Лист N-46-XXII, XXIII, XXVIII, XXIX, XXXV. Красноярск, 1990.

69. Ковалев П. Ф., Горшков В. С. Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 на Билинской площади в пределах листов М-47-4-Б, В, Г; М-47-5-А, Б, В, Г; М-47-6-А, Б, В. Отчет Билинской геологосъемочной партии по работам 1982–1985 гг. Кызыл, 1986.

70. Корнев Т. Я., Зобов Н. Е. Отчет «Оценка перспектив выявления месторождений благородных металлов на территории Западного и Восточного Саяна». Красноярск, 2009.

71. Кунгурцев Л. В. Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1 : 200 000 на Саянской площади. Листы N-46-XXIX, N-46-XXX, N-46-XXXV, N-46-XXXVI. (Работы Саянской партии за 1979–1980 гг.). Красноярск, 1980.

72. Кунгурцев Л. В., Филоненко Г. И. Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1 : 200 000 на Верхне-Енисейской площади. Листы N-46-XXXIV, N-46-XXXV, N-46-XXXVI, М-46-IV, М-46-V, М-46-VI. (Работы Верхне-Енисейской партии за 1978–1979 гг.). Красноярск, 1979.

73. Лесонен Н. И., Полтев Г. Л., Полтева Н. И. и др. Детальные поиски месторождений асбеста на Узюпской площади: Отч. Узюпской геолого-поиск. партии по работам 1980–1982 гг. Кызыл, 1982.

74. Лесонен Н. И., Полтев Г. Л., Сам З. С. и др. Детальные поиски месторождений асбеста на Омудской площади: Отч. Омудской геологопоиск. партии по работам 1981–1984 гг. Кызыл, 1984.

75. Литвианов А. П. Отчет о результатах работ по объекту «Оценка геологической, геохимической, геофизической изученности и подготовка геологического обоснования ГДП-200 листов N-46-XXI–XXIII, XXVII, XXVIII, XXXIV в зоне влияния строящейся железной дороги Курагино–Кызыл». Красноярск, 2013.

76. *Листопадов И. П., Федоров В. С., Ключанов В. Н.* Отчет о результатах поисковых работ на асбест, проведенных на Иджимском гипербазитовом массиве в период 1970–1972 гг. Кызыл, 1973.
77. *Минина Е. А., Борисов Б. А., Жежель О. Н.* Расчленение и корреляция кайнозойских отложений Тувы с целью составления опорных легенд для Госгеолкарты-50. Отчет по договору 01423429/808 с Тувинской геолого-разведочной экспедицией ПГО «Красноярскгеология» за 1989–1991 гг. СПб., 1991.
78. *Митинская Т. С.* Легенда Западно-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Кызыл, 1997.
79. *Мирошниченко Е. В.* Отчет о работах Шушенской поисково-разведочной партии в Тувинской автономной области на Туранском месторождении кирпичных суглинков в 1957 г. Красноярск, 1958.
80. *Подкаменный В. А., Секерин А. П., Кузнецов И. Н.* Отчет о результатах поисковых работ на нефрит на Куртушибинском гипербазитовом массиве в Западном Саяне за 1973 г. Смоленщина, 1974.
81. *Пономарев В. Д.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ в бассейнах левых притоков р. Ус – рек Тихая, Коярд. Красноярск, 2005.
82. *Попов В. А.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 в Западном Саяне на Систигхемской площади в пределах листа N-46-XXIX. Отчет Систигхемской партии по работам 1991–1999 гг. Кызыл, 2001.
83. *Прудников С. Г., Прудникова Т. Н., Кононенко Н. Б.* Поиски россыпного золота в пределах Куртушибинского золотоносного пояса. Отчет Куртушибинской партии по работам 1989–1993 гг. Кызыл, 1993.
84. *Рычков А. В.* Отчет Саянской партии о результатах детальных поисков хризотил-асбеста на участке Левый Коярд за 1975–1976 гг. Кызыл, 1977.
85. *Саранцев Ф. Г.* Аэрогеофизическая съемка масштаба 1 : 25 000 на Хутинской площади в Тувинской АССР. (Отчет Саянской аэрогеофизической партии за 1988–1991 гг.). Абакан, 1991.
86. *Сарбаа Я. В., Токунов В. Ф., Вареник В. Г. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Коярд, Ореш, Омул, Стерлиг, Туран в пределах листов N-46-128-A (в, г), Б (в, г), В, Г. Окончательный отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000 Орешской ГСП по работам 1970–1972 гг. Кызыл, 1973.
87. *Семенов М. И.* Отчет о результатах работ за 2011–2013 гг. по объекту «ГДП-200 листа N-46-XXXV (Уюкская площадь)». Красноярск, 2013.
88. *Семенов М. И.* Отчет о результатах работ за 2013–2015 гг. по объекту «ГДП-200 и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 листа N-46-XXXIV (Макаровская площадь)». Красноярск, 2015.
89. *Сибилев А. К., Середкина Б. В.* Саянское месторождение хризотил-асбеста. (Промежуточный отчет Саянской поисково-разведочной партии по работам 1967 г.). Кызыл, 1968.
90. *Сибилев А. К., Чернышов В. И., Булатов А. А.* Саянское месторождение хризотил-асбеста в Красноярском крае: Итоговый отчет Саянской партии о результатах геологоразведочных работ за 1967–1979 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.06.1979 г. Кызыл, 1979.
91. Справка о состоянии гидрогеологического районирования территории Российской Федерации и гидрогеологической стратификации для ведения Государственного мониторинга состояния недр. М., 2011.
92. *Суганов Б. И. и др.* Обобщение результатов геохимических поисков месторождений цветных благородных и редких металлов юга Красноярского края. Объяснительная записка к карте геохимических аномалий юга Красноярского края в масштабе 1 : 200 000. Красноярск, 1976.
93. *Тойб Р. Е.* Изучение особенностей глубинного строения восточной части Алтае-Саянской горно-складчатой системы по региональному геофизическому маршруту «Минусинск–Кызыл–Эрзин» (Отчет о научно-исследовательских работах по объекту 68-2000-11/21). Красноярск, 2002.
94. *Томская Н. А.* Геохимические поиски золота в бассейне рек Ус и Оя (Красноярский край). Отчет ОАО «Минусинская ГРЭ» за 2005–2007 гг. Минусинск, 2007.
95. *Угрюмов Г. Я.* Отчет по обследованию водозаборов на территории Тувинской АССР за 1974–1975 гг. Кызыл, 1976.
96. *Федоров Ю. А., Зальцман В. Д. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Иджим, Узюп, Макаровка, Тарлык. Отчет Узюпской ГСП за 1975–1977 гг. по геологосъемочным работам масштаба 1 : 50 000 на листах N-46-139-A, Б, В и Г). Минусинск, 1978.
97. *Холяндра Л. И.* Результаты аэрогеофизических работ в Туве и на сопряжении Восточного Саяна и Минусинской котловины. (Отчет Саянской аэрогеофизической партии по работам за 1963 г.). Минусинск, 1964.
98. *Холяндра Л. И.* Результаты аэрогеофизических исследований на юге Красноярского края в пределах листов N-46-XXIV, N-46-XXXVI, N-47-XIX, N-47-XXXI, M-46-VI, M-47-I. Отчет Саянской аэрогеофизической партии по работам за 1966 г. Абакан, 1967.
99. *Холяндра Л. И. и др.* Результаты аэромагнитных исследований на юге Красноярского края и в Тувинской автономной республике. (Отчет Саянской аэрографической партии по Тувинскому объекту за 1968 г.). Минусинск, 1969.
100. *Холяндра Л. И. и др.* Результаты аэромагнитных исследований на юге Красноярского края и в Тувинской АССР на площади листов N-46-VIII, XIV, XXII, XXXII и M-47-XIII. (Отчет Саянской аэрогеофизической партии по Можарскому и Сангиленскому объектам за 1969 г.). Абакан, 1970.
101. *Холяндра Л. И. и др.* Результаты аэромагнитных исследований на участках, расположенных в пределах Восточного, Западного Саяна и Западного Танну-Ола. (Отчет Саянской аэрогеофизической партии за 1971 г. по Тувинскому объекту). Абакан, 1972.
102. *Холяндра Л. И. и др.* Результаты аэромагнитных исследований масштаба 1 : 25 000 на юге Красноярского края и в Тувинской АССР на листах N-45-XVII, N-46-VIII, XIV, XXXIV, N-47-XXVII и M-46-IV. (Отчет Саянской аэрогеофизической партии по работам за 1972 г.). Абакан, 1973.

103. *Холяндра Л. И. и др.* Результаты аэромагнитных исследований масштаба 1 : 25 000 на юге Красноярского края и в Тувинской АССР. (Отчет Саянской аэрогеофизической партии по работам за 1973 г.). Абакан, 1974.

104. *Холяндра Л. И. и др.* Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 25 000 на Ойском участке (Отчет Саянской аэрографической партии за 1982–1984 гг.). Абакан, 1984.

105. *Чернышев В. И., Козлова Г. В.* Отчет Левокоярдинской партии о результатах детальных поисков хризотил-асбеста в районе Саянского месторождения на Восточной площади за 1979 г. Кызыл, 1980.

106. *Чернышев Н. М.* Отчет о результатах работ сейсмических партий Специальной экспедиции на профилях: п-ов Ямал–пос. Кяхта, пос. Нимда–р. Танама, р. Таз–оз. Лама–р. Янгода, р. Таз–р. Тембенчи, г. Кызыл–пос. Куюмба–пос. Кислокан, р. Ия–р. Обуса, р. Обуса–р. Уда. М., 1985.

107. *Четвергов А. П.* Особенности тектонического строения и размещения полезных ископаемых Красноярского края и прилегающих районов на основе геологического истолкования гравиметрической карты масштаба 1 : 1 500 000 (Отчет тематической группы за 1993–1998 гг.). Красноярск, 1998.

108. *Чудин А. В., Вареник В. Г., Габеев В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Хут, Чежи, Амыл, Мет-Хем в пределах листов N-46-117-Б, В(б,г), Г и N-46-118-А (а,в). Отчет Хутинской партии по работам 1973–1976 гг. Кызыл, 1976.

109. *Чучко В. Н.* Анализ и обобщение материалов по минерально-сырьевой базе строительных материалов Республики Тыва по состоянию на 1.01.1993 г. Кызыл, 1994.

110. *Чучко В. Н., Сарбаа Я. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые нижнего течения р. Систиг-Хем в пределах листов N-46-119-А, Б, Г. (Окончательный отчет Нижне-Систигхемской ГСП за 1965–1967 гг.). Кызыл, 1968.

111. *Чучко В. Н., Подкаменный А. А., Бухаров Н. С.* Геолого-экономическое районирование и оценка прогнозных ресурсов территории Тувинской АССР на важнейшие полезные ископаемые. Отчет тематической партии за 1988–1990 гг. Кызыл, 1990.

112. *Шапалов Д. Н.* Легенда Верхнеенисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Объяснительная записка. Кызыл, 2001.

113. *Шапалов Д. Н.* Легенда Верхнеенисейской серии Государственной карты четвертичных образований Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Кызыл, 2001.

114. *Шапошников Г. Н., Белова В. И.* Минерагеническая карта Тувинской АССР. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка. Л., 1983.

115. *Шарифуллин С. К., Корнев Т. Я., Зобов Н. Е.* Информационный геологический отчет о результатах и объемах работ «Поисковые работы в пределах Макаровской площади Усинского золоторудного узла (Красноярский край)». Красноярск, 2015.

116. *Шаталина Т. А., Сосновская О. В., Александровский Ю. С. и др.* Отчет о результатах работ за 2011–2013 гг. по объекту «ГДП-200 листа N-46-XXVI (Саяногорская площадь), Западный Саян. Красноярск, 2013.

117. *Шаталина Т. А., Сосновская О. В., Александровский Ю. С. и др.* Отчет о результатах работ за 2014–2015 гг. по объекту «Составление и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 листа N-46-XXVI (Саяногорская площадь)». Красноярск, 2015.

118. *Шемпель Р. В., Фёдоров Ю. А., Прокудин В. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые Бассейна среднего течения р. Ус (листы N-46-127-В и N-46-127-Г). (Окончательный отчет Иджимской геологосъемочной партии за 1969–1970 гг.). Минусинск, 1971.

119. *Яровой С. А., Алев А. А.* Геохимические поиски меди, молибдена, свинца, цинка, кобальта и других металлов в Восточном Танну-Ола (Отчет Геохимической партии по работам 1987–1990 гг. в пределах Восточного Танну-Ола на листах М-46-IX, М-46-X, М-46-XI, М-46-XVII, М-46-XVIII). Кызыл, 1990.

**Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых
и закономерностей их размещения листа N-46-XXXIV**

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Номер по списку литературы	Состояние эксплуатации
Благородные металлы					
Золото					
I-3	3	Руч. Весёлый	Р	47, 81ф	Законсервировано. Отработано частично
Горно-техническое сырье					
Асбест					
II-3	2	Саянское	К	47, 90ф	Резерв
II-4	6	Левый Коярд (Коярдское)	К	47, 84ф	Оцененное
III-2	11	Сатпыйское	К	47, 73ф	Оцененное
Драгоценные и поделочные камни					
Нефрит					
II-4	1	Куртушибинское	К	47, 69ф, 80ф	Эксплуатируется
Строительные материалы					
Основные и ультраосновные интрузивные породы					
II-3	1	Саянское	К	47, 66ф	Разведано
III-3	21	Усинское	К	61ф	Оцененное
Известняк					
I-3	12	Нижнекоярдское	К	47, 66ф	Разведано
III-3	22	Уюкское	К	109ф	Оцененное

**Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте неоген-четвертичных образований
листа N-46-XXXIV**

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Номер по списку литературы	Состояние эксплуатации
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
Глинистые породы					
Глины кирпичные					
III-1	16	Верхнеусинское	К	47, 96ф	Оцененное
IV-3	3	Аржанское	К	109ф	Оцененное
IV-4	3	Туранское (уч. 1)	К	79ф	Законсервировано
IV-4	4	Туранское (уч. 2)	К	79ф	Законсервировано
Обломочные породы					
Песчано-гравийный материал					
I-3	15	Среднекоярдское	Р	47, 66ф	Разведано
III-1	15	Таловское	Р	61ф	Разведано

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО), показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа N-46-XXXIV

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Черные металлы				
Железо				
III-3	6	Водораздел рек Омул–Иджим	15	ПМ. Брекчированные серпентиниты шириной в несколько метров и протяженностью около 100 м сцементированы магнетит-халцедоновым цементом
III-3	12	Омультское	47, 96ф	ПМ. В зонах смятия серпентинитов встречаются гнезда и магнетитовые жилы мощностью до 1 м и протяженностью до 20 м. Химическим анализом установлены содержания: Fe ₂ O ₃ – 76,81–97,65 %, Co – 0,034–0,049 %, Ni – 0,05–0,22 %, Cu – 0,035–0,17 %
Марганец				
III-2	6	Новобрачное	47, 96ф	ПМ. В тектонической зоне маломощные пирролюзитовые жилки в обохренных кварцитах площадью до 300 × 2500 м. Содержание MnO до 21,45 %, Au до 0,1 г/т
Хром				
I-4	2	Левый борт р. Тихая, среднее течение	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Cr по содержанию 0,3 % с максимальными содержаниями Cr – 1 %
I-4	11	Верховья р. Коярд	15	ПМ. В тектонической зоне вкрапленность, скопления зерен хромита в телах гипербазитов
I-3	10	Верховья рек Коярд, Ореш, Иджим, Узюп, Стерлиг	15	ШО. Ореол хромита площадью нескольких десятков км ² с весовыми содержаниями от 30 до 1600 г/т. В металлометрических пробах содержание хромита колеблется в пределах от 0,009 до 0,3 %
II-3	6	Верховья р. Ореш	86ф	ПМ. В перидотитах и дунитах иджимского комплекса вкрапленность и прожилки сливного хромита мощностью до 10 см
II-4	10	Водораздел верховьев рек Лев. Стерлиг и Ореш	86ф	ПМ. В перидотитах и дунитах иджимского комплекса гнезда и прожилки сливного хромита мощностью до 10 см
II-4	15	Водораздел р. Прав. Стерлиг и его правого притока	86ф	ПМ. Серпентинизированные перидотиты иджимского комплекса с вкрапленностью и прожилками сливного хромита. Содержание Cr более 1 %; Co 0,01 %; Ni 0,06 %
II-4	16	Водораздел р. Прав. Стерлиг и р. Ореш	86ф	ПМ. В перидотитах и дунитах иджимского комплекса вкрапленность и прожилки сливного хромита мощностью до 10 см
Титан				
IV-1	9	Терешкинское	96ф	ПМ. В габброноритах бичебалыкского комплекса вкрапленная магнетит-ильменитовая минерализация на площади 100 × 700 м. Содержание TiO ₂ от 4,4 до 7,4 %

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Цветные металлы				
Медь				
I-4	12	Истоки р. Кышныл	86ф	ПМ. В зоне брекчированных пород макаровской толщи мощностью 15 м и протяженностью более 1000 м отмечается вкрапленность сульфидов. Содержание Cu до 1 %, Zn 0,3 %, Pb 0,08 %, Ag 3 г/т
I-4	13	Осевая часть Кургушибинского хребта (р-н г. Самджир)	86ф	ПМ. Зона дробления в метатифах макаровской толщи мощностью 10 м и протяженностью более 80 м. Содержание Cu до 1 %, Au 0,08 г/т, Zn до 0,3 %, Pb до 0,08 %
II-1	3	Руч. Заломный	118ф	ПМ. В сланцах буйбинской свиты примазки малахита. Содержание Cu 0,1 %
III-1	10	Левозюпское	96ф	ПМ. В прокварцованных сланцах зоны дробления мощностью 5 м наблюдаются многочисленные примазки малахита. Содержание Cu 0,7 %.
III-2	21	Река Узюп	88ф	ПМ. В сланцах макаровской толщи в экзоконтакте кварцевой жилы примазки малахита. Содержание Cu 0,14 %.
IV-4	1	Туранское 1	57ф	ПМ. В гранит-порфирах субвулканических образований кендейско-саглинского осадочно-вулканического комплекса – прожилково-вкрапленная минерализация меди. Содержание Cu до 1 %, Ag до 8 г/т
IV-4	2	Туранское 2	15	ПМ. В гранит-порфирах субвулканических образований кендейско-саглинского осадочно-вулканического комплекса прожилки кварца с вкрапленностью халькопирита, малахита и азурита
Медь, молибден				
III-1	7	Нижнеузюпское-III	47, 96ф	ПМ. В зоне дробления – сланцы орешковой толщи с содержанием Cu до 0,2 %; Mo – 0,04 %
Медь, вольфрам				
III-1	1	Подсопочное-III, IV	47, 96ф	ПМ. В крупных ксенолитах габброноритов в поле пород большепорожского комплекса отмечаются кварцевые жилы с вкрапленностью халькопирита, лимонитизированного пирита и примазками малахита и азурита. Содержание Cu до 0,994 %, W – 0,02 %, Mo до 0,015 %
III-1	2	Подсопочное-I	47, 96ф	ПМ. В кварцевых диоритах большепорожского комплекса на площади 0,5 км ² серия разноориентированных прожилков и единичных маломощных жил кварца с вкрапленностью халькопирита, халькозина, малахита. Содержание Cu до 2,38 %, W до 0,003–0,05 %, Mo до 0,005–0,02 %
III-1	3	Подсопочное-II	47, 96ф	ПМ. В гранодиоритах большепорожского комплекса серия прожилков и единичных маломощных жил кварца с вкрапленностью халькопирита, халькозина, малахита. Содержание Cu до 0,2 %, W – 0,01 %, Mo до 0,05 %, Ag до 0,001 %
Свинец				
I-2	2	Руч. Черемуховый	88ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Pb по содержанию 0,0043 % с максимальными содержаниями 0,021 %, отмечаются Au до 0,01 г/т, Ag до 0,027 г/т

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-1	6	Нижнеузюпское-II	47, 96ф	П. В зонах дробления дацито-риолитовых порфиров протяженностью 100–1100 м и мощностью 6–15 м – рассеянная вкрапленность сульфидов. Содержание: Pb 0,08–1 %, Zn – 0,04–0,7 %, Cu до 0,8 %
III-4	2	Туранское	15	ПМ. В серых туфопесчаниках кендейской свиты – редкие тонкие и короткие прожилки галенита
Ц и н к				
III-1	5	Правый борт р. Узюп в нижнем течении	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Zn по содержанию 0,01 % с максимальными содержаниями 0,03 %, отмечается Au до 0,005 г/т, Ag до 0,05 г/т, Pb до 0,008 %
IV-1	2	Среднее течение р. Макаровка	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Zn по содержанию 0,01 % с максимальными содержаниями 0,04 %, отмечается Au до 0,01 г/т, Ag до 0,03 г/т
Н и к е л ь				
I-3	4	Правый борт р. Коярд	88ф	ПМ. В тектонической зоне брекчированные и сульфидизированные метабазалты орешской толщи. Содержание: Ni 1 %; Co 0,01 %; Cr 0,1 %; Cu 0,01 %
I-3	7	Река Коярд	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Ni по содержанию 0,02 %, Co 0,006 %, Cr 0,05 % с максимальными содержаниями 0,3, 0,01 и 1, соответственно; отмечаются Au до 0,01 г/т, Ag до 0,085 г/т
I-3	8	Река Коярд	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Ni по содержанию 0,03 %, Cr 0,1 % с максимальными содержаниями 0,05 и 0,3 % соответственно
I-3	13	Река Коярд	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Ni по содержанию 0,03 %, Cr 0,05 % с максимальными содержаниями 0,08 и 0,4 % соответственно
I-4	8	Верховье р. Кадырлыр	88ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Ni по содержанию 0,02 %, Co 0,006 %, Cr 0,05 % с максимальными содержаниями 0,3 %, 0,01 % соответственно; отмечаются Au до 0,01 г/т, Ag до 0,03 г/т
II-2	2	В среднем течении р. Омул	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Ni по содержанию 0,02 %, Cr 0,05 % с максимальными содержаниями 0,04 %, 0,4 % соответственно; отмечается Au до 0,02 г/т
II-3	7	Ореш-Омульское	86ф	ПМ. В линзе серпентинитов иджимского комплекса в поле пород орешской толщи содержание Ni 0,5–1 %, Cr 0,1–0,3 %, Co 0,004–0,005 %
II-4	14	Водораздел р. Прав. Стерлиг и Ореш	86ф	ПМ. Серпентинизированные дуниты с тонкими прожилками хризотил-асбеста. Содержание Ni – 1 %
III-2	5	Исток р. Иджим	86ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Ni по содержанию 0,02 %, Cr 0,05 % с максимальными содержаниями 0,05 % и 0,08 % соответственно
III-2	13	Исток р. Узюп	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Ni по содержанию 0,02 %, Co 0,006 %, Cr 0,05 % с максимальными содержаниями 0,3 %, 0,007 % и 0,2 % соответственно; отмечаются Au до 0,1 г/т, Ag до 0,07 г/т

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-2	20	Исток р. Узюп	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Ni по содержанию 0,02 %, Cr 0,05 % с максимальными содержаниями Ni 0,08 %, отмечаются Au до 0,2 г/т, Ag до 0,072 г/т
III-3	1	Верховье р. Омул	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Ni по содержанию 0,02 %, Cr 0,1 % с максимальными содержаниями Ni 0,08 %, Cr 0,2 %, отмечается Au до 0,04 г/т
Молибден				
I-2	1	Среднее течение р. Иосифовка	88ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Mo по содержанию 0,0006 %, Nb 0,0015 %, La 0,008 %, Zr 0,002 %, с максимальными содержаниями Mo 0,0011 %, La 0,016 %; отмечается Au до 0,0062 г/т
II-1	2	Левый борг, в нижнем течении р. Нистафоровка	88ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Mo по содержанию 0,0003 %, с максимальными содержаниями Mo 0,0069 %
III-1	9	Нижнее течение р. Макаровка	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Mo по содержанию 0,0003 %, с максимальными содержаниями Mo 0,00046 %; отмечаются Au до 0,06 г/т, Zr до 0,028 %
III-2	2	Левый борг р. Иджим в среднем течении	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Mo по содержанию 0,0004 %, с максимальным содержанием Mo 0,003 %.
IV-3	1	Белые озера	88ф	ВГХО (ВГХП). В донных отложениях ореол Mo по содержанию 0,0003 %, с максимальным содержанием Mo 0,0015 %
Молибден, редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
I-3	1	Верховье руч. Пограничный	88ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Mo по содержанию 0,0003 %, Y 0,02 %, Nb 0,002 %, La 0,025 %, Zr 0,03 %, Be 0,0003 % с максимальными содержаниями Mo 0,00052 %, Y 0,052 %, Zr 0,048 %, Be 0,00098 %, отмечается Ag до 0,022 г/т
Вольфрам				
II-2	1	Руч. Казачий	118ф	ШП. Зерна шеелита в количестве 50–100 знаков
Олово				
III-2	8	Воробьевское	47, 96ф	ПМ. Зоны дробления по грейзенизированным гранитам джойского комплекса. Содержание Sn до 0,01 %, Nb до 0,01 %, Y до 0,03 %
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
I-4	3	Верховья р. Арзын-Хем	88ф	ВГХО. В донных отложениях ореол La по содержанию 0,01 %, с максимальным содержанием 0,057 %
II-1	1	Устья р. Нистафоровка и р. Иосифовка	88ф	ВГХО. В донных отложениях ореол La по содержанию 0,02 %, Y 0,02 %, Be 0,0003 %, Nb 0,002 %, с максимальными содержаниями La 0,15 %, Y 0,48 %, Be 0,0037 %, Nb 0,0032 %
II-1	4	В среднем течении р. Ус	88ф	ВГХО. В донных отложениях ореол La по содержанию 0,02 %, Be 0,0003 %, с максимальными содержаниями La 0,08 %, Be 0,0014 %

