

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**
масштаба 1 : 200 000

Серия Западно-Саянская
Лист N-46-XXXV (Уюк)

МОСКВА
2019

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

Департамент по недропользованию по Центрально-Сибирскому округу
(Центрсибнедра)

Акционерное общество «Красноярскгеолсъёмка»
(АО «Красноярскгеолсъёмка»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Западно-Саянская

Лист N-46-XXXV (Уюк)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Москва
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» • 2019

УДК 55(084.3М200)(571.52)«2015»
ББК 26
Г72

Авторы

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

Редактор *М. Л. Махлаев*

Рецензенты

канд. геол.-минерал. наук **В. Е. Руденко**
Л. Е. Пестова
канд. геол.-минерал. наук **А. К. Иогансон**

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXXV (Уюк). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / М. И. Семенов, Л. К. Качевский, В. М. Колямкин и др.; Минприроды России, Роснедра, Центрсибнедра, АО «Красноярскгеолсъемка». – Электрон. текстовые дан. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. – 1 опт. диск (DVD-ROM) (1,96 Гб). – Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-93761-376-9 (объясн. зап.), ISBN 978-5-93761-377-6

Г72

Составлен комплект Госгеолкарты-200 второго издания листа N-46-XXXV (Уюк), включающий геологическую карту донеогеновых образований, карту неоген–четвертичных образований, карту полезных ископаемых и закономерностей их размещения масштаба 1 : 200 000 и объяснительную записку. 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: позднерифейским иджимским, среднекембрийскими таннуольским и средне-позднекембрийским кызыкчадрским. По структурно-минерагеническому положению территория листа относится к одной из перспективных площадей Республики Тыва на медь, молибден, золото и уран.

Табл. 2, илл. 7, список лит. 98 назв., прил. 11.

**УДК 55(084.3М200)(571.52)«2015»
ББК 26**

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 21 апреля 2016 г.

**ISBN 978-5-93761-376-9 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-377-6**

© Роснедра, 2019
© АО «Красноярскгеолсъемка», 2016
© Коллектив авторов и редакторов, 2016
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
СТРАТИГРАФИЯ	16
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ	60
ТЕКТОНИКА	68
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	72
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	74
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	79
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	87
ГИДРОГЕОЛОГИЯ	93
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	99
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	102
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	104
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полез- ных ископаемых листа N-46-XXXV	109
<i>Приложение 2.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте неоген- четвертичных образований листа N-46-XXXV	110
<i>Приложение 3.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных иско- паемых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО) и вторичных геохимических ореолов (ВГХО), показанных на карте полезных ископаемых и карте неоген-четвертичных отложений листа N-46-XXXV	111
<i>Приложение 4.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подраз- делений листа N-46-XXXV	118
<i>Приложение 5.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	119
<i>Приложение 6.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных по результатам работ прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов по листу N-46- XXXV	120
<i>Приложение 7.</i> Список петротипов и опорных обнажений, показанных на геологической карте донеогеновых образований	121
<i>Приложение 8.</i> Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте неоген-четвертичных образований	122
<i>Приложение 9.</i> Список пунктов, для которых имеются радиологические определения возра- ста пород	124
<i>Приложение 10.</i> Каталог памятников природы, показанных на листе N-46-XXXV	125
<i>Приложение 11.</i> Химический состав пород стратифицированных и интрузивных образова- ний Уюкской площади	126

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-46-XXXV (Уюк), площадью 5 056,9 км², ограничена координатами 52°00' и 52°40' с. ш., 94°00' и 95°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 Пий-Хемскому, Кызылскому и частично к Тоджинскому кожуунам (районам) Республики Тыва (рис. 1).



Условные обозначения

- | | | | |
|--|--|--|---|
| | Железная дорога действующая | | Контур листа N-46-XXXV (Уюк) и координаты угловых точек:
1. 94° в.д. 52°40' с.ш.; 2. 95° в.д. 52°40' с.ш.;
3. 94° в.д. 52°00' с.ш.; 4. 95° в.д. 52°00' с.ш. |
| | Проектная линия железной дороги Курагино-Кызыл | | |
| | Шосейные автодороги | | |
| | Границы административных районов | | |
| | Границы субъектов РФ | | |

Рис. 1. Обзорная схема района работ.

Рельеф в северо-западной, центральной и восточной частях площади, в основном, высокогорный с абсолютными высотами 2 000–2 500 м (максимальная – 2 739 м), резко расчлененный с относительными превышениями до 1 200–1 700 м. Для северо-востока, запада и юго-запада характерно среднегорье, где высоты понижаются до 1 500–1 800 м с относительно пологими водоразделами и превышениями до 700 м. Крайне юго-западная часть с отметками 800–1 100 м слаборасчлененная с превышениями до 300 м. Минимальная абсолютная отметка долины р. Енисей на южной рамке листа – 663 м.

Главной водной и судоходной артерией района является р. Бол. Енисей (Бий-Хем), которая пересекает территорию листа. Остальная гидрографическая сеть образована притоками р. Бол. Енисей, наиболее крупными из которых являются правые – Хут, Ожу, Сейба, Уюк, левые – Улуг-О, Улуг-Бус, Холодная.

Климат резко континентальный с большими колебаниями годовых и суточных температур. Зима морозная со средней температурой января -28°C ; лето теплое и влажное со средней температурой июля $+18^{\circ}\text{C}$. Среднегодовое количество осадков – 500–600 мм. На юго-западе средняя температура в июле достигает $+27^{\circ}\text{C}$, а количество осадков уменьшается до 260 мм.

Для растительности характерна вертикальная зональность горных районов. Вершины хребтов с высотами более 1 900 м лишены растительности. Ниже развита горно-тундровая растительность. Граница леса проходит на уровне 1 700–1 900 м. Вдоль ее верхней границы развита кедровая тайга, которая вниз по склону сменяется лиственнично-кедровой, а далее преимущественно лиственничной тайгой. Ниже 1 300–1 400 м появляется широколиственная растительность. Степи распространены в юго-западной части, для них характерны сухая, низкорослая растительность. Распаханные участки подвержены ветровой эрозии.

Экономическое развитие территории неоднородное. Юго-западная часть относится к среднеосвоенным районам. Здесь имеется федеральная автомобильная дорога М-54 (Красноярск–Кызыл), которая проходит через административный центр Пий-Хемского кожууна – г. Туран (5,6 тыс. чел.), находящемуся в 7 км от западной рамки листа. Вдоль дороги проходит ЛЭП, имеются два поселка Уюк (0,8 тыс. чел.) и Суш (0,5 тыс. чел.) с развитой сетью грунтовых дорог. Западнее площади проектируется строительство железной дороги Курагино–Кызыл. Большая часть территории относится к малоосвоенным, энергетически она не обеспечена и практически с полным бездорожьем (редкие лесные дороги). У северной границы листа расположен пос. Хут (0,3 тыс. чел.), до которого проложена автомобильная грунтовая дорога из г. Туран. В северо-восточной части находится пос. Севи, до которого имеются только «зимники». Населяют поселки преимущественно тувинцы, редко – русские. Главное занятие – сельское хозяйство, в меньшей мере – лесоразработки, промысловая деятельность. Современное состояние экосистем территории листа благоприятное, местами (юго-западная часть) удовлетворительное, где при возрастании техногенной нагрузки может перейти в напряженное.

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

При составлении комплекта Госгеолкарты-200 наряду с проведенным геологическим доизучением использованы результаты геологосъемочных, тематических и поисковых работ, в первую очередь: ГС-200, ГГС-50 (25 %), поиски на медно-порфировое оруденение и разведка месторождений урана, которые были обобщены при составлении Госгеолкарты-1000/3. Материалы аэрогеофизических съемок масштабов 1 : 200 000 (гравиметрическая), 1 : 50 000 (аэромагнитная) и 1 : 25 000 (аэромагнитная и аэрогамма-спектрометрическая) соответствуют нормативным требованиям. МАКС масштабов 1 : 30 000, 1 : 42 000, 1 : 50 000 и 1 : 200 000 хорошего и удовлетворительного качества (X категория сложности комплексного дешифрирования).

Непосредственно к северу и северо-востоку изданы в 2003 и в 2004 годах Госгеолкарта-200/2 листов N-46-XXIX и N-46-XXX, на геологических картах которых показаны образования квартара. На листе N-46-XXXV составлена карта донеогеновых отложений, чем и обусловлена техническая неувязка границ. Геологические границы и возраста картируемых подразделений донеогеновых отложений полностью увязаны. Есть несбойка на картах четвертичных (N-46-XXIX) и неоген–четвертичных (N-46-XXXV) образований по возрасту и генезису отложений. С севера к рамке листа N-46-XXXV по правому склону долины р. Хут подходят тоорахемские ледниковые отложения чуйского горизонта среднего звена неоплейстоцена. С юга – аллювиальные образования эоплейстоцена. На основании изучения отложений в опорном обнажении № 1, расположенном на рамке листов, выяснилось, что здесь развиты коричневые хорошо окатанные слоистые галечники аллювиального типа мощностью более 2,5 м. Их эоплейстоценовый возраст установлен палинологическим анализом. Одновременно с данной работой проводилось ГДП-200 с подготовкой к изданию западного листа N-46-XXXIV, с которым отсутствуют не-

увязанные границы и возраста картируемых подразделений.

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

В полевых работах принимали участие М. И. Семенов, В. М. Колямкин, В. А. Алясев, Т. А. Кротова, В. В. Кочетков, В. В. Барков, Н. В. Самигуллин, студенты СФУ – И. А. Бабкин, А. М. Колегов. В подготовке материалов к изданию участвовали М. И. Семенов – ответственный исполнитель (магматизм, тектоника, полезные ископаемые, закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района), Л. К. Качевский (стратиграфия, магматизм), В. М. Колямкин (стратиграфия, геоморфология, эколого-геологическая обстановка), Т. А. Кротова (стратиграфия, гидрогеология), В. А. Алясев (стратиграфия), Ю. С. Александровский, О. Н. Федоренко. Апробированные основы подготовлены Т. А. Вшивковой (геофизическая), Т. А. Корневской и Л. Г. Юркевич (геохимическая). Материалы по дистанционной основе подготовлены В. П. Бородиным. База первичных данных составлена О. А. Невьянцевым и Т. А. Кротовой. 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, Т. А. Кротовой, набор и форматирование объяснительной записки – Л. В. Шинелевой. Научное редактирование комплекта Госгеокарты-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 выполнен 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 (Чурковой); минералогический – Н. С. Курбатовой, Е. А. Макеевой, Т. Н. Стороженко, Л. А. Аракелян; литологический – Н. И. Петуховой; мацерация – Т. Н. Проккопец. Палинологические исследования – Т. Г. Прошиной; определение физических свойств пород – А. И. Кунакбаевым. Определение малакофауны – Г. Ю. Ямских (СФУ). Изотопно-геохронологические исследования проб по Rb-Sr изохронному и U-Pb (SIMS-SHRIMP) датировани-ям проведено в ЦИИ ВСЕГЕИ.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Систематические геологические исследования Уюкской площади начались после вхождения Тувинской Народной Республики в СССР в 1944 году. В 1946 году территория листа N-46-XXXV и прилегающие площади были охвачены геологосъемочными работами Красноярского геологического управления в масштабе 1 : 1 000 000. Результатом этих работ явился составленный в 1948 году А. А. Предтеченским первый комплект карт масштаба 1 : 1 000 000 листа N-46 (Абакан) и объяснительная записка к ней. Эта карта затем вошла в первую сводную карту Республики масштаба 1 : 1 000 000, составленную Г. А. Кудрявцевым, В. В. Архангельской и А. Л. Додины, изданную в 1951 году под редакцией А. Л. Додина.

С 1948 по 1954 годы на отдельных участках территории листа N-46-XXXV проводились геологические съемки масштаба 1 : 200 000 ВСЕГЕИ и Горной экспедицией I ГГРУ [31, 55, 73]. Выделение геологических комплексов и их стратиграфические взаимоотношения были даны в большинстве случаев верно, однако возрастная их индексация претерпела в дальнейшем существенные изменения. Параллельно на территории листа проводились тематические работы для выяснения вопросов стратиграфии, магматизма и изучения проявлений полезных ископаемых.

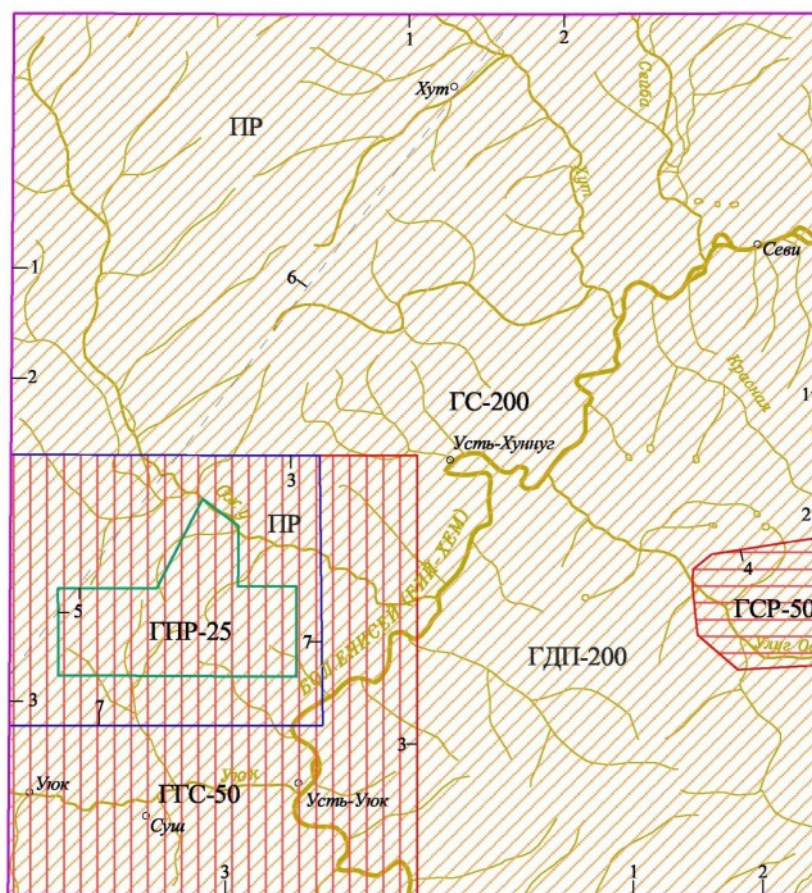
Первые геологические съемки не дали существенных поисковых результатов. В это время были обнаружены проявления меди и железа, хотя выплавка медных руд осуществлялась на территории района в глубокой древности. Об этом свидетельствуют остатки плавилен и металлургических шламов. В верховьях р. Кызык-Чадр уже с 1907 года было известно коренное месторождение золота. Поэтому первые поисковые и разведочные работы были ориентированы на золото и сосредоточены в районе месторождения. В 1934 году экспедицией Горного отдела Министерства промышленности Тувинской Народной Республики на месторождении были пройдены две штольни с целью разведки золоторудных кварцевых жил. В последующие годы эти штольни были законсервированы, а результаты их опробования не сохранились.

В период 1949–1952 гг. изучением Кызык-Чадрского месторождения занимались тресты «Золоторазведка» и «Тувазолото», а также ГИН АН СССР. В результате этих работ были разведаны золото-кварцевые жилы и выявлена медно-молибденовая минерализация, но однозначной оценки месторождения не получено [83]. В 1953–1956 гг. поисково-разведочные работы на месторождении были продолжены [59, 93]. На участке № 1 были подсчитаны запасы золота по кварцевым жилам и меди по измененным гранитоидам. Участку № 2, в виду преобладающих низких содержаний меди в оруденелых метасоматитах, была дана отрицательная оценка. Открытие в результате поисковых и поисково-оценочных работ, проводимых трестом «Тувазолото» и Красноярским геологическим управлением в 1949–1956 годах на территории листа N-46-XXXV в окрестностях месторождения Кызык-Чадр [63] Тараскырского, Ласкового и других рудопоявлений меди, повысило общие перспективы района (рис. 2).

Начиная с 1949 года, на площади проводятся поисково-съемочные работы различного масштаба, выявившие проявления урановой минерализации. Как на более перспективных Усть-Уюкском и Бегрединском проявлениях, так и на сопредельных участках с 1953 по 1961 гг. Горной экспедицией проводились поисковые и разведочные (предварительная разведка) [58]. В 1961 году проектным институтом был составлен ТЭД с заключением «о нецелесообразности промышленного освоения месторождения на настоящее (1961 год) время». В результате этого дальнейшие работы по разведке месторождения были прекращены. В последующее время работы на поиски урана были свернуты и проводились в основном как сопутствующие при ГС-50.

В 1956–1958 годах в западной, центральной и восточной частях территории листа проводил увязочные маршруты для составления геологической карты масштаба 1 : 500 000 В. Г. Богомоллов. Он по-новому интерпретировал материалы предыдущих исследователей и распространил на эту территорию данные геологов ВАГТа, полученные в результате проведения геологосъемочных и редакционных работ в восточных районах. Так, на территории листа N-46-XXXV стали выделяться систигхемская свита ордовика–силура, а также условно ниже-верх-

некембрийские отложения. Такая трактовка геологии района была, безусловно, более верной по сравнению с данными, изложенными в отчетах по съемке масштаба 1 : 200 000, хотя индексация отдельных толщ и характер взаимоотношения их с подстилающими и перекрывающими отложениями требовали дальнейшей корректировки.



Масштаб 1:500 000



Номер на карте	Вид работ	Масштаб	Автор	Год
1	ГДП-200 Геологическое доизучение площади	1:200 000	СЕМЕНОВ М.И.	2013
2	ГС-200 Геологическая съемка полистная	1:200 000	БЛАГОНРАВОВ В.А.	1964
3	ГТС-50 Групповая геологическая съемка	1:50 000	БУХАРОВ Н.С.	1977
4	ГСР-50 Геологосъемочные работы	1:50 000	СЕЛЕЗНЕВ И.М.	1958
5	ГПР-25 Геологопоисковые работы	1:25 000	ДОЛГОВА В.Н.	1954
6	ПР-200 Поисковые работы		ПРУДНИКОВ С.Г.	1993
7	ПР Поисковые работы		УССАР Р.Т.	1978

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

В 1959–1960 годах на территории листа N-46-XXXV поисково-съёмочные и редакционно-увязочные работы с целью подготовки карты масштаба 1 : 200 000 к изданию проводили В. А. Благодравов, Л. А. Благодравова, В. И. Конторович и В. С. Павленко (ВАГТ). Карта была издана в 1966 году под редакцией Г. А. Кудрявцева [11]. В результате этих исследований был уточнен возраст ряда комплексов, проведено расчленение стратиграфических толщ, осуществлена корреляция средне-верхнедевонских толщ со стратотипами свит этого возраста в сводной легенде Западно-Саянской серии. На хребте Таскыл выявлены пиритизированные участки с признаками свинцово-цинковой минерализации и молибдена; шлиховым опробованием в бассейне р. Ожу оконтурен крупный ореол рассеяния золота.

В итоге к началу семидесятых годов прошлого столетия наметились основные перспективы района. Наличие целого ряда рудопроявлений меди позволяло считать перспективными в этом отношении участки в районе медно-молибденового месторождения Кызык-Чадр, в долине р. Тараскыр и в бассейне р. Холодной. На поиски золота перспективным является участок № 1

месторождения Кызык-Чадр, а также бассейны рек Ожу, Шивелик и Мынас, где наиболее часто золото встречается в шлихах.

Ожинское поднятие было оконтурено как потенциальный рудный район с медно-молибденовым и золотым оруденением, терригенные и вулканогенные девонские и карбоновые толщи определились как перспективные на урановое оруденение. Эти прогнозы послужили основой для постановки групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проводимой Н. С. Бухаровым и др. в 1972–1976 годах и охватывающей юго-западную часть листа N-46-XXXV. В комплексе с геологической съемкой было проведено литогеохимическое по сети 500×100 м, шлиховое и гидрогеохимическое опробование, а также – профильная магнитометрическая съемка. В результате геологической съемки уточнено представление о геологическом строении района (лист N-46-141). Наиболее важными результатами по стратиграфии являются: уточнение состава и объема отложений ордовика; выделение отложений атчольской свиты раннего силура (возраст подтвержден фауной); выделение кендейской свиты и ее расчленение на характерные пачки, отличающиеся составом пород, что позволяет проанализировать эволюцию вулканизма по этапам в раннедевонское время; расчленение стратифицированных образований среднего–верхнего девона (уюкская, бегрединская, кохайская, джаргинская свиты) на пачки, имеющие свои характерные особенности по составу пород и типу разреза. Для отложений ордовика, силура, среднего–верхнего девона, карбона получены новые находки фауны и флоры, позволяющие подтвердить или уточнить возраст ряда свит. Получены новые данные по магматизму: доказан доордовикский возраст гранитоидов Ожинского массива; выделен Кызыкчадрский комплекс дифференцированных многофазных (5 фаз) гранитоидных интрузий, с которыми связывают проявления медно-молибденового оруденения, и откартировано несколько подобных тел. Впервые на исследованной площади выделен баянкольский субвулканический комплекс, имеющий широкое развитие в поле распространения вулканитов нижнего девона. Уточнено структурное положение района, морфология складчатых и разрывных структур. С высокой эффективностью проведены поисковые работы и металлогенические исследования. В результате проведенных на Кызык-Чадрском медно-молибденовом месторождении детальных поисков выделен первичный геохимический ореол меди и молибдена (содержание меди – 0,03–0,8 %; молибдена – 0,005–0,1 %), с которым совпадают аномалии ВП. По данным метода ВЭЗ-ВП предполагалось увеличение масштабов медно-молибденового оруденения с глубиной. Расширены перспективы района на золото. При проведении массовых поисков выявлено перспективное урановое рудопроявление Хамсаринское, на юге площади открыто Сушинский пункт минерализации с флюоритовой и баритовой минерализацией.

В 1976–1978 годах на участке № 2 месторождения Кызык-Чадр и в его районе были проведены детальные поиски со значительным объемом горно-буровых, опробовательских и геофизических работ [91]. По результатам проведенных работ был произведен подсчет геологических запасов руды меди и молибдена. Они составили 1 000,9–1 288,5 тыс. т меди при средних содержаниях 0,29–0,24 % и 41,4–59,7 тыс. т молибдена при средних содержаниях 0,012–0,01 %. В пробах повсеместно присутствует золото до десятых долей г/т, в единичных – до 1,0–2,0 г/т.