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	11	Левый борт в верхнем течении р. Макаровка	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Ве по содержанию 0,0003 %, с максимальным содержанием Ве 0,00054 %
Благородные металлы				
З о л о т о				
I-3	2	Река Тихая	47, 58ф, 83ф	ШП. В шлиховых пробах знаки золота, достигающие весовых значений (более 50 мг/м ³). В верховьях реки, за пределами листа находится россыпное проявление. Прогнозные ресурсы категории P ₃ 428 кг
I-3	5	Правый борт в среднем течении р. Коярд	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Au по содержанию 0,004 г/т, с максимальным содержанием 0,015 г/т
I-3	9	Река Коярд	47, 58ф, 83ф	ШП. В шлиховых пробах знаки золота, достигающие весовых значений (более 50 мг/м ³). Прогнозные ресурсы категории P ₃ 1263 кг
I-3	6	Река Коярд 1	81ф	П. Погребенная россыпь (единичные скважины). Мощность торфов – до 5 м, пласта – от 0,5 до 1,0 м. Содержание золота от «пусто» до 4810 мг/м ³
I-3	11	Правый борт р. Коярд	88ф	ПМ. Серицит-кварцевые сланцы изербельской свиты, лимонитизированные. Содержание Au 0,11 г/т; As 0,48 %
I-3	14	Река Коярд 2	81ф	П. Погребенная россыпь (единичные скважины). Мощность торфов – до 9 м, пласта – до 0,5 м. Содержание золота – от 403 до 2894 мг/м ³
I-4	1	Правый борт в среднем течении р. Тихая	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Au по содержанию 0,004 г/т, Mo 0,0004 %, с максимальными содержаниями Au 0,05 г/т, Mo 0,003 %
I-4	4	Руч. Самджир	47, 58ф, 83ф	ШП. В шлиховых пробах знаки (1–3) золота. Прогнозные ресурсы категории P ₃ 113 кг
I-4	5	Верховья р. Самджир	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Au по содержанию 0,004 г/т, с максимальным содержанием 0,01 г/т
I-4	6	Левый борт в среднем течении р. Самджир	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Au по содержанию 0,004 г/т, с максимальным содержанием 0,008 г/т
I-4	7	Среднее течение р. Самджир, левый борт	88ф	ПМ. Лимонитизированные глинисто-кремнистые сланцы орешковой толщи с прожилками кварца. Содержание Au 0,024 г/т, Cu 0,033 %, As 0,016 %
I-4	9	Верховье руч. Весёлый	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Au по содержанию 0,005 г/т, с максимальным содержанием 0,02 г/т
I-4	10	Верховье руч. Весёлый	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Au по содержанию 0,005 г/т, с максимальным содержанием 0,06 г/т
I-4	14	Верховье р. Кышныл	88ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Au по содержанию 0,0062 г/т, с максимальным содержанием 0,014 г/т
I-4	15	Верховье р. Кадырлыр	88ф	ПМ. В породах орешковой толщи редкая вкрапленность халькопирита. Содержание Au 0,06 г/т, Cu 0,05 %, V 0,02 %

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-2	3	Река Омул	47, 58ф	ШП. В шлиховых пробах знаки (1–10) золота. Прогнозные ресурсы категории P ₃ 84 кг
II-3	3	Река Ореш	47, 58ф	ШП. В шлиховых пробах знаки (1–3) золота. Прогнозные ресурсы категории P ₃ 210 кг
II-3	10	Верховье р. Омул	83ф	ШП. В шлиховых пробах знаки золота
II-3	11	Река Блялик, правый приток в верховьях р. Омул	83ф	ШП. В шлиховых пробах знаки золота. Прогнозные ресурсы категории P ₃ 44 кг
II-4	2	Верховья р. Кышныл	83ф	ШП. В шлиховых пробах знаки золота
II-4	3	Река Бажи-Хем	83ф	П. Россыпь многоструйная, протяженность их от 300 до 4400 м, ширина 30–95 м, мощность пластов 0,5–6,0 м, торфов 1,5–32,0 м, содержание золота 358–1403 мг/м ³ . Прогнозные ресурсы категории P ₃ 76 кг
II-4	4	Участок Гольцовый	86ф	П. В листовитках содержания золота 0,001–0,3 г/т, в кварцевых жилах до 2 г/т, в обохренных порфиридах – 0,001–0,1 г/т. Отмечаются Сг до 0,05 %, Ni до 0,5 %, Cu до 0,2 %
II-4	7	Верхнемакаровское	15	ПМ. Кварцевая жила протяженностью 20 м и мощностью 1–4 м и с вкрапленностью пирротина, халькопирита в песчаниках аласугской свиты. Содержание Au, по данным аналитических плавок, до 200 г/м ³ , Ag до 120 г/м ³
II-4	8	Река Стерлиг 2	83ф	П. Россыпь протяженностью 3200 м, шириной 40 м, мощность пласта 1,0 м, торфов 16,0 м, содержание золота 699 мг/м ³
II-4	9	Река Стерлиг 3	83ф	П. Россыпь протяженностью 3200 м, шириной 40 м, мощность пласта 1,0 м, торфов 8,0 м, содержание золота 383 мг/м ³
II-4	11	Река Стерлиг 1	83ф	П. Россыпь многоструйная, протяженность 3200 м, общая ширина 200 м, мощность пластов 0,5–1,5 м (средняя 0,8 м), торфов 22,5–25,5 м, содержание золота 140–8204 мг/м ³
II-4	13	Верховья р. Стерлиг, правый борт	88ф	ПМ. Рассланцованные метапесчаники чапшинской свиты, лимонитизированные. Содержание Au – 0,16 г/т
II-4	17	Река Туран	83ф	П. Россыпь, протяженность 3400 м, ширина 45–300 м, мощность пластов 0,4–1,9 м (средняя 0,8 м), торфов 3–7 м, содержание золота – 399 мг/м ³
II-4	19	Верхнее течение р. Туран	83ф	ШП. В шлиховых пробах знаки золота
III-1	4	Правый борт р. Узюп в нижнем течении	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Au по содержанию 0,004 г/т, с максимальным содержанием 0,2 г/т
III-1	8	Река Узюп	47, 58ф	ШП. В шлиховых пробах знаки (1–10) золота. Прогнозные ресурсы категории P ₃ – 70 кг
III-1	11	Река Синтерба, правый приток р. Узюп	47, 58ф	ШП. В шлиховых пробах знаки (1–10) золота. Прогнозные ресурсы категории P ₃ – 70 кг
III-1	12	Левый борт р. Синтебра	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Au по содержанию 0,003 г/т, Ag 0,00002 г/т, с максимальными содержаниями Au 3 г/т, Ag 0,00005 г/т
III-2	1	Река Иджим и ее правый приток р. Куярт	47, 58ф	ШП. В шлиховых пробах знаки (1–10) золота. Прогнозные ресурсы категории P ₃ 112 кг

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-2	4	Правый борт р. Узюп в среднем течении	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Au по содержанию 0,003 г/т, Ag 0,00002 г/т, с максимальными содержаниями Au 0,5 г/т, Ag 0,00005 г/т
III-2	10	Жерновская зона	115ф	ПМ. В эндоконтакте массива гранитов джойского комплекса кварцевое прожилкование. Содержание Au в штуфной пробе 20 г/т
III-2	14	Узюпская зона	115ф	ПМ. В породах макаровской толщи кварцевое прожилкование. В зоне сульфидной минерализации интервал мощностью 12 м с содержанием Au – 0,13 г/т
III-2	16	Бабушкинское	115ф	П. В породах макаровской толщи кварцевое прожилкование. Вскрыто рудное тело протяженностью более 1000 м по трем пересечениям, отмечаются интервалы мощностью 5, 7 и 11 м с содержанием Au – 1,2; 1,18 и 1,35 г/т соответственно
III-2	17	Верховье р. Узюп	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Au по содержанию 0,003 г/т, с максимальным содержанием Au 0,03 г/т
III-2	18	Булановское	115ф	П. В породах макаровской толщи кварцевое прожилкование. Вскрыто рудное тело протяженностью более 400 м по одному пересечению, отмечается интервал мощностью 4 м с содержанием Au 8,56 г/т
III-3	2	Правый борт р. Омул (среднее течение)	88ф	ПМ. В трещиноватых «ожелезненных» метабазах коярдской толщи содержание Au 0,082 г/т
III-3	9	Верховья правых притоков р. Туран (реки Блялик и Бажиник-Хем)	83ф	ШП. В шлиховых пробах знаки (1–10) золота
III-3	18	Перевал Нолевка	88ф	ПМ. Метабазальты орешковской толщи, рассланцованные, пиритизированные. Содержание Au 0,14 г/т
III-4	1	Правый борт р. Омул (среднее течение)	88ф	ПМ. Метапесчаники чапшинской свиты с кварцевой жилой мощностью 0,5 м. В эндоконтакте жилы примазки «медной зелени». Содержание Au 0,045 г/т, Ag 0,65 г/т; Cu 0,031 %
IV-1	1	Река Макаровка, среднее течение	47, 58ф	ШП. В шлиховых пробах знаки (1–10) золота. Прогнозные ресурсы категории P ₃ – 100 кг
IV-1	3	Верховье р. Макаровка	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Au по содержанию 0,003 г/т, Ag 0,00002 г/т, с максимальными содержаниями Au 0,2 г/т, Ag 0,00007 г/т. В донных отложениях ореол Au
IV-1	4	Река Макаровка, верхнее течение	47, 58ф	П. Россыпь. В шлиховых пробах знаки золота, достигающие весовых значений (до 50 мг/м ³). Добыто 408 г, при среднем содержании 0,92 г/т
IV-1	5	Макаровское	96ф	П. В вулканогенно-осадочных породах макаровской толщи наблюдается горизонт протяженностью более 110 м и мощностью 15 м, обогащенный сульфидами. Содержания Au 0,1–0,4 г/т; Ag 1,2–4 г/т; Cu 0,005–0,03 %; Pb 0,001–0,02 %; Zn 0,02–0,06 %; As 0,008–0,03 %
IV-1	6	Буланская зона (Аномалия 9)	115ф	ПМ. В тектонической зоне сульфидизированные песчаники иргитхемской свиты с кварцевым прожилкованием, содержание Au в штуфной пробе 4,5 г/т

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	8	Верховье р. Терешкина	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Au по содержанию 0,003 г/т, с максимальным содержанием 0,06 г/т
IV-1	7	Река Макаровка, верхнее течение	47, 58ф	ШП. В шлиховых пробах знаки золота, достигающие весовых значений (до 50 мг/м ³). Прогнозные ресурсы категории Р ₃ – 224 кг
IV-1	10	Верховье р. Макаровка	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Au по содержанию 0,004 г/т, с максимальным содержанием 0,02 г/т. В донных отложениях ореол Au
IV-2	1	Буланская зона	115ф	ПМ. Кварц-карбонатные породы с кварцевым прожилкованием. Содержание Au 5 г/т в штучной пробе
IV-2	4	Уч. Чинжаш. Верховья р. Чинжаш, левый приток	96ф	ШП. Содержание золота 1–15 знаков, в одной пробе 5,27 г/т
IV-2	5	Истоки р. Булан	115ф	ПМ. В зоне меланжа по породам иджимского комплекса содержание Au 5 г/т в штучной пробе
IV-2	6	Верхнеузюпская зона	115ф	ПМ. В тектонической зоне сульфидизированные песчаники иргитхемской свиты с кварцевым прожилкованием. Содержание Au в метровой бороздовой пробе 11,5 г/т
Золото, серебро				
III-3	11	Водораздел рек Омул и Бажиник-Хем	88ф	ПМ. Рассланцованные метапесчаники иргитхемской свиты с примазками «медной зелени». Содержание Au 0,14 г/т, Ag 0,83 г/т, Cu 0,67 %
III-3	19	Дорожный 1	88ф	ПМ. Сланцы по метапесчаникам, метаалевролитам ончанской свиты. Наблюдается обильная вкрапленность пирита с кубическими кристаллами до 1 × 1 см. Содержание Au 0,088 г/т, Ag 2,6 г/т, Cu 0,068 %
III-3	20	Дорожный 2	88ф	ПМ. Метапесчаники ончанской свиты рассланцованные. Отмечаются вкрапленность и гнезда пирита с кристаллами до 5 × 5 мм. Содержание: Au 0,46 г/т, Ag 12 г/т; Cu 1 %
Серебро				
I-1	1	Среднее течение рек Ровная и Нистафоровка	88ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Ag с содержанием 0,000026 г/т и с максимальным содержанием 0,000041 г/т
II-4	18	Верховье левого притока р. Бажиник-Хем	88ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Ag с содержанием 0,000022 г/т и с максимальным содержанием 0,000027 г/т
III-1	13	Левый борт в нижнем течении р. Синтебра	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Ag с содержанием 0,00002 г/т и с максимальным содержанием 0,000026 г/т
III-1	14	Левый борт в среднем течении р. Синтебра	88ф, 94ф	ВГХО. В донных отложениях ореол Ag с содержанием 0,00002 г/т и с максимальным содержанием 0,00005 г/т
Платина, палладий				
III-3	5	Верхнее течение р. Омул. Правый борт	88ф	ПМ. Серпентиниты в тектонической зоне трещиноватые, с тальковыми «зеркалами скопления». Содержание Pt 0,043 г/т, Pd 0,072 г/т