Во второй половине пятидесятых и в начале шестидесятых годов прошлого века сотрудниками АН СССР, ВСЕГЕИ и Горной экспедицией I-го ГГРУ – В. Е. Кудрявцевым, Г. М. Владимирским, А. Н. Кеном и Ю. Н. Машиным (1958 г.) – сделаны первые металлогенические обобщения по Тыве. А. Н. Кеном (1963 г.) составлены прогнозно-металлогенические карты Тывы в масштабе 1 : 500 000. В 1983 году ВСЕГЕИ издает минерагеническую карту Тывинской АССР масштаба 1 : 500 000 и объяснительную записку к ней под редакцией Г. Н. Шапошникова. В ней на основе минерагенического районирования, с учетом всех ранее проведенных работ, дана характеристика широкого комплекса месторождений полезных ископаемых, в том числе медно-молибденового месторождения Кызык-Чадр, освещены общие перспективы развития минерально-сырьевой базы Тывы и основные задачи ее изучения и освоения. В 1988–1990 гг. Тывинской ГРЭ проведена тематическая работа «Геолого-экономическое районирование и оценка прогнозных ресурсов территории Тывинской АССР на важнейшие полезные ископаемые» [97]. Работа явилась важным фактологическим дополнением к минерагенической карте. Были выделены минерагенические таксоны и дана оценка их прогнозных ресурсов. Поисковыми работами, проведенными в долине рек центральной части Куртушибинского хребта, выделен золотоносный узел с россыпями различной степени перспективности и с прогнозными ресурсами категорий P₂ и P₃ [82]. В 2013 году вышла крупная сводная работа «Минеральные ресурсы Тывы: 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.

В 1991–1999 гг. впервые в Тыве проводилось ГДП-200 на листах N-46-XXIX и N-46-XXX,

непосредственно к северу и северо-востоку от изучаемой площади. Работы завершились изданием двух листов Госгеолкарты-200/2 [20, 21]. В 2000 году издана Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000 листа N-46,(47) (Абакан) новой серии и второго издания, а в 2005 году – третьего издания [24]. В основу карты положены материалы крупно- и средне-масштабного геологического картирования, в том числе ГДП-50 и ГДП-200. В 2011 году завершена работа «Оценка геологической, геохимической, геофизической изученности листа N-46-XXXV», в которой обоснована необходимость проведения геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 для составления геологической основы в ранге Госгеолкарты-200/2 [87]. В 2011–2013 годах проведено ГДП-200 листа N-46-XXXV, по результатам которого составлен комплект современной геологической основы масштаба 1 : 200 000 (авторский вариант Госгеолкарты-200) листа N-46-XXXV (Уюкская площадь) в рамках легенды Западно-Саянской серии [88]. Продолжением явилось проведение работ по составлению и подготовке к изданию Госгеолкарты-200 листа N-46-XXXV (Уюкская площадь) [89].

Начало систематических стратиграфических исследований кайнозоя в Тыве, которые проводили сотрудники ВСЕГЕИ, относится ко второй половине XX века. В пределах площади был изучен разрез делювиально-пролювиальных отложений на южном борту Уюкской котловины и выделен стратотип позднеплиоценовой сушинской свиты. В 1979 г. была принята в качестве унифицированной стратиграфическая схема четвертичных отложений Алтае-Саянской области, включавшая для территории Тывы две местные схемы.

Все имеющиеся материалы по стратиграфии четвертичных отложений Тывы были обобщены Б. А. Борисовым и Е. А. Мининой при составлении первой сводной карты четвертичных отложений Тывинской АССР масштаба 1 : 500 000 и объяснительной записки к ней (1988 г.). На Уюкской площади в пределах горной части были показаны небольшие участки распространения средне- и поздненеоплейстоценовых морен горно-долинных ледников трех оледенений. 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 Тывы с целью составления опорных легенд для Госгеолкарты-50.

На этой основе позднее были проведены работы по составлению легенд Западно-Саянской и Верхне-Енисейской серий Госгеокарты-200, завершивших этап планомерного изучения кайнозойских образований в процессе проведения Госгеолсъемки-200 [76, 98]. В этой легенде было издано два листа Госгеолкарты-200 второго издания, не внесших по существу ничего нового в изученность кайнозоя Тывы [20, 21].

Из специализированных поисковых работ последнего времени, которые внесли заметный вклад в стратификацию новейшей толщи региона, можно отметить отчет С. Г. Прудникова, проводившего поиски россыпного золота в Куртушибинском золотоносном поясе [82]. К достоинствам работы можно отнести выделение плиоценовых галечников в основании разреза аллювиальных толщ долин рек, погребенных эоплейстоценовых образований, выделение нескольких типов строения долин и выполняющих их неоген–четвертичных образований в зависимости от их приуроченности к разным морфоструктурам. К недостаткам – отсутствие спорово-пыльцевых характеристик, выделение ледниковых образований без изучения их разрезов.

В 2010 году опубликована статья С. Г. Аржанникова и др. «Динамика развития природной среды в конце плейстоцена и голоцене западной части Тоджинской впадины (Восточная Тува)» (2010 г.). В ней на основании закономерностей распространения озерных осадков в Тоджинской впадине делается предположение о существовании в прошлом неоднократных гигантских сейсмооползней в приустьевой части р. Красной, перегораживавших долину р. Бол. Енисей. В приустьевой части р. Сибирячка по торфу из озерно-аллювиальных осадков получена радиоуглеродная датировка в $1\ 220 \pm 70$ лет.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

К первым работам (рис. 3) относится аэрометрическая съемка масштаба 1 : 25 000 [66]. Съемка выполнена без фотопривязки маршрутов станциями АСГМ-25 и АСГ-38. Работа магнитного канала носила подчиненный характер. Высота полета – 50–100 м. Для создания магнитного поля в графиках $(\Delta T)_a$ использовался каждый 4-й маршрут.

В 1959–1960 гг. проведены аэромагнитные съемки масштаба 1 : 200 000 [53, 66]. В результате по республике Тыва была составлена первая тектоническая схема площади. Съемки, выполненные до 1963 года, в настоящее время не представляют практического интереса.

В 1963 году на Хутинской площади в помощь геологическому картированию и с целью по-

исков железных руд выполнена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000 станцией АСГ-45 с фотопривязкой маршрутов [92], которая покрывает всю площадь листа N-46-XXXV. Полеты над участками сглаженного рельефа выполнены на высотах от 50 до 200 м, над участками с круто врезанными долинами высота полета достигала 400–500 м. Общая среднеквадратическая погрешность съемки составляет $\pm 15,7$ нТл. Карта аномального магнитного поля была составлена в графиках.

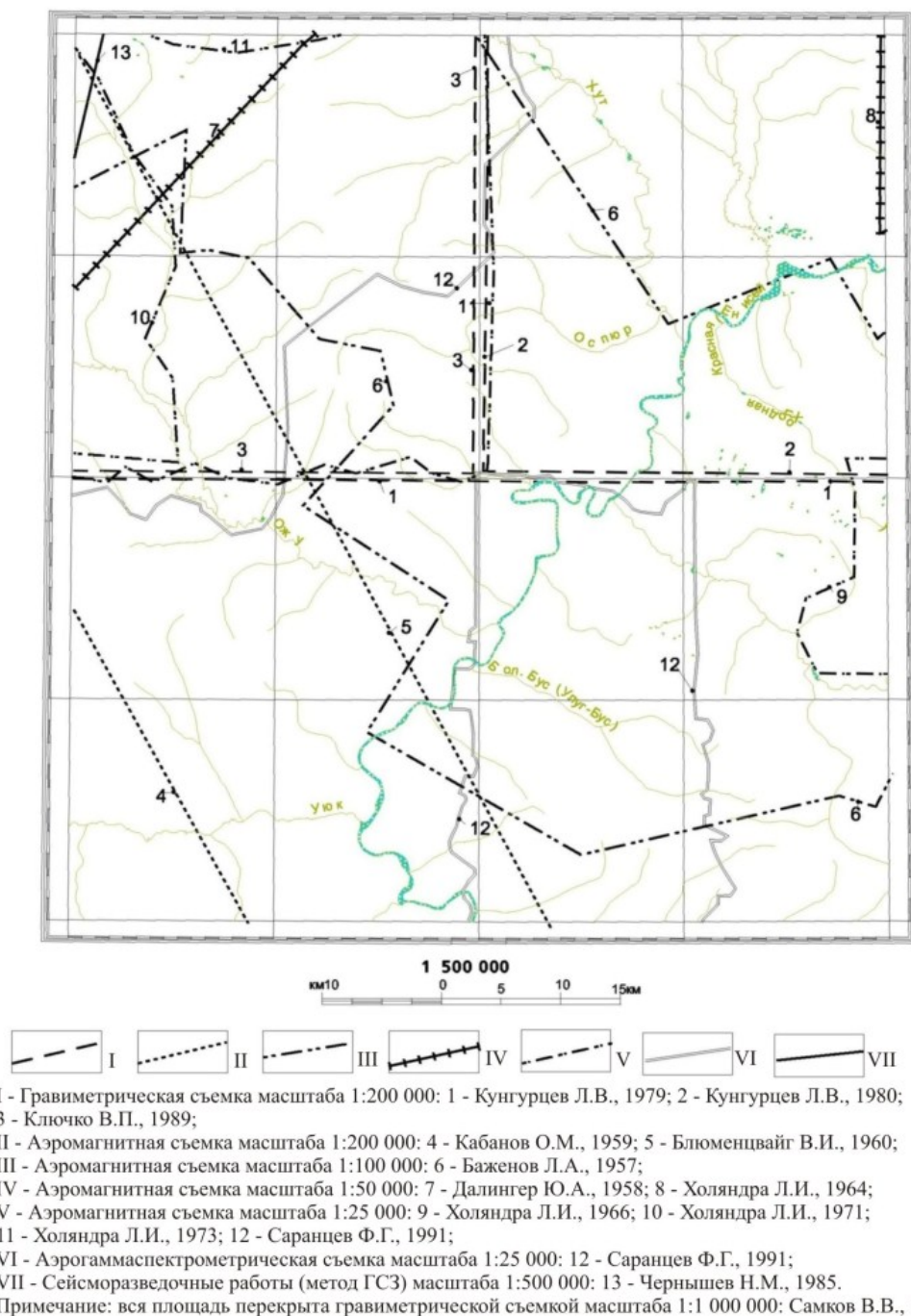


Рис. 3. Схема геофизической изученности листа N-46-XXXV.

По данным съемки на Уюкском листе выделено 18 аномалий, из них шесть аномалий лито-геохимической съемки по вторичным ореолам, где наиболее перспективной считалась аномалия 62, расположенная в междуречье рек Енисей и Биче-Бус. По результатам проверки этой аномалии сделан вывод, что она приурочена к зоне дробления и связана с эффузивами, которые имеют повышенные содержания магнетита до 10–15 %. Авторами сделан вывод, что «ожидать выявления магнетитовых руд в промышленных масштабах на рассматриваемой площади нет оснований».

Аэромагнитные съемки масштаба 1 : 25 000, выполненные в 1966, 1971 и 1973 гг. Л. И. Холяндрой, охватывают Уюкский лист частично. Они проведены с фотопривязкой маршрутов станцией АСГ-46 и аэромагнитометром АММ-13. Среднеквадратическая погрешность съемки соответственно по годам равна $\pm 13,0$, ± 10 и $\pm 9,7$ нТл.

В 1991 г. часть листа охвачена аэрогамма-спектрометрической съемкой масштаба 1 : 25 000 [85] станциями СКАТТ-77 и ММС-214 с фотопривязкой маршрутов. Среднеквадратическая погрешность в полях с горизонтальными градиентами до 50 нТл/км составляет $\pm 6,8$ нТл, 50–1 000 нТл/км – $\pm 95,4$ нТл. Точность АГС-съемки по общему каналу (ОК) – $\pm 0,25$ экв. ед. урана; торию – $\pm 0,72 \cdot 10^{-4}$ %; урану – $\pm 0,26 \cdot 10^{-4}$ % и калию – $\pm 0,13$ %. Составлены карты масштабов 1 : 25 000 и 1 : 50 000. Материалы съемки свидетельствуют о том, что в районе могут картироваться эффузивы нижнего–среднего девона, осадочные породы нижнего карбона и интрузии гранит-порфиров девонского комплекса.

Вся площадь листа покрыта гравиметрической съемкой масштаба 1 : 1 000 000 [84] и 1 : 200 000 [67, 70, 71]. Работы проведены согласно требованиям существовавших тогда инструкций. Использовалась аппаратура – ГР/К-2, ГНК/К-2, «Дельта» ГАК-ПТ, ГР-К/2. Среднеквадратическая погрешность съемок соответственно составляет $\pm 0,81$ мГал (1979 г.), $\pm 0,36$ мГал (1980 г.) и $\pm 0,26$ мГал (1989 г.).

Дано геологическое истолкование аномалий, выделены и описаны межблоковые и внутри-блоковые разломы, а также интрузивные тела различного состава. Установлена тесная связь [71] золотой и ртутной минерализации с зоной Куртушибинского надвига. Сделан вывод «о структурной унаследованности в проявлении девонской тектономагматической активизации», составлены карты по данным пересчета на уровни 4,8 и 24 км.

К 1985 году по территории республики Тыва были пройдены региональные сейсморазведочные профили методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) масштаба 1 : 500 000 [94], которые выявили положение основных сейсмических границ – Мохо, кристаллического фундамента (Ф) и земной коры в целом. Результаты этих исследований были обобщены в тематической работе А. П. Четвергова [95].

В процессе ГДП-200 была составлена геофизическая основа [88]. Полученные результаты были отражены на «Схеме комплексной интерпретации геофизических материалов», куда вошли основные результирующие карты: гравитационного поля, остаточного поля силы тяжести, аномального магнитного поля. Цифровые модели карт были созданы на основе отчетных данных аэромагнитных съемок и первичных гравиметрических данных. Материалы основы использовались при построении геологической карты, разреза и тектонической схемы. Текстовая часть основы учитывалась при описании стратиграфических подразделений, магматических образований и тектонических структур.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

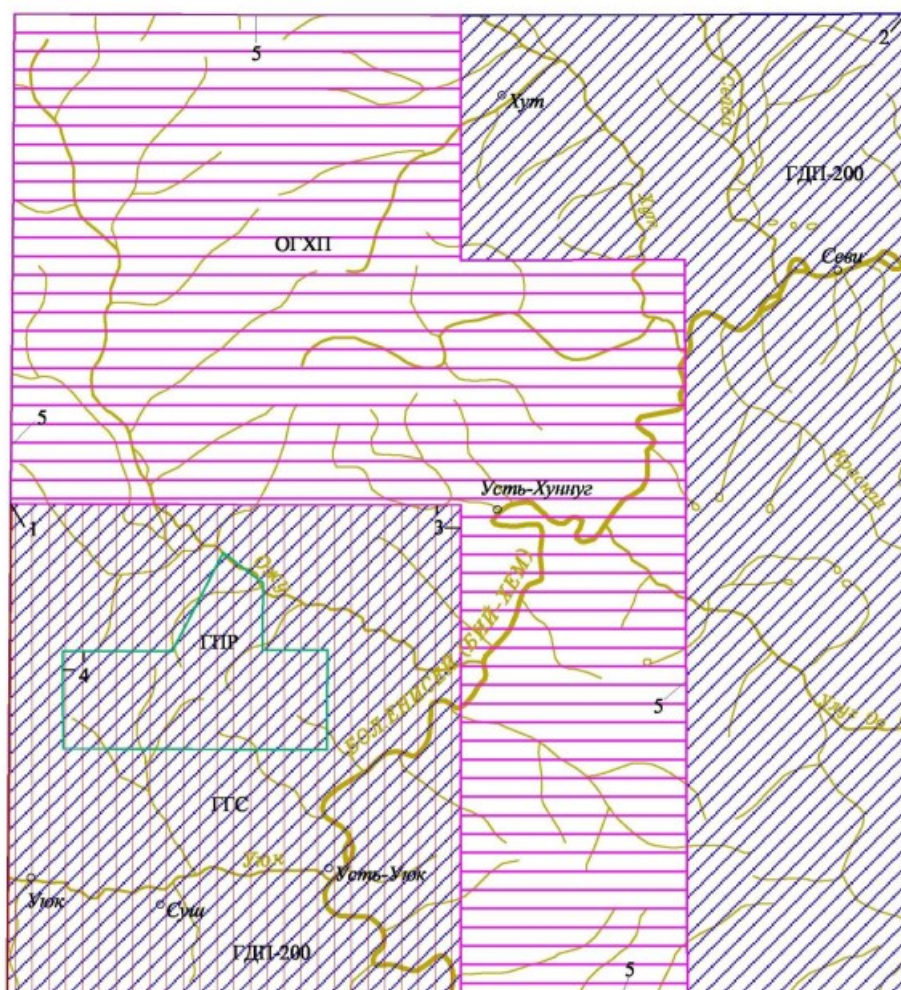
Геохимические методы поисков начали применяться на площади листа с 1950-х годов. В 1952 году поисково-съемочный отряд Уюкской партии КГУ под руководством В. Н. Долговой опробовал металлотметрическим методом район месторождения Кызык-Чадр (около 50 км²). Пробы отбирались попутно в поисково-съемочных маршрутах с шагом 200–250 м и анализировались спектральным методом на Cu, Pb, Zn, Mo. В небольшом объеме применялась купрометрия. На месторождении были оконтурены контрастные вторичные ореолы меди и молибдена (рис. 4).

При проведении в 1958 и 1963 годах Саянской аэрогеофизической и Ермаковской геофизической партиями аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000 территория листа была покрыта металлотметрической площадной съемкой по сети 500×60 м и 250×50 м, однако вторичных ореолов, перспективных для дальнейшего изучения, на площади не было обнаружено.

В 1959–1960 годах Б. В. Образцовым и В. А. Благонравовым на территории листа N-46-XXXV проводились поисково-съемочные и редакционно-увязочные работы с целью подготовки карты масштаба 1 : 200 000 к изданию. При детальном геофизическом исследовании бассейнов рр. Ожу и Сейбы проведено сопутствующее опробование по вторичным ореолам рассеяния. Результаты имеются лишь в графическом виде по отдельным элементам. Химико-спектральные анализы на золото не проводились.

В 1972–1976 годах в юго-западной части на 25 % площади Н. С. Бухаровым и др. проводилась групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000, в состав работ которой входили площадные литогеохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния по сети 500×100 м на следующие элементы: Pb, Zn, Cu, Ag, Ba, Mo, Mn, Co, Sn, As, Hg, Sb, W, Be, B, Li, Y, U; Au не

анализировалось. Полюстно составлены карты вторичных ореолов рассеяния этих элементов. Проведены литогеохимические поиски по эндогенным ореолам – стратиграфическим разрезам, зонам гидротермально измененных пород с целью получения их геохимической характеристики. На рудопроявлениях отобраны пробы с последующим химико-спектральным определением в них меди, молибдена, золота, урана.



Масштаб 1:500 000

- 1, 2 Геологическое доизучение площади масштаба 1:200 000 (ГДП-200)
- 3 Групповая геологическая съемка масштаба 1:50 000 (ГТС)
- 4 Геологопоисковые работы масштаба 1:25 000 (ГПР)
- 5 Опережающие геохимические поиски масштаба 1:50 000 (ОГХП)

Номер на карте	Вид работ	Масштаб	Автор	Год
1	Опробование по потокам рассеяния с плотностью 0,5 проб на кв. км (1) и 0,25 проб на кв. км (2) в процессе ГДП-200	1:200 000	Семенов М.И.	2013
2				
3	Литогеохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния по сети 500*100 м	1:50 000	Бухаров Н.С.	1977
4	Литогеохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния с шагом 200 м	1:25 000	Долгова В.Н.	1954
5	Литогеохимические поиски по потокам рассеяния с плотностью 5,8 проб на кв.км	1:50 000	Кочетков В.В.	1990

Примечание: вся территория покрыта площадной металлотометрией по сети 500*50 м в процессе проведения аэромагнитной съемки масштаба 1:25 000 (Холяндра, 1963)

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

Геохимические работы масштаба 1 : 50 000 по вторичным ореолам рассеяния проводились на небольших по площади участках с определением ограниченного числа элементов с низкой

чувствительностью. Химико-спектральный анализ на золото осуществлялся выборочно по вторичным ореолам рассеяния.

В 1988–1990 годах в северо-западной и центральной частях на 44 % площади проведены опережающие геохимические поиски по потокам рассеяния плотностью 5,8 проб на 1 км² [69]. Пробы анализировались на 29 элементов: Pb, Cu, Zn, Co, V, Cr, Ni, Ti, Mn, Ga, Mo, Sn, Ba, Sr, Zr, Nb, B, P, Bi, W, Ag, Cd, As, Sb, Y, La, Se, Li, Au, а на части площади – на U и Th. Предел обнаружения элементов, выполненным спектральным анализом, ниже или равен их кларку. Это позволяет использовать первичные материалы этих геохимических поисков для составления геохимической основы.

В процессе ГДП-200 проведено опробование по потокам рассеяния с плотностью 0,5 проб на 1 км² (25 % площади) и 0,25 проб на 1 км² (31 % площади). Пробы проанализированы на 39 элементов (Pb, Cu, Zn, Co, V, Cr, Ni, Ti, Mn, Ga, Mo, Sn, Ba, Be, Sr, Zr, Nb, B, P, Ge, Bi, W, Ag, Cd, As, Sb, Y, Yb, La, Ce, Sc, Li, K, Na, Ca, Mg, Al, Fe, Si). По результатам последних работ была составлена геохимическая основа [15, 88]. Данные всех слоев геохимической основы и таблицы кадастра использованы для наполнения геохимическим содержанием карты полезных ископаемых и закономерностей их размещения.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные образования листа N-46-XXXV (Уюк) к настоящему времени разделены на верхнерифейские, вендские, вендско–нижнекембрийские, кембрийские, ордовикские, силурийские, девонские, нижнекаменноугольные, палеогеновые, неогеновые и четвертичные. Площадь листа находится в зоне сочленения нескольких крупных геоструктур со своими особенностями стратиграфического разреза и тектонического строения, что обусловило выделение Куртушибинского офиолитового пояса (ОП), Хемчикско-Систигхемской, Хамсаринско-Таннуольской и Центрально-Тувинской структурно-формационных зон (СФЗ).

В Куртушибинском ОП, в пределах площади выделены: коярдская толща рифея (?), макаровская толща венда (?) и орешская толща раннего кембрия (?). В Хамсаринско-Таннуольской СФЗ развиты: туматтайгинская свита венд–раннекембрийского возраста и сыынакская свита раннего кембрия, возраст которой обоснован фауной.

Хемчикско-Систигхемская СФЗ на уровне кембрия–силура разделена на три подзоны (СФЗ): Улугойскую, Турано-Уюкскую и Систигхемскую. В первой выделены: узинская, устьхамсаринская и кугарская свиты ордовика (систигхемская серия); три подсвиты атчольской свиты силура; дерзигская свита раннего–позднего силура. Во второй – ончанская свита среднего–позднего кембрия, чапшинская свита позднего кембрия и малиновская серия ордовика в составе трех свит (борлугской, тарлыкской и тамзарынской). Семибратинская раннего–позднего силура и мынасская свита позднего силура распространены в Систигхемской СФЗ.