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-3	16	Правый борт в истоках р. Иджим	88ф	П.М. Метагаббро иджимского массива. Содержание Pt 0,055 г/т, Pd 0,03 г/т
Горно-техническое сырьё				
А с б е с т				
II-3	5	Орешская залежь	90ф	П. Асбестоносная залежь субмеридиональная, линзообразной формы, протяженностью 565 м, мощностью 42 м. Залежь имеет зональное строение и представлена крупно- и мелкосетчатыми рудами, просечками. Волокно асбеста АК-IIIс, АК-VI и АК-VII
II-3	8	Бляликское	47, 86ф	ПМ. Асбестоносные серпентиниты площадью распространения 50 × 100 м с длиной волокна 1–5 мм. Среднее содержание волокна – 0,089 %
II-4	12	Стрелка	86ф	ПМ. В серпентинитах площадью выхода 0,5 × 1,5 км – мелкая сеть хризотил-асбеста с длиной волокна 1–10 мм
III-2	3	Карантинное (Карантинское)	47, 73ф	П. В массиве гипербазитов две залежи. Восточная залежь мощностью 9–21 м и содержанием волокна III–VI сортов до 2,48 %. В Западной залежи – пять жил асбеста с текстильным волокном
III-2	12	Узюпское-II	47, 73ф, 96ф	П. В серпентинитах – две залежи. Западная залежь мощностью 10–15 м и протяженностью 750 м с разноориентированными просечками и единичными жилами. Среднее содержание волокна IV–VII сортов 1,099 %. Прогнозные ресурсы волокна IV–VII сортов по категории P ₁ – 116 тыс. т. Восточная залежь мощностью 10 м и протяженностью 400 м с серией субпараллельных прожилков. Содержание волокна IV–VII сортов 3,806 %
III-2	15	Иджимское	47, 73ф, 96ф	П. В серпентинитовых полосах мощностью до 160 м и протяженностью до 2,5 км – жилы асбеста с плотностью 3–5 на 1 м. Преобладает низко-сортное волокно
III-2	19	Узюпское-I	47, 73ф, 96ф	П. В расланцованных серпентинитах пять залежей асбеста мощностью 3–13 м и содержанием волокна IV–VII сортов более 0,1 %
III-3	3	Хата-Булунское	47, 73ф	П. Асбестоносная зона с сетчатым прожилкованием площадью 1,1 км ² со средним содержанием асбеста III–VII сортов – 0,343 %
III-3	4	Омульское	47, 73ф	П. Асбестоносная зона с просечками размерами 200 × 700 м, со средним содержанием волокна VI сорта 0,087%
III-3	7	Пичи-Токское I	47, 73ф	П. В массиве серпентинитов – 20 жил асбеста протяженностью 0,2–2 м и средним содержанием волокна III,IV сортов – 0,04 %
III-3	10	Пичи-Токское II	47, 73ф	П. В серпентинитах – асбестовые жилы со средним содержанием волокна IV сорта – 0,133 %
III-3	13	Пичи-Токское III	47, 73ф	П. Асбестоносная зона шириной 40 м и протяженностью 400 м с сетью жил размерами 200 × 700 м, с содержанием волокна II–VI сортов до 0,771 %
III-3	17	Асбестовая Горка	47, 73ф	ПМ. В оталькованных серпентинитах мелкие прожилки асбеста с волокном V–VI сортов

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-2	7	Синтербинское	96ф	П. Субширотная зона серпентинитов мощностью до 120–200 м и протяженностью до 700 м. Асбестоносность в виде сетчатых просечек и параллельно ориентированными прожилками асбеста с длиной волокна до 18 мм. Содержание волокна для III–VII сортов до 3,152 %
Тальк, тальковый камень				
III-3	8	Водораздел рек Омул–Иджим	15	ПМ. Горизонт оталькованных ультраосновных пород мощностью 15 м
III-3	15	Хата-Булунское	47	П. В мощной полосе оталькования среди серпентинитов – отдельные жилы талька мощностью 0,5–2 м и протяженностью до первых десятков метров
IV-2	3	Левобуланское	96ф	П. Залежь оталькованных рассланцованных серпентинитов мощностью 2–40 м и протяженностью до 1600 м. Содержание талька от 40 до 70 %. Прогнозные ресурсы категории P ₁ – 11 млн т
Драгоценные и поделочные камни				
Камни поделочные и технические				
Нефрит				
II-4	5	Бажихемское	88ф	ПМ. В русле верховья р. Бажи-Хем, среди валунных развалов глыба (0,7 × 0,5 × 0,3 м) нефритоидной породы серовато-зеленого цвета
III-2	9	Сатпыйское	47, 73ф	П. На контакте габброидного массива с серпентинитами – линзовидные тела зеленых нефритов мощностью до 0,4 м и протяженностью до 1 м прослежены на 100 м. Прогнозные ресурсы не оценивались
IV-2	2	Верхнеузыюпское	47, 96ф	П. В мелких коренных выходах серпентинитов и делювиальных свалах альбит-актинолитовых пород – обломки зеленых нефритов. Прогнозные ресурсы не оценивались
Опал				
III-2	7	Сатпыйское	96ф	П. Жилообразное тело опалов (кахолонгов) мощностью до 15 м и протяженностью 30 м субвертикального падения в рассланцованных серпентинитах
Серпентинит				
II-3	9	Бляликское	47	П. В обнажении высотой 47 м и протяженностью 300 м – апоперидотитовые темно-зеленые серпентиниты II класса по декоративным свойствам
Горный хрусталь				
I-4	16	Коярдское	47	П. В кварцевой жиле мощностью до 40 м и протяженностью 1,1 км – пустоты с кристаллами полупрозрачного кварца до 5–7 см

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Л и с т в е н и т				
II-3	4	Орешское	47	ПМ. Жилообразное тело кварц-карбонатного состава зеленовато-голубого окраса мощностью 2,5 м и протяженностью 10 м
Х а л ц е д о н				
III-3	14	Карантинское	47	ПМ. Несколько жильных тел зеленовато-серого трещиноватого халцедона мощностью до 0,7 м

**Список проявлений полезных ископаемых, показанных на карте неоген-четвертичных образований
листа N-46-XXXIV**

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ				
Обломочные породы				
Песчано-гравийный материал				
III-2	22	Траптовое-1	47, 96ф	Залежь песчано-гравийных отложений первой надпойменной террасы размером 150 × 1000 м и мощностью 1–4 м
III-2	23	Траптовое-2	47, 96ф	Залежь песчано-гравийных отложений первой надпойменной террасы размером 100–200 × 1000 м и мощностью до 3 м
ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ				
IV-3	2	Озеро Белое	20	Грязи темно-серые с запахом сероводорода

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений листа N-46-XXXIV масштаба 1 : 200 000

№ п/п	Название, ранг, индекс подразделения	Полезное ископаемое	Площадь (S), км ²	Запасы, категории				Σ A+B+C	Прогнозные ресурсы/категории по состоянию на 1.01.2015 г.			Минерагенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность
				A	B	C ₁	C ₂		P ₁	P ₂	P ₃			
1	1.1 Au Усинский золото-рудно-россыпной район*	Золото россыпное, т		–	–	–	0,14	0,14	–	–	2,57**	2,57	2,71	–
2	1.1.1 Au Коярдский прогнозируемый золоторудный узел	Золото рудное, т	322	–	–	–	–	–	–	–	95	95	95	0,3
3	1.1.2 Au Макаровский прогнозируемый золоторудный узел	Золото рудное, т	487	–	–	–	–	–	–	–	115	115	115	0,24
4	1.0.1 Au Туран-Ожухутинский золото-россыпной узел*	Золото россыпное, т		–	–	–	–	–	–	1,22**	–	1,22	1,22	–
5	1.0.2 asb,пр Саяно-Иджимский нефрит-асбестоносный узел	Асбест, тыс. т	403		43111	169 264	4209	216 584	5 430**	484**	–	5 914	222 498	552,1
		Нефрит (руда), т	403	–	–	–	948,5	948,5	1285,6**	–	–	1285,6	2234	5,54

* Только в пределах листа

** Ресурсы не апробированы, приведены по материалам предшественников.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых по листу N-46-XXXIV

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Металлические, благородные	Золото рудное, т	2	P ₃	210
	Золото россыпное, т	3	P ₂	1,22*
	Золото россыпное, т	9	P ₃	2,57*
Неметаллические – горнотехническое сырье – драгоценные и поделочные камни	Асбест (руда), тыс. т	14	P ₁	5430*
	Асбест (руда), тыс. т	3	P ₂	484*
	Нефрит, т	1	P ₁	1285,6*

* Ресурсы не апробированы, приведены по материалам предшественников.

Таблица впервые выявленных или переоцененных по результатам работ прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов по листу N-46-XXXIV

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категории Рз, т		Балансы ресурсов по результатам работ (+,-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	1.1.1 Au Коярдский прогнозируемый узел	0	95	+95	ПР
2	1.1.2 Au Макаровский прогнозируемый узел	0	115	+115	ПР

П р и м е ч а н и е. Принятые сокращения: ПР – поисковые работы.

**Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений, показанных на карте донеогеновых образований
листа N-46-XXXIV**

Индекс клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
I-3	9	Опорное обнажение (базальные конгломераты в основании шиштыкской серии верхнего силура), среднее течение, правобережье р. Тихая, левобережье руч. Пограничный	т.н. 24343
I-3	10	Опорное обнажение (несогласное налегание эффузивов актуругской свиты нижнего девона на песчаники шиштыкской серии верхнего силура), правобережье, среднее течение р. Тихая	т.н. 24158
I-3	11	Опорное обнажение (разрез лобанцевской свиты верхнего девона), правобережье р. Тихая в среднем течении, юго-восточный склон вершины с выс. отм. 1589 м	[86ф], т.н. 6910-6912
I-2	12	Стратотип араданской свиты верхнего девона, левобережье р. Ус, правый борт, район устья р. Тихая	[15]
II-1	14	Опорное обнажение (размыв отложений нижебуйбинской подсвиты нижнего кембрия конгломератами актуругской свиты нижнего девона), правобережье р. Нистафоровка	[118ф], т.н. 768
II-1	16	Опорное обнажение (контакт актуругской свиты нижнего девона с нижебуйбинской подсвитой раннекембрийского возраста) верховья руч. Заломный	[118ф], т.н. 1587
II-1	17	Опорное обнажение (разрез лобанцевской свиты верхнего девона), устье руч. Калаш	[118ф]
II-1	18	Опорное обнажение (базальные конгломераты в основании лобанцевской свиты верхнего девона), правобережье р. Ус, левый борт, нижнее течение р. Таловка	[118ф], т.н. 903
II-4	19	Опорное обнажение (разрез илеморовской свиты среднего девона), левобережье р. Туран, исток руч. Арыскан-Бажи (приток р. Стерлиг)	[86ф], т.н. 4180-4183
II-1	20	Опорное обнажение (базальные конгломераты в основании лобанцевской свиты верхнего девона), правобережье р. Ус, левый борт, нижнее течение р. Таловка	[118ф], т.н. 1845,
III-1	22	Стратотип узюпской свиты нижнего карбона, левобережье р. Ус, гора Сопка	[15]
III-2	25	Описание серпентинитового меланжа	т.н. 24018
III-2	27	Описание серпентинитового меланжа	т.н. 23501
III-2	36	Петротип иджимского комплекса, верховья р. Иджим, южный склон вершины с выс. отм. 1441 м	[24]
IV-2	44	Опорное обнажение (несогласное налегание базальных конгломератов борлугской свиты нижнего–среднего ордовика на отложения аласугской серии средне-позднекембрийского возраста) междуречье руч. Желвак и Кара-Сарлык	т.н. 24136
IV-2	49	Опорное обнажение (базальные конгломераты в основании борлугской свиты), левый борт р. Тарлаг, правобережье р. Кара-Сарлык	т.н. 24132
IV-2	54	Опорное обнажение (согласное соотношение атчольской свиты нижнего силура с тамзарынской свитой верхнего ордовика), район пос. Тарлаг, северный склон высоты с отметкой 1066,7 м (гора Улуг-Даг)	т.н. 24035
IV-2	55	Опорное обнажение (трансгрессивное налегание отложений борлугской свиты нижнего–среднего ордовика с базальными конгломератами в основании на молассовые отложения аласугской серии среднего кембрия), южный склон водораздельного хребта рек Уюк–Тарлык	[96ф], т.н. 2645