Отложения девона наиболее полно представлены в двух СФЗ: Хемчикско-Систигхемской и Центрально-Тувинской. Здесь выделены образования раннего девона (кендейская и саглинская свиты), отложения среднего (атакшильская, илеморовская, уюкская свиты) и позднего девона (бегрединская, кохайская, джаргинская свиты). В пределах Хамсаринско-Таннуольской СФЗ известны образования только раннего девона.

Отложения раннего карбона (суглугхемская, хербесская свиты) развиты в Хемчикско-Систигхемской СФЗ.

Разрез завершается разнофациальными образованиями палеогена, неогена и квартера.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Условно верхнерифейские образования выделены из состава бывшей чингинской свиты, слагающей совместно с габброидами и ультрабазитами (иджимский комплекс) Куртушибинский офиолитовый пояс.

Коярдская толща (RF₃?kr) распространена в северо-западном углу листа, в пределах хребта Таскыл, занимая здесь небольшую площадь (около 3 км²). Породами толщи сложены три участка, вытянутых вдоль разломов и связанных с поднятыми блоками главных надвигов Куртушибинского ОП. Для толщи характерны эффузивы, в целом основного состава с вариолитовыми и шаровыми структурами, единичные прослои кварцитов, глинисто-кремнистых пород и полное отсутствие пирокластических образований. Среди эффузивов толщи выделяются: метатрахибазальты, metabазальты и в единичных случаях – метатрахиандезибазальты, кварциты. Нижняя граница толщи не вскрыта, а верхняя, с вышележащими образованиями – тектоническая. Контакты толщи с габброидами иджимского комплекса интрузивные [20]. Породы толщи сложены в крутые, часто опрокинутые на юго-восток складки. На разрезе непосредственно у северной рамки листа на сопредельном листе N-46-XXIX мощность толщи более 1 180 м [20]. На площади общая мощность толщи составляет менее 1 200 м.

Из петрографических разновидностей афировых базальтов наиболее широко распространены

ны плагиоклазовые, плагиоклаз-пироксеновые, оливиновые. Породы интенсивно изменены, реликты лейст сосюритизированного, альбитизированного плагиоклаза различно (диабазово) ориентированы, часто разломаны, растщены. Породы толщи метаморфизованы в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

По химическим параметрам метабазаьты коярдской толщи располагаются, в основном, в поле трахибазальтов с устойчивым трендом в щелочную сторону и с незначительным отклонением в поля базальтов и трахиандезибазальтов. По составу они относятся к толеитовой серии. Особенностью их является высокая титанистость, магнизиальность и щелочность (натриевая), низкая глиноземистость [20]. Особенно ярко эти параметры заметны по сравнению с таковыми для габброидов иджимского комплекса. Базальтоиды коярдской толщи принадлежат к высокотитанистым сериям океанических систем с характерным трендом дифференциации, обособляясь в поле базальтов срединно-океанических хребтов. По площади толщина фациально выдержана.

Геохимический фон метабазаьтов по данным полуколичественного анализа характеризуется значительно пониженными, по сравнению с породным кларком большинства элементов, в том числе Ni, Ti, Sr, Ba, Zr. При этом они обладают повышенными содержаниями Fe, Cr и Co.

По данным наземных магнитометрических работ поля развития коярдской толщи характеризуются отрицательными значениями $(\Delta T)_a$ от -100 до -200 гамм. Породы являются практически немагнитными. Плотность их варьирует в пределах $2,6-3,0$ г/см³. Гамма-активность пород колеблется в пределах $5-10$ мкР/ч.

Возраст толщи, как позднерифейский, принят условно по аналогии с соседними районами, что согласуется с Западно-Саянской серийной легендой.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Макаровская толща (V?mk) выделена в Куртушибинском ОП, где ранее описывалась в составе чингинской и нижнемонокской свит. На площади встречается в северо-западном углу, где она находится в аллохтонном залегании, прослеживается узкой (1–4 км) полосой в бассейне р. Мокрый Сайлиг от северной до западной границ листа, занимая по площади всего 25 км².

Макаровская толща сложена преимущественно метабазаьтами, но в отличие от базальтов-трахиандезибазальтов коярдской толщи имеют дифференцированный состав от пикробазальтов (щелочных и умереннощелочных) до трахибазальтов и андезибазальтов. Базальтоиды содержат до 30 % пирокластического материала. В ассоциации с вулканитами обычны сланцы и метакремнистые породы. Отмечаются единичные линзы известняков. Взаимоотношения толщи с коярдской толщей, габброидами иджимского комплекса, а также с орешской толщей кембрия, в пределах площади повсеместно тектонические (наиболее напряженная фронтальная зона Куртушибинской надвиговой системы). Толща интенсивно протрудирована гипербазитами иджимского комплекса, в отличие от коярдской толщи, в поле которой не наблюдается подобных взаимоотношений. Какого-либо разреза толщи в изученном фрагменте Куртушибинского ОП не выявлено. Мощность ее определяется менее 1 500 м по материалам разреза, расположенного непосредственно за северной рамкой листа [20].

В составе толщи встречены следующие петрографические разновидности пород: метабазаьты плагиоклазовые, амфиболовые, оливиновые с массивной текстурой, реже – с миндалекаменной, метатифы базальтов, сланцы кварц-гидрослюдистые (кремнистые сланцы), микро- и мелкозернистые кварциты, сланцы глинисто-гидрослюдистые. Породы толщи метаморфизованы в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

По химическим параметрам метабазаьты макаровской толщи по отношению к базальтам коярдской толщи имеют более выраженный тренд в сторону пикробазальтов (умереннощелочных и щелочных). А многочисленные, но, к сожалению, непромышленные золотосодержащие россыпи Куртушибинской зоны возможно являются следствием реанимации золота из золотонесущих базальтов макаровской толщи последующими метасоматическими процессами и концентратии его в метасоматических образованиях.

По химическому составу базальты толщи тяготеют к толеитовой серии срединно-океанических хребтов, среднеглиноземистые (Al=1,1), высоконатровые (K=4,7), низкожелезистые (K=0,8).

Геохимический фон пород макаровской толщи характеризуется значительно пониженным, по сравнению с породным кларком большинства элементов, в том числе Ti, Ba, Zr, Fe и K и слабо повышенными содержаниями Mn, Cr, Ni и Co.

Площади развития пород макаровской толщи характеризуются магнитным полем со значе-

ниями $(\Delta T)_a$ от -100 до -300 нТл. Плотность пород варьирует в пределах от $2,5$ до $2,8$ г/см³. Гамма-активность колеблется от 3 до 10 мкР/ч.

На МАКС поля выходов базальтоидов коярдской и макаровской толщ характеризуются серым пятнистым, иногда ровным фототонном, тонкополосчатым фотоизображением северо-восточного простирания, согласно направления надвиговых зон. В рельефе часто образуют островершинные хребты с террасовидными крутыми склонами.

Возраст толщи принят условно как вендский с учетом возможности ее корреляции с подобными образованиями соседней с севера площади [20] и согласно ее положению в Западно-Саянской серийной легенде.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА, ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА– ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА, ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА, КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Уровень охватывает венд и нижнюю часть нижнего кембрия (до санаштыкгольского горизонта) и к нему отнесена туматтайгинская свита Улугуйской СФпЗ. Под этим названием свита была выделена В. Б. Агентовым в 1960 г. на хр. Тумат-Тайга [51]. На сопредельной площади (лист N-46-XXXVI) к ней были отнесены вулканогенно-осадочные образования с фауной археоциат раннекембрийского возраста (до санаштыкгольского горизонта). Отложения санаштыкгольского уровня выделены им в тапсинскую свиту. В 1972 г. В. В. Зайков и др. [64] рассматривал туматтайгинскую и тапсинскую свиты (по В. Б. Агентову) как одну туматтайгинскую свиту и по литологическому составу выделял шесть толщ. Н. С. Бухаровым в 1979 г. [5] было предложено членение этого разреза на оттугтайгинскую и сынакскую свиты, а позднее в 1983 г. [6] на оттугтайгинскую, туматтайгинскую и сынакскую. В легенде Западно-Саянской серии [72] принят вариант расчленения Н. С. Бухарова 1979 г. [5]: оттугтайгинская (V-С₁) и сынакская (С₁) свиты. Сынакская свита имеет заметно иное наполнение, нежели тапсинская свита и переименование туматтайгинской свиты в оттугтайгинскую неправомерно (глава XII стратиграфического кодекса). В связи с этим, в серийную легенду Западно-Саянской серии необходимо вернуть объем туматтайгинской свиты, как это сделано в легендах Верхне-Енисейской серии [98] и Саяно-Алтайской для ГТК-1000, что позволит ликвидировать несбойку между легендами двух смежных серий и между соседними листами Госгеолкарты-200/2.

Туматтайгинская свита (V-С₁tt) картируется в двух тектонических блоках со своими типами разрезов на водоразделе рек Холодной, Улуг-О (Улугуйский выступ) и как «останец кровли» в пределах Ожинского интрузивного плутона (одноименный выступ), в бассейне рек Кызык-Чадр, Алыкташ, Чурек-Хем.

В верховье р. Холодной разрез представлен в основном зеленовато-серыми, серыми рассланцованными и метаморфизованными базальтами, андезитами, андезибазальтами, туфоконгломератами, туфобрекчиями. Породы подвержены вторичным изменениям: мигматизации, альбитизации, часто – карбонатизации, прокварцеванию. Туфогенные породы по мощностям резко подчинены эффузивам. Разрез этого типа получен рядом с восточной рамкой на соседнем листе N-46-XXXVI [64], где залегают снизу вверх:

1. Метабазальты, метаандезибазальты темно-зеленые порфиновые с прослоями метатуфов грязно-зеленых алевро-псаммитовых	40*
2. Метатуфы среднего состава зелено-серые алевро-псаммитовые, агломератовые	50
3. Базальтовые порфириты с прослоями алевро-псаммитовых и агломератовых метатуфов	150
4. Метатуфы темно-зеленые смешанного состава алевро-псаммитовые с пластами метаандезибазальтовых порфиритов	190
5. Метаандезибазальтовые порфириты зелено-серые миндалекаменные	210
6. Метаандезибазальты зелено-серые миндалекаменные с многочисленными прослоями туфов алевритовых, измененных до хлоритовых сланцев	330
7. Метабазальтовые порфириты зелено-серые	65
8. Метаандезибазальты зелено-серые с пластками метатуфов светло-серых кислого состава алевритовых. В основании горизонт углеродистых метаалевролитов (первые метры)	50
9. Метабазальты и метаандезибазальты с порфировой и афировой структурой, их туфы алевро-псаммитовые с пластками метатуфов полосчатых кислого состава	135

Вскрытая мощность 1 220 м. Распределение пород в разрезе: метабазаальты и метаандезибазальты – 80 %, метатуфы алевро-псаммитовые – 20 % (основного состава – 6 %, среднего – 7 %, кислого – 2 %, смешанного – 5 %). Незначительный объем составляют агломератовые метату-

* Здесь и далее мощность указана в метрах.

фы и углеродистые метаалевролиты.

В пределах Ожинского выступа свита сложена зеленовато-серыми, серыми, реже фиолетово-серыми метабазами, метаандезитами, их метатуфами и метатуффитами с прослоями метаалевролитов, мраморизованных известняков, кварц-серицит-хлоритовых сланцев, микрокварцитов. Породы дислоцированы, метаморфизованы в зеленосланцевой фации, часто рассланцованы и прорваны гранитоидами, что обусловило их мигматизацию и ороговикование. Наиболее полный разрез этого типа получен [56] в междуречье Алтыкташ и Кызык-Чадр (оп. обн. № 47), где залегают снизу вверх:

1. Метабазальты серо-зеленые рассланцованные и хлоритовые сланцы	290
2. Метаизвестняки серо-зеленые тонкослоистые	15
3. Метаалевролиты зелено-серые с прослоями метаизвестняков	35
4. Переслаивание метабазальтов и их метатуфов алевро-псаммитовых	120
5. Переслаивание метатуфов, базальтов и метаандезитов лилово-серых	230
6. Переслаивание метатуфов, базальтов и метаандезитов с пропластками метабазальтов и метаандезитов ..	220

Верхи разреза срезаны разрывными нарушениями. Вскрытая мощность 920 м. Распределение пород в разрезе следующее: базальты – 40 %, туфы основного состава – 30 %, туфы андезитового состава – 24 %, алевролиты – 4 %, известняки – 2 %. В этом разрезе в одном из прослоев известняков была найдена фауна археоциат плохой сохранности. В 1,3 км западнее описанного разреза встречаются крупнообломочные конгломераты, в которых содержится хорошо окатанная галька вулканогенных пород и прослой фиолетово-серых песчаников. Горизонт известняков, встреченный в верхней половине разреза, прослежен здесь по коренным выходам и элювиальным высыпкам на расстоянии до 2 км. Южнее (оп. обн. № 49) разрез [64] наращивается (снизу вверх):

1. Известняки желто-белые мраморизованные	72
2. Метатуфопесчаники известковистые	60
3. Чередование метаандезитов, метабазальтов и их метатуфов мелкообломочных	288

Мощность по разрезу 420 м. Общая мощность свиты 2 000–2 500 м. Во втором типе разреза значительно увеличивается количество осадочного материала.

Метабазальты порфиоровые темно-серые, серо-зеленые с порфировой или гломерофировой структурой, с миндалекаменной или массивной текстурой. Порфиры представлены авгитом, плагиоклазом. Авгит почти нацело замещается эпидотом и актинолитом. Плагиоклаз соответствует зональному лабрадору, часто нацело альбитизирован. Основная масса сложена беспорядочно расположенными лейстами и микролитами вторичного авгита, в угловатых промежутках которого размещается хлорит, эпидот и карбонат. Миндалины сложены карбонатом, кварцем, эпидотом, хлоритом. Базальты соответствуют нормальному щелочному ряду с незначительным уклоном в сторону умереннощелочных.

Метатуфы серые, зеленовато-серые, буровато-серые, серо-лиловые лито-, витро-, кристаллокластические; псефитовые, алевритовые, псаммитовые, агломератовые; основного, среднего, кислого и смешанного состава. Наиболее распространены псаммитовые разности смешанного состава. Литокристаллокластические метатуфы состоят из угловатых кристаллов плагиоклаза, кварца, пироксена (чаще сохраняются только псевдоморфозы по темноцветам). В подчиненном отношении встречаются обломки слабо раскристаллизованного стекла и обломков различных пород.

Сланцы, в основном хлорит-кварцевые, отмечаются в верхах свиты. Породы отчетливо сланцеватые, реже – плейчатые, серого, желто-серого, зеленовато-серого цвета с лепидобластовой, гранолепидобластовой, микрогранолепидобластовой и blastoporфировой структурой.

Магнитные свойства пород меняются в широких пределах: от практически немагнитных (туфы, алевролиты, известняки) до магнитных (основные и средние эффузивы) с остаточной намагниченностью равной $750 \cdot 10^{-3}$ А/М. Средняя плотность эффузивов – 2,72 г/см³. В поле силы тяжести над породами наблюдается относительное повышение значений на 2–6 мГал, в остаточном поле силы тяжести – это положительные локальные аномалии до 4–6 мГал. В аэромагнитном поле северная часть Улугойского выступа характеризуется спокойным слабоградиентным положительным магнитным полем интенсивностью до 500 нТл, южная половина – отрицательным магнитным полем. По всей вероятности, здесь вскрывается верхняя часть туматтайгинской свиты, представленной осадочно-вулканогенными практически немагнитными породами.

По химическому составу основные вулканы туматтайгинской свиты отвечают базальтам нормальнощелочного ряда с незначительным отклонением в сторону трахибазальтов. Относятся они к резко выраженной натровой серии ($\text{Na}_2\text{O} - 3,4 \%$; $\text{K}_2\text{O} - 0,8 \%$); высокоглиноземистые ($a^1=14,8$); орогенного (?) типа.

Средняя плотность metabазальтов – $2,8 \text{ г/см}^3$, андезитов – $2,72 \text{ г/см}^3$; средняя гамма-активность – $6-8 \text{ мкР/ч}$.

По данным геохимического опробования [64] наблюдается следующий спектр элементов: Cu ($0,006-0,008 \%$), Pb ($0,0006-0,001 \%$), Zn ($0,003-0,006 \%$), Ag (в единичных пробах), Mo ($6,10 \cdot 10^{-5} \%$), As ($0,003-0,006 \%$), Ba ($0,01 \%$), Mn ($0,02-0,03 \%$), Co ($(1-3) \cdot 10^{-4} \%$), Ni ($0,001-0,002 \%$), B ($0,001-0,003 \%$), Ti ($0,1-0,3 \%$).

На АФС отложения свиты дешифрируются темно-серым фототонном. Породы свиты слагают высокие, скалистые горы с относительно большими превышениями и крутыми склонами [64].

На соседнем N-46-XXXVI листе к вулканогенным образованиям туматтайгинской свиты приурочены месторождение и проявления колчеданно-полиметаллического оруденения.

На площади в междуречье Алтыкташ–Кызык–Чадр [56] в известняках верхней части разреза свиты найдена фауна археоциат плохой сохранности. На площади восточного листа N-46-XXXVI также в верхней части разреза свиты [12, 64] собрана фауна археоциат, отнесенная к базальскому надгоризонту атдабанского яруса нижнего кембрия.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Орешская толща (Є₁?or) выделена из состава чингинской свиты в Куртушибинском ОП и в целом соответствует ее верхней осадочной части. Толща представлена чередующимися кремнисто-глинистыми и кварцево-гидролюдистыми сланцами. Встречаются прослои metabазальтов, их метатиффов и редкие маломощные линзы кристаллических известняков, метагравелитов. Граница толщи с макаровской повсеместно тектоническая. Занимает она всего 12 км^2 в северо-западном углу листа. На соседней с севера территории наблюдалось согласное налегание орешской толщи на макаровскую, и граница между ними проведена по преобладанию осадочных пород над вулканиками [20]. В поле выхода пород орешской толщи встречено две протрузии гипербазитов иджимского комплекса, пространственно приуроченных к разломным зонам надвигового типа.

Фрагмент разреза орешской толщи имеет место на площади листа N-46-XXIX [20] в непосредственной близости от северной границы листа N-46-XXXV. Здесь разрез представлен (снизу вверх):

1. Чередование пачек мощностью 20–50 м кварцитов, кварцево-гидролюдистых, гидролюдисто-кремнистых сланцев, metabазальтов	220
2. Сланцы углеродисто-гидролюдисто-глинистые	110
3. Сланцы гидролюдисто-глинистые, гидролюдисто-углеродисто-кремнистые с прослоями кварцитов и базальтов мощностью 15–20 м	270
4. Те же сланцы в переслаивании с кварцитами мощностью 30–40 м	250
5. Кварциты тонкоплитчатые черные	60
6. Сланцы гидролюдисто-глинистые, кремнисто-гидролюдисто-глинистые	210
7. Сланцы гидролюдисто-глинистые, углеродисто-кремнистые	60
8. Кварциты серые, темно-серые массивные	>100

Общая мощность более 1 280 м.

Кремнисто-кварцево-гидролюдистые породы орешской толщи (они же и в макаровской толще) в разной степени рассланцованы и изменены. Иногда встречаются массивные разности. Состоят они из криптозернистого кварца и светлой гидролюдюды. В них нередко наблюдается в разном количестве обогащение пылевидным углеродистым веществом. В некоторых разностях и лимонитом. Углеродистое вещество концентрируется по тонким параллельным продольным трещинкам шириной $0,05 \text{ мм}$. Сами прожилки пересекаются просечками гранобластового, гетерозернистого кварца. Некоторые из просечек кварца содержат вкрапления сульфидов, но почти лишены углеродистого вещества. Иногда эта порода содержит, кроме светлой гидролюдюды, светло-зеленый хлорит. Наблюдаются параллельные сланцеватости прожилки кварца и одиночные трещинки, выполненные раскристаллизованным халцедоном.

Среди metabазальтов встречены: плагиометабазальты, metabазальты, трахиметабазальты, магнезиальные metabазальты.

По химическому составу metabазальты орешской толщи относятся к толеитовой серии с резко натровым уклоном ($K=8$), среднеглиноземистые ($Al=1,06$), низкожелезистые ($K=0,63$). По химической классификации базальтоиды свиты принадлежат базальтам, близким как к трахибазальтам, так и андезибазальтам с заметным трендом в сторону трахибазальтов.

Ровный геохимический фон пород толщи нарушается увеличением содержания Ва (до $(10-66) \cdot 10^{-3} \%$ на фоне $<10 \cdot 10^{-3} \%$). Для базальтоидов коярдской, макаровской и орешской толщ характерными особенностями в распределении микроэлементов являются высокое содержание Ва, Ст, 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 МАКС поля развития пород орешской толщи отличается более густой и тонкой штриховкой северо-восточного простирания, согласной простиранию надвиговых зон.

В пределах территории листа органические остатки в составе толщи не установлены. На р. Коярд (лист N-46-XXXIV) в вышележащей терешкинской свите содержатся водоросли ботомского (?) яруса. Последнее позволяет с долей условности отнести орешскую толщу к раннему кембрию.

К этому же стратиграфическому уровню отнесена сынакская свита Улугуйской СФпЗ.

Сынакская свита (C₁sn) выделена В. Б. Бухаровым [6] в 1979 г. в верховье р. Сынак, притока р. Улуг-О на соседнем листе N-46-XXXVI. Отложения свиты встречены на юго-востоке изучаемой территории в бассейне круч. Кудуре и Иткин (Иткинский горст). Низы свиты на территории листа не вскрываются. Обычно на сопредельных площадях граница между туматтайгинской и сынакской свитами проводится по пестроцветно-зеленоватоцветной пачке туфоконгломератов и конгломератов. Считается [56, 63], что эта пачка является базальной и свидетельствует о стратиграфическом перерыве между туматтайгинской и сынакской свитами, что нашло свое отражение в Западно-Саянской серийной легенде [72]. Свита сложена серыми, зелено-серыми метапесчаниками, метаалевролитами, метатуффитами, метатуфами, метатуфопесчаниками, метаизвестняками, хлорит-серицитовыми, хлорит-кремнистыми, эпидот-хлорит-кремнистыми сланцами. В подошве прослой метатуфоконгломератов, метаконгломератов. В целом, для пород свиты характерна зеленосланцевая фация метаморфизма.

Представительный разрез свиты получен за южной рамкой листа на правом берегу р. Черби [61], где залегают снизу вверх:

1. Метаконгломераты известковые.....	100
2. Метаизвестняки серые	90
3. Метаконгломераты грязно-зеленые крупногалечные известковые.....	600
4. Метаизвестняки с единичными отпечатками археоциат санаштыкгольского горизонта.....	60
5. Метаалевролиты грязно-зеленые.....	150
6. Метаалевролиты, метапесчаники, метагравелиты голубовато-зеленые с линзами метаизвестняков	520

Вскрытая мощность разреза 1 520 м. Общая мощность разреза уменьшается с юга на север и принимается на площади до 1 400 м.