Индекс клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
IV-2	56	Опорное обнажение (трансгрессивное налегание отложений борлугской свиты нижнего–среднего ордовика с базальными конгломератами в основании на молассовые отложения аласугской серии среднего кембрия), южный склон водораздельного хребта рек Уюк–Тарлык	[96ф], т.н. 5350
IV-1	58	Опорное обнажение (трансгрессивное налегание отложений борлугской свиты нижнего–среднего ордовика с базальными конгломератами в основании на молассовые отложения аласугской серии среднего кембрия), южный склон водораздельного хребта рек Уюк–Тарлык	[96ф], т.н. 3576
IV-2	61	Опорное обнажение (базальные конгломераты в основании борлугской свиты), южный склон водораздельного хребта рек Уюк–Тарлык	т.н. 24031

**Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте неоген-четвертичных образований
листа N-46-XXXIV**

Индекс клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Авторский номер объекта
I-4	4	Разрез аллювиальных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	Обн. 74518
I-4	7	Разрез аллювиальных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	Обн. 74516
II-2	15	Разрез аллювиальных отложений неогена со спорово-пыльцевой характеристикой	Обн. 74515
III-1	26	Разрез аллювиальных и пролювиальных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	Обн. 74507
III-3	31	Разрез аллювиальных и пролювиальных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	Обн. 63025
III-3	32	Разрез делювиальных и пролювиальных отложений нерасчлененных со спорово-пыльцевой характеристикой	Обн. 63019
III-3	34	Разрез аллювиальных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	Обн. 63022
III-3	35	Разрез аллювиальных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	Обн. 63024
IV-4	38	Разрез аллювиальных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	Обн. 63001
IV-4	42	Разрез пролювиальных и делювиальных нерасчлененных отложений неоплейстоцена	Обн. 74520
IV-3	43	Разрез пролювиальных и делювиальных отложений неогена со спорово-пыльцевой характеристикой	Обн. 63005
IV-3	53	Разрез озерных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	Обн. 63010
III-4	24	Разрез аллювиальных и пролювиальных отложений неоплейстоцена-голоцена, озерных глин плиоцена	[95ф], скв. 693
III-2	28	Разрез озерных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	т.н. 63026
III-3	29	Разрез аллювиальных отложений неогена со спорово-пыльцевой характеристикой	С-1
III-3	30	Разрез озерных и аллювиальных отложений эоплейстоцена	[95ф], скв. 972
IV-4	37	Разрез аллювиальных и озерных отложений эоплейстоцена и неогена	[95ф], скв. 1065
IV-3	39	Разрез озерных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	Скв. 9084
IV-3	40	Разрез озерных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[60ф], Скв. 42
IV-3	45	Разрез озерных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	Скв. 9085
IV-3	47	Наиболее мощный разрез кайнозоя площади листа	[95ф], Скв. 504
IV-3	48	Разрез озерных и аллювиальных отложений эоплейстоцена	[60ф], Скв. 630
IV-3	50	Разрез озерно-аллювиальных отложений голоцена, озерных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[60ф], Скв. 41
IV-3	57	Разрез озерно-аллювиальных отложений голоцена, озерных отложений эоплейстоцена и плиоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[60ф], Скв. 40

Индекс клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Авторский номер объекта
IV-3	59	Разрез озерно-аллювиальных отложений голоцена, озерных отложений эоплейстоцена и плиоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[60ф], С кв. 38
IV-3	60	Разрез озерно-аллювиальных отложений голоцена, озерных отложений эоплейстоцена и плиоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[60ф], С кв. 39

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород

Индекс клетки	Номер на карте	Наименование геологического подразделения	Материал для опробования	Метод определения	Возраст, млн лет	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
I-3	1	Гранит-порфиры джойского комплекса	Цирконы >50 знаков	U-Pb	407,4 ± 4,9	[88ф], 84032
I-1	2	Граниты джойского комплекса	Цирконы >50 знаков	U-Pb	418,5 ± 4,9	[88ф], 4507
I-3	3	Гранит-порфиры джойского комплекса	Цирконы >50 знаков	U-Pb	414,9 ± 5,5	[88ф], 04032
I-2	5	Диориты большепорожского комплекса	Цирконы >50 знаков	U-Pb	423,2 ± 4,9	[88ф], 84035
I-3	6	Граниты джойского комплекса	Цирконы >50 знаков	U-Pb	417,2 ± 2,6	[88ф], 04035
I-1	8	Граниты джойского комплекса	Цирконы >50 знаков	U-Pb	416,8 ± 4,1	[88ф], 04511
II-4	13	Диориты субвулканических образований кендейско-саглинского осадочно-вулканогенного комплекса	Цирконы >50 знаков	U-Pb	417,5 ± 5	[88ф], 84014
III-3	21	Габбро иджимского комплекса	Цирконы >50 знаков	U-Pb	490 ± 4	[88ф], 23084
III-2	23	Лейкограниты джойского комплекса	Цирконы >50 знаков	U-Pb	407 ± 14	[88ф], 04560
III-2	33	Граниты джойского комплекса	Цирконы >50 знаков	U-Pb	418,9 ± 2,2	[88ф], 24102
IV-1	41	Лейкограниты джойского комплекса	Цирконы >50 знаков	U-Pb	415,8 ± 4,1	[88ф], 04575

**Список пунктов радиологических определений, показанных на карте неоген-четвертичных образований
листа N-46-XXXIV**

Индекс клетки	Номер на карте	Координаты, привязка	Материал для опробования	Метод анализа (C ¹⁴), возраст, тыс. лет	Номер источника по списку литературы
IV-3	46	Могильник Аржан-2 52°03'–93°35'	Погребенная почва под могильником	3,0	53
IV-3	51	Озера Белые, 52°03' 59" с. ш., 93°43' 40" в. д.	Колонка WL-2 из донных осадков	3,93–6,63	23
IV-3	52	Могильник Аржан 52°03'–93°35'	Материал из могильника	2,72–2,95	1

Каталог памятников природы, показанных на листе N-46-XXXIV

Номер на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	Тектонический	Магматическая структура..., ГД*
2	Общегеологический	Обнажение пород шиштыкской серии
3	Тектонический	Скальные коренные выходы риолитов субвулканических тел Ку-жебазинского комплекса
4	Общегеологический	Несогласное налегание эффузивов актуругской свиты на песчаники шиштыкской серии
5	Тектонический	Магматическая структура..., ГД*
6	Тектонический	Скальные коренные выходы порфировых риолитов купхольской свиты нижнего девона
7	Общегеологический	Интрузивный контакт гранитов большепорожского комплекса с вмещающими породами амыльской свиты
8	Минералогические	Поделочные камни – нефрит
9	Тектонический	Магматическая структура..., ГД*
10	Тектонический	Магматическая структура..., ГД*
11	Общегеологический	Надвиговой контакт эффузивов купхольской и ортосланцев амыльской свит
12	Памятники древней культуры	Археологическая стоянка Усть-Иджимская
13	Памятники древней культуры	Древние захоронения
14	Общегеологический	Обнажения отпрепарированных даек джойского комплекса
15	Памятники древней культуры	Древние могильники
16	Геоморфологический	Сквозная долина между реками Бажиник-Хем–Омул
17	Памятники древней культуры	Древние могильники
18	Памятники древней культуры	Древние могильники
19	Тектонический	Сейсмодислокации
20	Памятники древней культуры	Древние могильники
21	Общегеологический	Интрузивный контакт гранитов джойского комплекса и базальтов коярдской толщи
22	Общегеологический	Обнажение ракушняковых известняков дерзигской свиты, насыщенных остатками брахиопод
23	Общегеологический	Обнажения отпрепарированных даек джойского комплекса
24	Памятники древней культуры	Древние могильники
25	Общегеологический	Обнажение
26	Памятники древней культуры	Древние шурфы для добычи меди
27	Памятники древней культуры	Захоронение Аржаан-2
28	Памятники древней культуры	Археологический памятник Аржаан-2 – филиал музея Алдан-Маадыр
29	Памятники древней культуры	Древние могильники
30	Памятники древней культуры	Захоронение Аржаан-1
31	Геоморфологический	Сквозная долина между реками Тарлаг и Макаровка
32	Общегеологический	Обнажение глинистых известняков тарлыкской свиты, насыщенных остатками брахиопод

Номер на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
33	Памятники древней культуры	Древние могильники Долины Царей
34	Памятники древней культуры	Древние могильники Долины Царей
35	Общегеологический	Обнажение известняков тарлыкской свиты, насыщенных остатками брахиопод
36	Памятники древней культуры	Древние могильники

* Здесь и далее – местная геологическая достопримечательность.

Химический состав пород стратифицированных и интрузивных образований листа N-46-XXXIV

№ п/п	Номер пробы	ппп	Химический состав породы														Номер источника по списку литературы	Название породы (пересчет по Петрокодексу, 2008)
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	Σ		
Иджимский габбро-гипербазитовый комплекс																		
<i>Зона ультрабазитов (ΣRF₃?id)</i>																		
1	п-4	12,59	40,64	0,06	1,7	2,64	3,52	0,1	0,3	38,11	0,4	–	0,05	–	–	100,11	86ф	Гарибургит
2	п-5	3,73	40,76	0,25	12,73	1,68	7,83	0,32	21,43	10,83	0,2	–	0,05	–	–	99,81	86ф	Родингит (клинопироксенит)
3	п-14	11,71	41,76	0,07	0,77	1,77	2,07	0,13	0,46	34,17	–	–	0,07	–	–	92,98	86ф	Гарибургит
4	511	12,27	39,86	0,06	0,63	6,63	1,36	0,1	0,3	38,76	–	–	0,09	–	–	100,06	86ф	Гарибургит
5	4250	22,38	34,98	0,06	1,07	0,56	5,39	0,07	1,22	33,81	0,1	–	0,46	–	–	100,10	86ф	Гарибургит
6	4347-1	11,9	39,7	0,12	1,82	6,78	1,44	0,09	2,44	35,48	0,1	–	0,07	–	–	99,94	86ф	Гарибургит
7	4738	7,22	39,96	0,03	0,81	2,55	5,03	0,09	0,94	41,73	1,5	0,02	0,05	–	–	99,93	86ф	Гарибургит
8	7273-1	12,11	40,4	0,1	3,25	3,35	3,88	0,09	0,14	35,98	–	0,04	0,07	–	–	99,41	86ф	Гарибургит
9	7294	11,94	43,46	0,03	0,54	2,85	4,53	0,05	0,14	35,88	–	–	0,07	–	–	99,49	86ф	Гарибургит
10	п-34	11,24	40,06	0,06	1,13	5,35	7,18	0,068	0,84	34,37	0,1	0,02	0,046	–	–	100,46	86ф	Гарибургит
11	п-40	12,02	39,52	0,005	1,67	6,58	3,64	0,088	0,56	35,99	0,06	–	0,046	–	–	100,18	86ф	Гарибургит
12	п-43	12,06	41,68	0,06	0,8	1,92	7,04	0,12	0,3	35,92	0,2	–	0,05	–	–	100,15	86ф	Гарибургит
13	4646	7,62	42,14	0,16	4,93	2,24	5,46	0,1	0,98	35,98	0,2	0,1	0,06	–	–	99,97	86ф	Гарибургит
14	п-32	9,59	45,14	0,06	2,12	2,81	6,06	0,16	3,72	30,14	0,1	–	0,055	–	–	99,96	86ф	Лерцолит
15	МК-30-1	–	39,88	0,079	0,04	7,04	0,50	0,30	1,11	36,21	0,10	0,04	–	0,62	0,203	85,30	96ф	Гарибургит
16	МК-30-2	–	41,30	0,21	1,31	5,61	1,65	0,23	0,27	36,21	0,08	0,04	–	0,47	0,14	86,91	96ф	Гарибургит
17	МК-30-3	–	40,11	0,084	0,94	3,25	4,75	0,20	0,55	40,99	0,04	0,04	–	0,51	0,25	90,95	96ф	Лерцолит
18	2308	–	41,55	0,019	0,84	4,07	1,28	0,277	0,41	37,90	0,03	0,03	–	0,87	0,17	86,41	96ф	Гарибургит
19	2308-Д	–	39,28	0,135	1,38	5,61	2,14	0,227	0,55	37,51	0,03	0,02	–	0,77	0,12	86,88	96ф	Гарибургит
20	2356	–	42,12	0,262	1,88	3,54	3,98	0,277	1,90	37,90	0,17	0,10	–	0,90	0,14	92,13	96ф	Гарибургит

№ п/п	Номер пробы	ппп	Химический состав породы														Номер источника по списку литературы	Название породы (пересчет по Петрокодексу, 2008)
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	Σ		
21	2364	–	40,52	0,265	1,41	4,45	3,00	0,267	0,69	38,70	0,08	0,10	–	0,73	0,081	89,48	96ф	Гарцбургит
22	2375-A	–	37,40	0,26	1,03	10,92	2,95	0,28	0,55	34,82	0,04	0,05	–	0,62	0,13	88,30	96ф	Гарцбургит
23	2375-B	–	36,74	0,135	0,85	8,91	2,44	0,23	0,95	36,21	0,08	0,05	–	0,46	0,14	86,60	96ф	Гарцбургит
24	2387	–	40,60	0,22	1,13	5,69	2,23	0,27	0,54	36,61	0,08	0,06	–	0,64	0,14	87,43	96ф	Гарцбургит
25	2390	–	39,90	0,22	1,31	5,35	2,16	0,32	0,68	37,17	0,10	0,07	–	0,75	0,11	87,28	96ф	Гарцбургит
26	2347-A	–	39,24	0,119	1,31	7,07	1,71	0,257	0,55	37,11	0,05	0,10	–	0,53	0,13	87,52	96ф	Гарцбургит
27	2424-A	–	43,88	0,185	1,12	2,34	6,15	0,257	0,83	41,38	0,16	0,15	–	0,87	0,081	96,45	96ф	Гарцбургит
28	243811	12,04	38,93	0,021	1,15	8,19	1,65	0,23	0,1	38,46	0,025	<0,020	<0,20	0,4	0,21	99,35	88ф	Гарцбургит
29	24382	12,51	38,89	0,015	1,08	7,49	1,65	0,14	<0,10	38,44	<0,020	<0,020	<0,20	–	–	98,87	88ф	Гарцбургит
30	243843	1,53	50,54	0,27	2,97	10,64	7,79	0,23	15,56	16,7	0,17	<0,020	<0,20	–	–	98,81	88ф	Клинопироксенит
31	24084	11,77	39,07	0,025	1,39	9,09	3,27	0,19	0,69	37,23	0,029	0,02	<0,20	0,39	0,2	99,7	88ф	Гарцбургит
32	241081	13,24	38,56	0,026	0,83	7,65	1,25	0,16	0,72	38,32	0,025	<0,020	<0,20	0,36	0,21	99,73	88ф	Гарцбургит
33	23017	11,69	41,32	0,03	0,32	6,03	<0,25	0,1	5	34,71	0,05	0,09	<0,10	0,6	–	100	88ф	Лерцолит
34	230333	7,12	40,11	0,24	10,53	11,3	8,61	0,17	5,99	23,03	0,17	0,02	<0,10	0,15	–	98,93	88ф	Верлит
35	230421	5,04	41,6	0,03	0,72	8,05	5,52	0,19	2,65	40,87	0,07	0,02	<0,10	0,4	–	99,74	88ф	Гарцбургит
36	23049	13,16	38,89	0,029	0,38	7,65	0,54	0,095	0,44	38,45	0,03	<0,020	<0,10	0,37	–	99,61	88ф	Гарцбургит
37	23056	5,33	42,85	0,035	1,29	8,11	6,3	0,13	1,54	39,64	0,14	0,02	<0,10	0,38	–	99,57	88ф	Гарцбургит
38	23059	14,85	37,43	0,035	1,15	6,11	2,26	0,13	2,14	36,57	0,03	0,02	<0,10	0,48	–	99,05	88ф	Дунит
39	23084	9,12	39,54	0,16	5,34	11,91	6,26	0,17	3,46	29,51	0,2	0,03	<0,10	0,39	–	99,93	88ф	Лерцолит
40	83627	11,58	40,82	0,039	0,49	9,7	3,7	0,12	0,18	36,22	0,03	0,02	<0,10	0,55	–	99,85	88ф	Гарцбургит
<i>Зона габброидов (vRF₃?id)</i>																		
41	п-67	2,38	48,3	0,11	17,12	1,68	4,67	0,11	15,04	9,48	0,8	–	0,032	–	–	99,72	86ф	Габбро
42	п-69	3,34	47,54	0,16	16,22	2,23	6,04	0,12	13,08	10,08	1,4	–	0,046	–	–	100,26	86ф	Габбро
43	п-86	2,38	53,28	0,31	10,04	2,88	6,03	0,13	10,67	12,48	1,2	–	0,09	–	–	99,49	86ф	Габбро
44	п-35	4,7	44,5	0,34	11,93	2,11	6,29	0,14	15,98	13,71	0,2	–	0,046	–	–	99,95	86ф	Горнблендит

№ п/п	Номер пробы	ппп	Химический состав породы														Номер источника по списку литературы	Название породы (пересчет по Петрокодексу, 2008)
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	Σ		
45	5118-3	4,91	46,68	0,7	14,28	2,51	5,64	0,13	14,3	8,67	2,1	–	0,06	–	–	99,98	86ф	Габбро
46	4014	2,74	44,84	0,2	19,28	2,28	4,71	0,11	16,12	8,57	0,96	0,24	0,023	–	–	100,07	86ф	Габбро
47	4091	2,32	50,46	0,88	15,03	2,44	7,58	0,16	10,27	7,56	3,06	0,22	0,083	–	–	100,06	86ф	Габбро
48	7273	2,6	46,54	0,28	15,05	2,42	4,85	0,11	18,18	8,37	0,21	0,02	0,09	–	–	98,72	86ф	Габбро
49	п-44	6,11	50,08	0,12	4,43	2,91	6,36	0,13	4,53	25,5	0,16	–	0,046	–	–	100,38	86ф	Вебстерит
50	п-45	5,15	51,26	0,11	3,57	2,15	6,47	0,13	5,17	25,28	0,1	–	0,046	–	–	99,44	86ф	Вебстерит
51	п-54	3,27	51,88	0,11	3,57	2,27	5,5	0,15	12,24	21,07	0,1	–	0,046	–	–	100,21	86ф	Вебстерит
52	п-88	2,99	52,16	0,3	12,82	2	6,97	0,13	11,28	8,56	2,8	0,4	0,05	–	–	100,46	86ф	Долерит
53	п-13	2,41	52,78	0,15	2,51	1,84	4,81	0,12	14,83	19,93	0,1	–	0,06	–	–	99,54	86ф	Вебстерит
54	243581	3,05	54,05	1,53	17,53	8,28	6,21	0,26	3,35	3,43	7,4	0,14	0,22	–	0,006	99,24	88ф	Монцодиорит
55	24380	3,98	48,96	0,15	8,72	8,88	7,2	0,28	9,48	17,49	0,57	0,024	<0,20	–	–	98,73	88ф	Горнблендит
56	243862	2,23	51,26	0,87	14,86	10,58	8,01	0,25	10,53	5,84	2,32	0,056	<0,20	<0,20	0,011	99	88ф	Габбро
57	230337	2,07	51,84	0,44	11,5	9,51	6,92	0,19	10,16	9,78	2,85	0,18	<0,10	0,13	–	98,75	88ф	Габбро
58	230393	2,57	48,37	0,31	12,91	6,55	4,84	0,14	14,51	11,69	1,52	0,02	<0,10	<0,10	–	98,79	88ф	Габбро
59	230402	2,65	50,58	0,23	11,28	8,42	6,53	0,17	10,58	12,6	1,84	0,09	<0,10	0,12	–	98,66	88ф	Габбро
60	230773	3,61	48,99	0,77	16,2	10,25	7,48	0,18	8,96	7,11	2,42	0,06	<0,10	<0,10	–	98,75	88ф	Габбро
61	23079	3,23	47,43	0,1	16,82	5,85	3,63	0,13	14,3	9,82	0,86	0,02	<0,10	<0,10	–	98,76	88ф	Лейкогаббро (анортозит?)
62	235053	2,5	45,72	3,37	17,95	8,27	6,37	0,13	10,39	7,23	3,02	0,13	<0,10	<0,10	–	98,91	88ф	Лейкогаббро (норит?)
63	23507	1,85	52,06	1,21	17,22	7,91	6,07	0,17	9,04	5,58	2,94	0,51	0,15	<0,10	–	98,74	88ф	Норит
64	23511	2,11	53,92	0,37	13,21	8,24	6,26	0,13	7,46	8,91	4,15	0,1	<0,10	<0,10	–	98,8	88ф	Габродиорит
65	235111	2,55	52,9	0,28	11,82	8,41	6,41	0,13	7,61	11,06	2,03	1,87	<0,10	<0,10	–	98,86	88ф	Норит
66	230306	2,67	52,32	0,28	16,96	9,92	7,1	0,13	5,13	5,65	5,5	0,06	<0,10	<0,10	–	98,82	88ф	Габбродиорит (норит?)
67	230842	2,92	52,69	0,19	12,19	9,94	7,93	0,18	6,15	10,89	2,42	0,92	<0,10	0,11	–	98,7	88ф	Норит
Дайковая фация иджимского комплекса																		
68	4050	3,25	54,88	0,43	13,65	2,08	8,19	0,25	4,91	7,66	4,6	0,04	0,046	–	–	99,99	86ф	Долерит
69	4463	2,01	55,08	0,55	17,83	4,4	4,09	0,13	7,21	3,5	3,6	1	0,18	–	–	99,58	86ф	Андезибазальт

№ п/п	Номер пробы	ппп	Химический состав породы														Номер источника по списку литературы	Название породы (пересчет по Петрокодексу, 2008)
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	Σ		
70	T-5560	1,51	57,52	1	15,95	4,16	3,01	0,1	7,01	4,82	3	1,4	0,2	–	–	99,68	86ф	Андезит
71	230844	1,27	55,64	0,7	14,56	9,44	6,82	0,15	6,17	5,11	5,51	0,07	<0,10	<0,10	–	98,82	88ф	Габбродиорит
Коярдская толща (RF₃?kr)																		
72	7343-1	–	47,98	1,64	16,18	2,67	8	0,19	9,12	7,6	2,92	0,31	–	–	–	96,61	96ф	Базальт
73	24102	0,19	49,01	2,2	13,8	11,93	9,23	0,36	12,74	5,86	2,99	0,24	0,3	–	–	99,62	88ф	Базальт
74	241201	1,39	>80,00 (~82,02)	0,41	6,64	4,5	2,1	0,097	0,63	1,25	1,22	1,09	<0,20	–	–	99,45	88ф	Окварцованный базальт
75	230191	3,46	50,88	0,13	7,14	9,44	7,75	0,25	7,78	17,99	1,3	0,05	<0,10	0,26	–	98,78	88ф	Основной пикробазальт
76	23020	3,57	45,81	0,17	18,49	6,44	4,16	0,15	13,17	9,08	1,63	0,04	<0,10	<0,10	–	98,75	88ф	Основной пикробазальт
77	230202	2,39	48,85	0,22	16,06	7,48	5,09	0,14	11,62	8,72	2,81	0,32	<0,10	<0,10	–	98,81	88ф	Базальт
78	23022	2,01	53,56	1,15	15,06	11,93	7,57	0,22	6,44	3,93	3,8	0,5	0,13	<0,10	–	98,83	88ф	Андезибазальт
79	230311	3,06	56,37	0,85	14,67	10,93	8,25	0,19	3,35	4,27	4,66	0,1	<0,10	<0,10	–	98,65	88ф	Андезибазальт
80	23033	1,14	57,32	0,65	13	9,42	6,96	0,17	5,89	5,55	5,15	0,18	<0,10	<0,10	–	98,67	88ф	Андезибазальт
81	230332	2,09	51,38	1,13	9,5	10,05	7,75	0,18	9,93	11,43	2,63	0,14	0,11	<0,10	–	98,66	88ф	Магнезиальный базальт
82	23041	2,43	52,42	1,16	14,51	11	8,68	0,19	6,09	7,48	4,36	0,19	0,11	<0,10	–	100	88ф	Андезибазальт
83	23042	1,76	56,32	0,79	14,47	10,17	6,28	0,17	6,65	4,31	3,8	0,24	<0,10	<0,10	–	98,88	88ф	Андезибазальт
84	23068	9,79	39,89	1,25	14,65	11,94	7,78	0,17	12,02	6,19	2,27	0,22	0,15	0,1	–	98,64	88ф	Умереннощелочной пикрит
85	23077	2,24	50,55	1,03	14,24	12,15	9,29	0,26	7,37	6,82	3,82	0,16	0,11	<0,10	–	98,85	88ф	Базальт
86	230771	1,63	52,26	1,07	14,04	12,18	8,89	0,22	7,41	5,3	4,22	0,19	0,12	<0,10	–	98,74	88ф	Лейкобазальт
87	235074	0,73	95,39	0,051	0,59	0,81	0,33	<0,02	0,22	0,35	0,3	0,26	<0,10	<0,10	–	98,92	88ф	Кварцит (кремнистая порода)
88	230331	1,86	55,67	0,67	14,56	10	7,89	0,26	5,72	4,72	5,16	0,14	<0,10	<0,10	–	98,96	88ф	Андезибазальт
Макаровская толща (V?mk)																		
89	7263-1	–	50,26	1,75	13,45	3,44	6,72	0,13	7,06	9,45	1,45	0,17	–	–	–	93,88	96ф	Основной пикробазальт
90	7438-2	–	47,36	3,28	13,92	4,5	7,22	0,15	10,57	7,96	0,9	0,75	–	–	–	96,61	96ф	Основной пикробазальт