Метапесчаники и метатуфопесчаники различаются по наличию туфогенного материала. Для метапесчаников характерна хорошая сортировка, слоистость, серая, лиловато-серая, зеленовато-серая окраска, практически полное отсутствие эпидота, частое чередование разностей различной зернистости, присутствие прослоев метаалевролитов. Обломочная составляющая представлена микрокварцитами, измененными кремнистыми породами, известняками, кварцем, плагиоклазом. В метатуфопесчаниках кроме этих обломков отмечаются обломки измененных перотложенных эффузивов. Цемент метапесчаников и метатуфопесчаников глинисто-кремнистый, карбонатно-глинисто-кремнистый, с вторичным хлоритом, реже – серицитом. Породы часто окварцованы, в отдельных случаях представлены гранобластовым агрегатом вторичных минералов. Рудные минералы представлены редкими окатанными зернами гематитизированного магнетита, гематита и скоплениями лимонита.

Метаалевролиты по составу аналогичны метапесчаникам, отличаются мелкозернистостью, преобладанием зерен кварца, плагиоклаза, существенно кремнистым или глинистым цементом. Обычно они полосчатые, от зеленовато-серых до лиловых.

Метатуффиты – серо-зеленые, темно-серо-зеленые породы, состоящие из обломков кварца, полевых шпатов, кислых эффузивов, туфов, микрокварцитов, измененных кремнистых пород. Рудные минералы – лимонит, пирит, магнетит, ильменит, редко – сфен, лейкоксен. Цемент поровый, базальный, обычно перекристаллизованный в хлорит-кремнистый, хлорит-эпидот-кремнистый, кремнисто-гидрослюдистый, железистый хлорит-кремнистый агрегат, иногда с биоти-

том. Для метатUFFитов характерна плохо выраженная ориентировка обломочного материала, неотчетливая слоистость.

Метаизвестняки кроме крупных массивов (первые сотни метров) слагают и маломощные горизонты, которые могут быть протяженными или быстро выклинивающимися. Известняки часто засорены вулканогенным материалом, иногда переслаиваются с породами другого состава, в том числе и вулканогенными.

Породы сыынакской свиты относятся к группе практически немагнитных пород. Свита в геофизических полях не находит отражения из-за влияния нижележащих эффузивов.

Геохимически породы сыынакской свиты характеризуются бедным набором элементов-примесей; для известняков характерны Ba, Mn; для кислых туфов и туфоконгломератов – Cu, Sc, Ga, Ti, V, Co, Mn. В породах туфовой пачки комплекс элементов-примесей более разнообразен. Постоянными компонентами являются Cu, Ba, Ga, Ti, V, Mn. Отмечаются следы Be, Y, Yb, Co, Ni.

Анализируя данные протолок, можно сделать выводы: грубообломочные породы метатUFFитовой пачки обогащены магнетитом, лимонитом, гематитом, редко присутствуют обломочные зерна шеелита, сфалерита, хромита, циркона, корунда, рутила, титанита, пирита.

На АФС породы сыынакской свиты имеют более светлый фототон на фоне более темного туматтайгинской свиты.

На территории листа органических остатков не встречено. На соседних площадях [12, 51, 57] в известняках собрана фауна археоциат, относящаяся к санаштыкгольскому и камешковскому горизонтам нижнего кембрия.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Терригенные отложения средне-позднекембрийского возраста развиты на северо-западе площади в пределах Турано-Уюкской СФпЗ и слагают **аласугскую серию**, в составе которой выделены ончанская и чапшинская свиты.

На границе с Куртушибинским ОП, где широко развита надвиговая тектоника, породы серии образуют крупную субсогласную тектоническую структуру – Аласугский прогиб –, сложенную флишоидными образованиями шельфовой зоны.

Породы аласугской серии расланцованы и подвержены слабому региональному метаморфизму, который выражается в замещении глинистого цемента хлоритом, серицитом, эпидотом. Обломочная структура, первичный состав обломков, слоистость сохраняются.

По данным аэромагнитной съемки отложения аласугской серии характеризуются спокойным отрицательным магнитным полем со значениями $(\Delta T)_a$ от -150 до -200 нТл. Породы серии практически не магнитны. На карте остаточных аномалий силы тяжести этим отложениям соответствуют значения $+2$ до $+4$ мГал. Плотность пород колеблется от $2,55$ до $2,9$ г/см³. Радиоактивность пород – $9-11$ мкР/ч.

По результатам спектрального анализа отмечается довольно однообразный состав элементов-примесей во всех свитах аласугской серии. Содержание Co – $0,0001-0,0015$ %, Ni – $0,001-0,008$ %, Pb – $0,0001-0,0025$ %, Zn – $0,003-0,01$ %, Cu – $0,0012-0,006$ %. Повсеместно присутствуют Cr, V, Mn, Ti, B, Ba, As, Mo, Zr и Ga.

Дешифрируемость терригенных пород аласугской серии на АФС плохая.

Ончанская свита (*Є_{2-3он}*) протягивается в северо-восточном направлении и ограничена разломами (надвигами) от отложений ордовика с юго-востока и интрузивных пород иджимского комплекса с северо-запада. Совместно с согласно залегающей на ней чапшинской свитой у северной рамки площади образуют юго-западное замыкание Хутинско-Шетхемской синклинали (2) [20].

Свита на площади представлена преимущественно серыми, зеленовато-серыми метапесчаниками, преимущественно мелкозернистыми, метаалевропесчаниками, метаалевролитами, часто известковистыми, с редкими маломощными прослоями, линзами метагравелитов, метааргиллитов и метаизвестняков. Мощность свиты в пределах листа достигает $1\ 000$ м.

Метаалевролиты – тонкозернистые породы серо-зеленого, лилового цвета, полосчатые массивные. Обломочный материал имеет кварц-полевошпатовый состав. Форма обломков угловатая, реже – полуокатанная. Цемент пород базальный, глинистый и серицит-хлоритовый. Расланцованные алевролиты из тектонических зон тонколистоватые с шелковистым блеском. Под микроскопом в составе пород в различных пропорциях отмечаются крипстокристаллический агрегат кварца, хлорита, серицита, в виде единичных зерен – эпидот, альбит, кальцит, актинолит. Структура пород бластоалевритовая, лепидобластовая; текстура – сланцеватая.

Метааргиллиты – серые, зеленовато-серые, тонкослоистые породы. Состоят из тонкого пе-

литового материала с примесью полуокатанных алевритовых частиц.

Метапесчаники представляют собой тонко-, мелко-, реже среднезернистые породы зеленого, серого цвета. Микроскопически устанавливается кварц-полевошпатовый состав. Обломки полуокатаны, плохой сортировки, количество их – 60–80 %. Тип цемента базальный, глинисто-карбонатный, глинисто-кремнистый, часто серицитизирован, хлоритизирован. Структура обычно псаммитовая, текстура – сланцеватая.

В стратотипе ончанской свиты в бассейне р. Сыстыг-Хем, севернее площади, в ее верхах собраны трилобиты, характерные для сакского яруса верхнего кембрия. Ниже слоев с фауной мощность «немного» разреза составляет 800 м. Возраст свиты принимается как верхи среднего кембрия–поздний кембрий.

Чапшинская свита (C_3^2) занимает небольшую площадь (около 20 км²) у северной рамки листа, слагая ядерную часть Хутинско-Шетхемской синклинали (2) [20]. Граница ее с ончанской свитой согласная и проводится по появлению в разрезе метаконгломератов или по смене метаалевролитов мощной пачкой более грубозернистых пород.

В отличие от отложений нижезалегающей ончанской свиты, она имеет более крупнозернистый состав и представлена в стратотипе, на смежном с севера листе, контрастным ритмичным чередованием метаконгломератов, метапесчаников и метаалевролитов. На изучаемой площади разрез преимущественно метапесчаниковый, со «сглаженным» ритмичным строением, вплоть до его исчезновения. Нижняя часть ритма представлена крупно-, чаще среднезернистыми метапесчаниками, постепенно переходящими в мелко-, тонкозернистые. В основании ритма редко наблюдаются метагравелиты с рассеянной галькой. Мощность ритма составляет 60–80 м с явным преобладанием первого элемента. Мощность свиты на площади не более 1 000 м.

Структурно-текстурные особенности пород свиты подобны отложениям нижележащей ончанской свиты.

Возраст свиты определяется условно как верхи позднего кембрия по положению ее в разрезе между фаунистически охарактеризованной ончанской свитой и систигхемской серией ордовика [20].

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

На территории листа ордовик представлен тремя отделами: нижним, средним и верхним. Отмечается он в трех структурно-формационных подзонах (СФпЗ). В Систигхемской и Улугойской ордовик представлен **систигхемской серией** (узинская, устьхамсаринская, кугарская свиты); в Турано-Уюкской – **малиновской серией** (борлугская, тарлыкская и тамзарынская свиты). К нижнему–среднему отделам относятся узинская и борлугская свиты, к среднему отделу – устьхамсаринская и тарлыкская, к верхнему отделу – кугарская и тамзарынская. Обе серии коррелируются по возрасту, составу и строению. Нижние и верхние свиты сложены преимущественно красноцветными псефито-псаммитовыми отложениями, средние свиты – преимущественно сероцветными, пестроцветными пелито-алевро-псаммитовыми осадками, иногда с прослоями известняков. Основными отличиями является наличие в систигхемской серии кислых эффузивов, а в малиновской серии в средней части (тарлыкская свита) присутствие среди аргиллитов прослоев известняков с фауной.

Отложения систигхемской серии картируются в центральной части площади и по периферии Ожинского выступа. В двух блоках у восточной рамки листа выделены нерасчлененные отложения систигхемской серии.

Отложения малиновской серии пользуются незначительным распространением в северо-западной части площади. Они слагают узкий тектонический блок площадью около 80 км² (Малиновский грабен) северо-восточного простирания. Все три свиты серии представлены исключительно осадочными породами: конгломератами, песчаниками, алевролитами с прослоями известняков. Площади развития отложений серии характеризуются широким проявлением разрывных нарушений и фациальной изменчивостью, плохой обнаженностью, и изучены по отдельным коренным выходам и элювиально-делювиальным высыпкам. Вследствие плохой обнаженности и сложной тектоники значимых разрезов свит на изучаемой территории не было получено. На сопредельной площади (лист N-46-XXXIV) почти на границе листов есть более представительные разрезы, отложения которых непосредственно выходят на лист N-46-XXXV.

На карте магнитного поля отложения малиновской серии фиксируются положительным полем небольшой интенсивности (до 200 нТл). В гравитационных полях они не отражаются. Породы свиты низко плотностные (2,6 г/см³) и слабомагнитны (до $\chi=50 \cdot 10^{-5}$ СИ). Общая радиоактивность пород серии составила 9–13 мкР/ч, для борлугской свиты характерны 10–13 мкР/ч,

для тарлыкской – 9–10 мкР/ч.

Геохимия пород серии характеризуется тем, что содержание большинства элементов близки породным кларковым, Zn ниже кларка, Cu ниже в 2 раза кларка, Cr и Ni равно или в разы больше кларка, Mn в 2–3 раза меньше кларка.

Площади развития отложений серии плохо дешифрируются. Отмечаются только фрагменты слоистости в северо-восточной части блока.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

К этому стратиграфическому уровню отнесены борлугская свита Турано-Уюкской СФпЗ и узинская свита Систигхемской и Улугойской СФпЗ.

Борлугская свита ($O_{1-2}br$) выделена в виде двух полос небольшой (до 10 км²) площади у западной рамки листа и в северо-восточной части Малиновского грабена. Взаимоотношения ее с подстилающими отложениями тектонические.