№ п/п	Номер пробы	ппп	Химический состав породы														Номер источника по списку литературы	Название породы (пересчет по Петрокодексу, 2008)
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	Σ		
91	7439-2	–	47,45	2,67	9,78	4,04	9,51	0,13	12,36	9,56	0,48	0,16	–	–	–	96,14	96ф	Основной пикробазальт
92	К-34-1	–	41,76	1,57	11,57	5,94	3,64	0,19	16,98	4,36	1,28	0,38	–	–	–	87,67	96ф	Ультраосновной пикробазальт
93	7809	–	52,86	1,69	12,23	7,48	4,22	0,19	6,17	7	2,8	0,1	–	–	–	94,74	96ф	Андезибазальт
94	243976	5,78	54,81	0,46	14,31	10,09	8,34	0,25	3,21	5,74	4,29	0,047	<0,20	<0,20	0,013	99,19	88ф	Андезибазальт
95	24105	2,42	47,3	1,36	13,7	11,78	8,38	0,23	11,97	7,56	2,29	0,085	<0,20	–	–	98,9	88ф	Базальт
96	24116	2,78	45,25	2,08	15,86	12,71	8,86	0,28	11,97	5,96	1,39	0,14	0,27	–	–	98,69	88ф	Основной пикробазальт
97	230622	1,6	80,28	0,42	7,39	4,09	2,44	0,28	0,76	1,52	1,63	1,14	<0,10	<0,10	–	99,31	88ф	Песчаник с пироксеном или метасоматит
98	23063	3,58	49,95	0,96	18,62	7,44	5,49	0,19	5,2	7,38	1,83	4,13	<0,10	<0,10	–	99,48	88ф	Лейцитовый щелочной базальт
99	23064	2,92	46,97	1,93	13,21	12,58	9,36	0,21	9,53	8,76	2,13	0,24	0,25	<0,10	–	98,83	88ф	Магнезиальный базальт
100	83543	3,68	48,12	0,99	13,79	9,91	7,15	0,19	11,68	7,1	2,74	0,73	<0,10	<0,10	–	99,13	88ф	Магнезиальный базальт
101	83545	2,63	50,42	1,02	14,13	11,65	8,41	0,19	8,55	6,9	2,58	0,51	<0,10	<0,10	–	98,78	88ф	Магнезиальный базальт
102	83622	2,4	47,95	1,45	14,74	12,78	5,82	0,21	9,99	5,72	3	0,26	0,13	0,11	–	98,74	88ф	Базальт
103	836222	3,55	49,51	1,15	12,65	11,63	7,19	0,18	8,91	8,39	2,14	1,07	0,14	<0,10	–	99,42	88ф	Магнезиальный базальт
104	83623	2,96	50,25	1,36	14,67	12,5	6,89	0,18	5,95	5,01	5,24	0,57	0,15	0,1	–	98,94	88ф	Плаггиобазальт
105	835293	3,38	49,01	1,66	14,1	13,33	>10,00 (~10,85)	0,26	6,26	6,73	3,64	0,56	0,2	<0,10	–	99,23	88ф	Плаггиобазальт
Орешская толща (Є₁or)																		
106	1374-Б	–	45,2	2,74	14,19	2,94	7,24	0,118	12,38	7,36	2,42	0,38	–	–	–	94,97	96ф	Магнезиальный базальт
107	1306-Б	–	49,62	3,14	16,18	2,47	8,01	0,893	5,7	7,63	3,66	0,28	–	–	–	97,58	96ф	Трахибазальт
108	1307	–	46,5	2,09	15,43	5,84	5,29	0,7	8,9	2,25	3,14	0,39	–	–	–	90,53	96ф	Базальт
109	5055-3	–	52,26	2,12	11,48	1,83	7,08	0,07	9,18	10,74	2,4	0,38	–	–	–	97,54	96ф	Андезибазальт (бонинит?)
110	243193	2,28	73,8	0,45	10,8	5,3	2,13	0,23	0,36	1,42	3,51	0,53	<0,20	–	–	98,88	88ф	Сланец
111	24075	3,3	71,42	0,58	10,35	6,28	4,37	0,35	1,19	2,47	0,92	2,07	<0,20	–	–	99,13	88ф	Фтанит

№ п/п	Номер пробы	ппп	Химический состав породы														Номер источника по списку литературы	Название породы (пересчет по Петрокодексу, 2008)
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3общ}	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	Σ		
112	24076	1,81	77,66	0,53	7,81	4,77	3,42	0,32	1,23	1,9	2,29	0,36	<0,20	–	–	98,88	88ф	Кварцит
113	240761	3,67	44,11	4,32	17,29	16,95	>10,00 (~14,67)	0,39	3,91	2,66	3,82	0,92	0,69	–	–	98,73	88ф	Щелочной пикробазальт
114	24081	2,34	51,62	1,03	14,31	9,55	7,5	0,22	8,39	7,7	3,42	0,61	<0,20	–	–	99,39	88ф	Базальт
115	240821	2,69	72,04	0,46	10,64	6,05	4,41	0,27	1,02	2,01	1,48	1,84	<0,20	–	–	98,7	88ф	Фтанит
116	240931	3,75	54,63	1,34	17,3	7,9	3,79	0,25	3,59	3,68	6,02	0,23	0,28	–	–	98,97	88ф	Трахиандезибаазальт
117	241133	3,2	47,79	0,36	14,25	7,42	5,15	0,19	13,03	11,68	1,28	0,041	<0,20 (~0,14)	0,044	–	99,44	88ф	Основной пикробазальт
118	230068	1,58	63,31	0,45	16,89	4,92	2,33	0,097	4,02	2,01	5,2	0,52	0,19	<0,10	–	99,29	88ф	Дациандезит
119	23011	3,16	50,77	1,02	15,36	10,44	7,07	0,14	5,99	8,29	4,23	0,05	0,11	<0,10	–	98,66	88ф	Трахибазальт
120	835381	2,98	55,72	2,34	13,78	12,31	9,89	0,25	3	2,39	4,85	1,26	1,22	<0,10	–	100,2	88ф	Туф трахиандезибаазальта
121	835392	4,95	56,29	1,61	12,31	12,23	>10,00 (~10,26)	0,44	3,05	6,57	1,39	0,9	0,3	<0,10	–	100,1	88ф	Средняя вулканическая порода (туф магнезиального андезита? Или бонинита?)
122	83618	2,53	53,07	1,71	12,7	10,47	8,11	0,17	8,44	5,13	2,75	1,68	0,37	<0,10	–	99,12	88ф	Андезибазальт (туф)
123	836203	1,35	82,1	0,36	6,65	3,6	2,93	0,26	0,41	1,37	1,02	1,75	<0,10	<0,10	–	99,07	88ф	Сланец
124	83621	2,93	51,13	0,63	13,97	10,95	9,19	0,23	6,68	8,1	3,25	1,1	<0,10	<0,10	–	99,17	88ф	Магнезиальный базальт
125	836242	3,11	45,99	1,42	12,92	13,96	>10,00 (~10,45)	0,27	9,15	9,76	0,93	1,57	0,14	<0,10	–	99,32	88ф	Базальт
Бичебалыкский комплекс (vS₂?bĉ)																		
126	698	–	51,10	0,88	21,99	1,67	4,95	0,08	10,10	4,90	3,22	0,68	–	–	–	99,57	96ф	Габбро
127	743-2	–	51,78	1,436	19,10	1,57	6,30	0,058	9,60	5,97	2,68	0,40	–	–	–	98,89	96ф	Норит
128	746-3	–	52,74	1,39	20,32	1,30	4,22	0,059	9,44	5,27	2,97	0,59	–	–	–	98,30	96ф	Норит
129	706-4	–	45,72	3,38	12,70	7,34	9,90	0,19	8,42	9,20	1,57	0,10	–	–	–	98,52	96ф	Габбронорит

№ п/п	Номер пробы	ппп	Химический состав породы														Номер источника по списку литературы	Название породы (пересчет по Петрокодексу, 2008)
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3общ}	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	Σ		
Большепорожский комплекс ($\delta S_1^1 - S_2^2 bp_1$)																		
130	840313	2,89	44,82	1,9	16,45	11,75	8,27	0,25	9,63	7,87	2,3	0,79	0,27	<0,20	0,016	98,92	88ф	Габбродолерит
131	840323	0,61	53,88	1,15	17,6	8,22	5,26	0,23	7,67	4,81	3,46	1,05	<0,20	<0,20	0,0065	98,88	88ф	Габбродиорит
132	84033	1,04	49,81	1,85	16,52	12,62	6,84	0,25	8,07	4,43	2,9	0,95	<0,20	–	–	98,64	88ф	Габбро
133	84034	0,28	59,96	1,18	16,63	6,64	4,23	0,25	4,28	1,89	4,6	3,15	0,29	–	–	99,15	88ф	Монцодиорит
134	240462	2,39	58,48	1,14	14,37	7,14	4,3	0,13	4,83	4,57	3,72	2,21	<0,20	–	–	99,18	88ф	Кварцевый диорит
135	240471	3,11	60,59	0,9	14,5	6,03	3,53	0,11	6,13	3,82	3,11	1,75	<0,20	–	–	100,3	88ф	Кварцевый диорит
Джойский комплекс																		
Первая фаза ($\gamma D d_i; \gamma \delta D d_i$)																		
136	3621	–	69,89	0,47	14,23	1,57	2,59	0,07	2,22	0,52	4,26	3,44	–	–	–	99,26	96ф	Граниты
137	1500	–	65,66	0,33	15,40	0,81	4,38	0,06	4,10	1,17	3,64	2,15	–	–	–	97,70	96ф	Гранодиорит
138	575-3	–	65,72	1,099	15,99	2,07	2,64	0,04	3,47	2,08	3,56	2,68	–	–	–	99,35	96ф	Гранодиорит
139	753-2	–	68,22	1,086	15,43	1,37	2,36	0,049	3,30	2,08	2,97	2,70	–	–	–	99,57	96ф	Гранодиорит
140	703	–	68,22	0,48	15,71	0,92	2,40	0,06	3,51	1,30	3,62	2,33	–	–	–	98,55	96ф	Гранодиорит
141	708-1	–	61,41	1,45	16,56	2,14	4,00	0,06	4,37	3,18	3,00	2,00	–	–	–	98,17	96ф	Кварцевый диорит
142	3816	–	62,72	0,59	16,37	1,64	2,83	0,15	5,89	2,00	4,28	1,72	–	–	–	98,19	96ф	Кварцевый диорит-порфирит
143	644	–	71,52	0,41	13,92	0,85	2,52	0,061	0,83	0,60	4,30	4,66	–	–	–	99,67	96ф	Граниты
144	241203	1,17	59,75	0,9	18,02	9,09	7,61	0,27	1,64	3,93	2,72	2,04	0,22	–	–	99,75	88ф	Кварцевый диорит
145	4035	0,32	74,7	0,19	12,52	1,81	0,77	0,059	0,35	0,22	3,73	4,77	<0,20	–	–	98,87	88ф	Монцолейкогранит
146	24012	2,21	63,94	0,7	14	4,92	2,61	0,13	4,13	2,68	3,58	2,45	<0,20	–	–	98,94	88ф	Гранодиорит

№ п/п	Номер пробы	ппп	Химический состав породы														Номер источника по списку литературы	Название породы (пересчет по Петрокодексу, 2008)
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	Σ		
Вторая фаза (γD_{1d2}; γD_{1d2})																		
147	3620	–	75,25	0,10	11,39	0,48	1,73	0,02	0,23	0,16	4,04	4,08	–	–	–	97,48	96ф	Лейкогранит
148	387-1	–	74,12	0,91	12,82	1,25	1,21	0,06	0,69	0,79	3,00	4,00	–	–	–	98,85	96ф	Лейкогранит
149	433	–	73,24	0,72	12,51	0,97	1,64	0,03	1,11	1,99	3,16	3,48	–	–	–	98,85	96ф	Лейкогранит
150	6383	–	74,02	0,63	12,30	0,68	1,36	0,03	0,95	1,26	3,26	3,90	–	–	–	98,39	96ф	Лейкогранит
151	III-1058	–	75,60	0,09	12,89	0,80	1,29	0,044	0,83	0,20	3,41	4,00	–	–	–	99,15	96ф	Лейкогранит
152	2553	–	75,90	0,66	12,60	0,64	0,71	0,04	0,55	0,59	3,28	4,40	–	–	–	99,37	96ф	Лейкогранит
153	4013	0,62	70,93	0,57	12,87	3,8	2,17	0,079	2,01	1,02	2,82	3,8	<0,20	–	–	98,72	88ф	Гранит
154	40321	0,51	71,91	0,31	13,08	2,26	1,21	0,065	1,14	0,45	3,33	5,35	<0,20	–	–	98,61	88ф	Трахириолит-порфир
155	24100	0,21	75,29	0,16	12,83	1,88	0,96	0,083	0,5	0,35	3,99	4,14	<0,20	–	–	99,63	88ф	Лейкогранит
156	241174	0,22	76,85	0,1	12,67	1,12	0,26	0,07	0,19	0,14	4	4,41	<0,20	–	–	99,97	88ф	Трахилейкогранит
157	24118	0,17	75,66	0,15	12,55	1,64	0,7	0,077	0,69	0,28	4,15	4,27	<0,20	–	–	99,84	88ф	Трахилейкогранит
158	4511	0,31	71,66	0,39	13,91	3,04	1,99	0,13	1,49	0,69	4	4,03	<0,20	–	–	99,85	88ф	Гранит
Актургская свита (D_{1ak})																		
159	6250-5	–	51,54	1,69	16,53	4,00	4,22	0,06	7,59	6,16	2,90	0,67	–	–	–	95,36	96ф	Базальт-порфирит
160	2245	–	51,28	2,27	16,37	5,10	4,50	0,13	5,43	7,79	3,00	1,26	–	–	–	97,13	96ф	Базальт-порфирит
161	6251	–	48,46	1,91	15,68	5,50	2,51	0,07	11,41	3,18	2,61	1,37	–	–	–	92,70	96ф	Трахибазальт-порфирит
162	39-2690	–	51,94	2,91	15,24	6,82	4,30	0,08	6,83	2,30	3,11	0,59	–	–	–	94,12	96ф	Андезибазальт-порфирит
163	39-2520	–	53,02	0,79	12,42	6,33	2,60	0,07	10,76	2,70	2,38	0,41	–	–	–	91,48	96ф	Андезибазальт-порфирит
164	39-1480-A	–	51,24	2,49	14,86	7,45	5,39	0,13	7,13	4,40	3,20	0,72	–	–	–	97,01	96ф	Базальт-порфирит
165	39-1480	–	50,72	2,65	15,15	7,57	5,46	0,12	7,69	4,50	2,86	0,55	–	–	–	97,27	96ф	Базальт-порфирит
166	39-2200-A	–	47,78	1,49	13,64	5,67	4,23	0,11	7,83	3,50	3,42	0,55	–	–	–	88,22	96ф	Трахибазальт-порфирит
167	39-2200	–	49,32	2,12	16,45	5,88	4,78	0,07	4,61	3,90	3,84	0,77	–	–	–	91,74	96ф	Трахибазальт-порфирит
168	3531-Д	–	48,04	3,18	13,83	5,62	6,42	0,08	9,23	1,90	2,50	0,50	–	–	–	91,30	96ф	Базальт-порфирит

№ п/п	Номер пробы	ппп	Химический состав породы														Номер источника по списку литературы	Название породы (пересчет по Петрокодексу, 2008)
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	Σ		
169	39-2290	–	45,50	1,96	17,57	4,39	4,30	0,12	10,48	2,90	3,35	0,38	–	–	–	90,95	96ф	Трахибазальт-порфирит
170	39-2400	–	44,84	1,54	18,82	4,25	4,78	0,09	7,69	5,20	3,62	0,25	–	–	–	91,08	96ф	Пикробазальт умеренно-щелочной
171	III-503	–	48,40	1,46	15,43	3,84	4,00	0,17	11,68	4,57	2,01	0,48	–	–	–	92,04	96ф	Базальт-порфирит
172	III-509	–	50,21	1,35	15,43	5,10	2,14	0,11	10,57	2,38	2,00	1,04	–	–	–	90,33	96ф	Базальт-порфирит
173	III-501	–	48,34	1,65	15,33	5,78	3,07	0,09	8,42	4,87	1,47	0,66	–	–	–	89,68	96ф	Пикробазальт-порфирит ультраосновной
174	245793	1,8	71,01	0,3	13,63	2,3	0,81	0,11	1,16	0,73	4,12	3,43	<0,20	–	–	98,79	88ф	Риодацит
175	24009	5,7	55,35	0,82	16,41	6,87	2,68	0,34	3,35	5,81	3,83	1,05	<0,20	–	–	99,73	88ф	Андезобазальт
Купхольская свита (D₁кр)																		
176	3349	–	68,74	0,534	15,70	1,53	1,14	0,069	2,08	1,89	4,00	1,56	–	–	–	97,24	96ф	Дациит низкощелочной
177	3352	–	71,36	0,61	15,71	0,36	0,93	0,05	1,66	1,29	3,60	1,75	–	–	–	97,32	96ф	Риодацит низкощелочной
178	1262-A	–	69,54	0,96	15,05	0,68	1,00	0,05	2,64	1,19	4,00	1,54	–	–	–	96,65	96ф	Риодацит низкощелочной
179	3386	–	70,40	0,74	15,42	1,37	1,64	0,049	1,11	1,99	3,64	1,27	–	–	–	97,63	96ф	Риодацит низкощелочной
180	3388	–	68,80	1,66	15,46	2,52	1,50	0,059	1,126	1,35	3,14	2,80	–	–	–	98,42	96ф	Риодацит низкощелочной
181	2771	–	67,98	0,65	15,15	2,05	1,74	0,20	2,10	1,30	4,40	3,38	–	–	–	98,95	96ф	Дациит-порфир
182	2756	–	68,72	0,42	13,83	1,05	2,11	0,11	2,80	1,50	3,34	2,45	–	–	–	96,33	96ф	Дациит-порфир
183	3973	–	64,54	0,917	19,33	2,72	2,22	0,059	3,89	2,98	2,82	1,80	–	–	–	101,28	96ф	Дациит-порфир низкощелочной
184	3380	–	53,92	1,308	15,43	3,01	4,65	0,079	6,67	8,44	2,28	1,35	–	–	–	97,14	96ф	Дациит-порфир низкощелочной
185	245655	1,51	71,42	0,3	14,1	2,4	0,7	0,14	1,4	0,76	3,36	3,05	<0,20	–	–	98,64	88ф	Риодацит
186	245724	0,59	77,18	0,13	10,93	2,25	0,77	0,068	0,67	0,26	2,53	4,2	<0,20	–	–	99,01	88ф	Риолит-порфир
187	24008	1,19	74,03	0,29	13,66	1,75	0,48	0,15	0,74	0,26	4,02	2,44	<0,20	–	–	98,73	88ф	Риолит
188	240081	2,07	70,23	0,32	14,75	2,49	0,29	0,14	1,31	0,5	4,41	2,31	<0,20	–	–	98,73	88ф	Риодацит

№ п/п	Номер пробы	ппп	Химический состав породы														Номер источника по списку литературы	Название породы (пересчет по Петрокодексу, 2008)
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	Σ		
189	240101	1,12	76,32	0,17	12,55	1,44	0,26	0,15	0,16	0,26	2,1	4,38	<0,20	–	–	98,85	88ф	Риолит Трахириолит-порфир (субвулканическая порода)
190	4012	0,46	76,74	0,095	11,78	1,03	<0,25	0,076	0,23	0,21	3,37	4,52	<0,20	–	–	98,71	88ф	
Кендейская свита (D₁kn)																		
191	2630-A	–	73,39	0,57	13,64	1,06	0,66	0,02	0,57	1,80	1,12	2,54	–	–	–	95,37	96ф	Риодацит-порфир
192	8056-И	–	49,96	3,36	15,05	5,42	6,46	0,06	3,36	5,40	2,57	0,87	–	–	–	92,51	96ф	Базальт-порфирит
193	6639-1-A	–	47,96	2,61	16,65	3,77	6,39	0,06	2,61	7,00	2,45	0,45	–	–	–	89,95	96ф	Базальт-порфирит
194	6641	–	52,66	4,20	15,05	4,91	7,64	0,05	4,20	4,32	1,45	1,19	–	–	–	95,67	96ф	Андезибазальт
195	3562-B	–	50,36	3,76	17,87	4,02	6,61	0,04	3,76	2,90	3,53	1,41	–	–	–	94,26	96ф	Трахибазальт
196	3505	–	74,83	0,06	12,51	1,07	1,10	0,06	0,55	0,30	3,59	5,13	–	–	–	99,20	96ф	Риолит-порфир
197	3532	–	77,50	0,06	12,32	1,10	1,02	0,06	0,55	0,20	2,53	3,50	–	–	–	98,84	96ф	Риолит-порфир
198	3532-Б	–	77,76	0,07	11,85	1,18	1,16	0,04	0,055	0,30	3,23	2,78	–	–	–	98,43	96ф	Риолит-порфир низкощелочной
199	3469	–	73,80	0,15	12,96	2,83	1,16	0,06	0,41	0,40	2,40	5,33	–	–	–	99,50	96ф	Риолит-порфир
200	39-1780	–	73,96	0,24	11,57	3,62	0,88	0,06	0,13	0,55	2,53	4,56	–	–	–	98,10	96ф	Риолит-порфир
201	39-1790	–	72,54	0,26	13,55	3,71	0,88	0,05	0,41	0,30	3,32	4,00	–	–	–	99,02	96ф	Риолит-порфир
202	3740-Б	–	56,92	2,21	13,15	8,09	3,27	0,13	2,51	4,40	3,78	2,37	–	–	–	96,83	96ф	Трахиандезибазальт
203	3533-Б	–	62,42	1,86	12,18	9,24	1,02	0,07	3,21	0,90	5,33	1,25	–	–	–	97,48	96ф	Трахиандезибазальт-порфирит
204	39-1600	–	61,49	1,85	11,95	9,43	1,77	0,06	3,35	1,60	4,42	1,53	–	–	–	97,45	96ф	Андезит-порфирит
05	39-1600-A	–	60,32	2,38	10,25	10,48	1,39	0,05	4,46	1,60	3,25	1,20	–	–	–	95,38	96ф	Трахибазальт-порфирит
206	3531-Б	–	60,09	1,07	15,22	8,22	1,09	0,08	2,79	1,00	6,56	1,26	–	–	–	97,38	96ф	Трахиандезит-порфирит
207	84014	0,92	56,24	1,08	13,97	7,71	3,86	0,17	6,65	4,89	3,14	3,88	0,49	–	–	99,14	88ф	Монцодиорит
208	40274	4,29	54,22	1,66	15,68	9,32	3,31	0,18	6,41	2,21	4,05	0,56	0,4	–	–	98,98	88ф	Андезибазальт
209	2453413	1,27	74,08	0,18	12,62	2,99	0,29	0,093	0,22	<0,10	4,53	3,12	<0,20	–	–	99,4	88ф	Риолит

№ п/п	Номер пробы	ппп	Химический состав породы														Номер источника по списку литературы	Название породы (пересчет по Петрокодексу, 2008)
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3общ}	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	Σ		
Олигоцен. Покровные образования (P₃)																		
210	1-19	–	52,92	1,85	16,74	4,84	4,44	0,086	4,89	4,50	4,91	3,35	–	–	–	98,53	96ф	Трахиандезибазальт-порфирит
211	1-14	–	51,74	1,72	15,71	5,12	4,37	0,073	5,73	4,85	4,18	2,47	–	–	–	95,96	96ф	Трахиандезибазальт-порфирит
212	1-2	–	51,16	1,96	16,46	7,97	1,98	0,086	5,84	4,40	4,50	2,42	–	–	–	96,78	96ф	Трахиандезибазальт-порфирит
213	66-22-1	–	50,44	2,03	16,37	6,74	3,27	0,073	5,87	5,20	5,20	1,73	–	–	–	96,92	96ф	Трахиандезибазальт-порфирит
214	245405	1,66	51,98	1,82	15,85	8,42	3,86	0,22	5,57	5,21	4,38	3,12	0,74	–	–	98,97	88ф	Трахиандезибазальт

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Геологическая изученность	6
Стратиграфия	14
Магматизм	89
Тектоника	103
История геологического развития	109
Геоморфология	112
Полезные ископаемые	116
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района	129
Гидрогеология	134
Эколого-геологическая обстановка	139
Заключение	143
Список литературы	146
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения	151
<i>Приложение 2.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте неоген-четвертичных образований	152
<i>Приложение 3.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО), показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения	153
<i>Приложение 4.</i> Список проявлений полезных ископаемых, показанных на карте неоген-четвертичных образований	164
<i>Приложение 5.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений	165
<i>Приложение 6.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	166
<i>Приложение 7.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных по результатам работ прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	167
<i>Приложение 8.</i> Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений, показанных на карте донегеновых образований	168
<i>Приложение 9.</i> Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте неоген-четвертичных образований	170
<i>Приложение 10.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород	172
<i>Приложение 11.</i> Список пунктов радиологических определений, показанных на карте неоген-четвертичных образований	173
<i>Приложение 12.</i> Каталог памятников природы	174
<i>Приложение 13.</i> Химический состав пород стратифицированных и интрузивных образований	176

Научное издание

Семенов Михаил Иванович
Зорина Александра Николаевна
Колямкин Василий Михайлович
и др.

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Западно-Саянская

Лист N-46-XXXIV (Туран)

Объяснительная записка

Редактор, корректор *Е. А. Зотова*
Технический редактор *О. Е. Степурко*
Компьютерная верстка *Т. П. Рекант*

Подписано в печать 24.09.2018. Формат 60×90/8. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 23,5. Уч.-изд. л. 20,5.
Заказ 41815500

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74
Тел. 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24). E-mail: karta@vsegei.ru

Отпечатано на Картографической фабрике ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-91-90, факс 321-81-53. E-mail: karta@vsegei.ru