Свита на площади сложена лилово-серыми, красноцветными, пестроцветными разнозернистыми песчаниками (до гравелитов) с прослоями конгломератов и алевролитов. Верхняя граница постепенная, проводится условно по кровле пласта мелкогалечных конгломератов и появлению серых песчаников. Местами устанавливается ритмичное переслаивание. В основании ритма залегают конгломераты с гравелитами, выше – песчаники от грубозернистых до мелкозернистых. Завершается ритм алевролитами. Мощность отдельных ритмов колеблется от 2 до 25 м. Контакт между разностями пород внутри ритма, как правило, постепенный, граница раздела между ритмами резкая. С учетом материалов сопредельной площади мощность свиты на площади составляет менее 310 м.

Песчаники полимиктовые, редко – кварцевые. Крупнозернистые разности часто с примесью гравия и мелкой гальки, горизонтальнослоистые. Алевролиты обычно плитчатые тонкополосчатые, по составу аналогичные песчаникам.

Конгломераты мелкогалечные до крупногалечных, неоднородные. Обломочный материал плохо отсортированный и представлен кварцем, кремнями и эффузивами. Цемент представлен гравелит-неравнозернистым песчаником.

Возраст свиты, согласно легенде Западно-Саянской серии, утвержденной в 1997 году, определялся, как аренигский век раннего ордовика. В стратиграфической схеме СибРМСК, утвержденной в ноябре 2012 года [49], борлугская свита соответствует флоскому ярусу нижнего ордовика, дапинского и самые низы дарривильского ярусов среднего ордовика и коррелируется с дагыршемийским горизонтом. Поэтому возраст свиты принимается ранне-среднеордовикский.

Узинская свита ($O_{1-2}uz$) ранее выделялась как нижнесистигхемская подсвита. В 1991 г. А. В. Кривободровой [78] переведена в узинскую свиту со стратотипом на р. Уза, притока р. Систиг-Хем на сопредельной площади.

Отложения узинской свиты выделены в верховье р. Холодная на юге Таскыльской горст-антиклинали и в нижнем течении р. Ожу по обрамлению Ожинского выступа. Породы свиты трансгрессивно с базальными конгломератами ложатся на андезиты туматтайгинской свиты на правом берегу р. Холодная и на граниты Ожинского массива. В остальных случаях границы ее тектонические.

Верхняя граница согласная и проводится условно по появлению первой сероцветной пачки песчаников. Свита сложена красноцветными, реже – зеленоцветными конгломератами, песчаниками, гравелитами с пропластками риолитов и единичными прослойками алевролитов. Наиболее представительный разрез узинской свиты получен [52] по левобережью р. Ожу ниже устья р. Камыксал (оп. обн. № 31). Здесь залегают снизу вверх:

1. Конгломераты серо-лиловые, фиолетово-лиловые, разногалечные до валунных и гравелиты с прослоями песчаников.....	200
2. Песчаники лилово-зелено-серые крупнозернистые, реже – средне- и мелкозернистые с редкими прослоями гравелитов.....	275

Вскрытая мощность 475 м.

Выше залегают песчаники грязно-зелено-серые устьхамсаринской свиты среднего ордовика. В верховье р. Холодная (оп. обн. № 27) мощность свиты увеличивается, и состав свиты несколько меняется, появляются кислые эффузивы. Здесь ее разрез [52] представлен снизу вверх:

1. Конгломераты базальные разногалечные, иногда валунные.....	80
2. Песчаники красноцветные мелко-, среднезернистые с прослоями серо-лиловых песчаников, вишнево-красных алевролитов и двумя прослоями кислых эффузивов.....	360

3. Конгломераты в основании красноцветные, в верхней части – пестроцветные разногалечные с галькой кварца, лиловых эффузивов туматтайгинской свиты, микрокварцитов, гранитов..... 170

Вскрытая мощность 610 м.

Выше залегают сероцветные песчаники устьхамсаринской свиты.

Мощность свиты на площади листа меняется от 150 до 610 м. Органических остатков в свите не найдено. Возраст, согласно стратиграфической схемы СибРМСК, утвержденной в ноябре 2012 года, принимается ранне-среднеордовикский [49].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

К этому стратиграфическому уровню отнесены тарлыкская свита Турано-Уюкской СФпЗ и устьхамсаринская свита Систигхемской и Улугуйской СФпЗ.

Тарлыкская свита (O_2tr) слагает значительную часть Малиновского грабена. Нижняя граница постепенная, достаточно условно проводится по подошве первой мощной сероцветной пачки песчаников. Свита сложена серыми, зеленовато-серыми, преимущественно мелкозернистыми, реже среднезернистыми песчаниками, алевролитами с прослоями и линзами известняков. Мощность свиты с учетом материалов сопредельной площади изменчива и составляет 180–650 м.

Песчаники полимиктовые мелкозернистые, реже – среднезернистые, массивные, горизонтальнослоистые, редко – косослоистые. Обломочный материал представлен кварцем (30–50 %), полевыми шпатами (20–40 %), обломками кислых эффузивов (до 20 %), эпидота (5–20 %), рудного минерала (1–2 %). Цемент карбонатный, карбонатно-глинистый, глинистый. Алевролиты по составу идентичны песчаникам.

Отложения тарлыкской свиты являются наиболее полно охарактеризованным стратиграфическим подразделением ордовика Тувы. В составе фаунистического сообщества тарлыкской свиты, за территорией листа и в основном в стратотипической местности обнаружены трилобиты, брахиоподы, мшанки, криноидеи, гастроподы, наутилоидеи [60]. На изучаемой площади предшественниками [52] в известняках у западной рамки найдена фауна брахиопод плохой сохранности. На основании палеонтологических сборов возраст свиты определяется как средний ордовик.

Устьхамсаринская свита (O_2uh) ранее картировалась как среднесистигхемская под-свита. В 1991 г. А. В. Кривободровой [78] переведена в устьхамсаринскую свиту со стратотипом на стрелке рек Хамсара и Бий-Хем.

Отложения свиты выделены в верховьях рр. Холодная, Бий-Хем в районе руч. Скалистого, правых притоков р. Мал. Хуннуг, нижнего течения рр. Ожу и Улуг-О. По обрамлению Ожинской интрузии отложения свиты выклиниваются за счет прецизионного размыва. Они согласно с постепенной границей залегают на породах узинской свиты и согласно, иногда с внутриформационным размывом, перекрываются отложениями кугарской свиты позднего ордовика. Верхняя граница проводится по появлению первой мощной пачки красноцветных, редко зеленоцветных конгломератов, гравелито-конгломератов. Свита сложена зеленоцветными, реже красноцветными песчаниками, алевролитами с прослоями гравелитов. Наиболее представительный разрез устьхамсаринской свиты получен [78] по левобережью р. Ожу, ниже устья р. Камыксал, где на лилово-зелено-серых песчаниках с прослоями гравелитов узинской свиты нижнего–среднего ордовика залегают следующие породы (оп. обн. № 31):

1. Песчаники грязно-зелено-серые, реже – буровато-серые, в верхней части – буровато-серые крупно-, среднезернистые, реже – мелкозернистые..... 210

2. Песчаники буровато-серые, темно-серые, зелено-серые средне-, крупнозернистые..... 140

Вскрытая мощность 350 м.

Выше залегают со стратиграфическим несогласием и размывом лиловые песчаники атчольской свиты нижнего силура. Полный разрез устьхамсаринской свиты был встречен в верховье р. Холодной (оп. обн. № 27), где разрез в основных чертах повторяет вышеописанный, а полная мощность изменяется от 450 до 580 м. Общая мощность устьхамсаринской свиты 350–580 м.

Возраст свиты подтверждается находками фауны в логу руч. Хуннуг: брахиоподы (определения О. Н. Андреевой, ВСЕГЕИ) – *Orthis* (?) sp., *Paurorthis* sp. – средний ордовик и руч. Скалистого [55] гастроподы (определение В. А. Востоковой) – *Ceratopea* sp., которые она отнесла к ордовику. Основная руководящая фауна была найдена в подобных отложениях на соседних листах (N-46-XXX, N-46-XXIX) [52]. На основании палеонтологических сборов возраст свиты определяется как средний ордовик.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

К этому стратиграфическому уровню отнесены тамзарынская свита Турано-Уюкской СФпЗ и кугарская свита Систигхемской и Улугойской СФпЗ.

Тамзарынская свита (O_3tm) слагает два небольших фрагмента в центре Малиновского грабена. Нижняя граница постепенная и проводится по смене сероцветных пород красноцветными. Последние представлены песчаниками лиловыми, лилово-серыми, красно-бурыми полимиктовыми, разномзернистыми с прослоями различной мощности (от 0,2 до 30–40 м) гравелитов, средне-крупногалечных конгломератов, алевролитов. По геолого-структурным построениям, с учетом материалов по сопредельной площади, ее мощность составляет менее 700 м.

Песчаники и конгломераты свиты по составу обломочного материала и цемента аналогичны другим свитам серии – бурлугской и тарлыкской.

Возраст свиты на площади определяется как позднеордовикский на основании ее положения в стратиграфическом разрезе.

Кугарская свита (O_3kg) ранее выделялась как верхнесистигхемская подсвита. В 1991 г. А. В. Кривободровой [78] она переведена в кидринскую свиту со стратотипом по левому борту р. Систиг-Хем ниже руч. Кидрик. Согласно замечанию М. Л. Махлаева, по приоритету, согласно стратиграфического кодекса, в Западно-Саянскую легенду [72] она вошла уже как кугарская свита со стратотипом по левому борту р. Систигхем ниже руч. Кугар.

Отложения кугарской свиты закартированы на р. Бий-Хем в районе правых притоков руч. Хуннуг и Скалистого, в верховьях р. Холодная, и северо-восточном углу изучаемого листа. Свита сложена красноцветными, реже зеленоцветными песчаниками средне-, крупнозернистыми, часто с гравием и мелкой галькой, конгломератами, гравелитами с пропластками кислых эффузивов. В верхней части встречаются прослои серо-зеленых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Она согласно, с постепенной границей залегает на устьхамсаринской свите и перекрывается красноцветными песчаниками атчольской свиты нижнего силура. Наиболее представительный разрез кугарской свиты встречен в верховье р. Холодной [52], где залегает снизу вверх (оп. обн. № 27):

1. Конгломераты лилово-бурые среднегалечные.....	8
2. Гравелиты лилово-коричневые.....	21
3. Гравелиты зеленовато-серые.....	7
4. Гравелиты красновато-бурые и лиловато-бурые.....	70
5. Гравелиты красновато-бурые с прослоями песчаников лиловато-серых полимиктовых мелкозернистых.....	26
6. Гравелиты красновато-бурые с прослоями песчаников серых среднезернистых и песчаников зеленых мелкозернистых.....	62
7. Кислые эффузивы.....	7
8. Конгломераты крупногалечные до валунных.....	15
9. Конгломераты мелкогалечные.....	7
10. Гравелиты лиловые с прослоями песчаников.....	20
11. Песчаники зеленые неравнозернистые с единичными прослоями алевролитов коричневых.....	13
12. Песчаники зеленовато-серые средне-, мелкозернистые и алевролиты темно-серые.....	16
13. Песчаники зеленые, переслаивающиеся с алевролитами темно-серыми.....	30
14. Переслаивание алевролитов темно-бурых и песчаников лиловых, серо-зеленых.....	38

Выше залегают красноцветные песчаники атчольской свиты нижнего силура. Вскрытая мощность 350 м.

Неполный разрез кугарской свиты известен [55, 88] на юго-восточном замыкании Скалистой горст-антиклинали, по берегам р. Бий-Хем, в районе известного Хутинского порога (оп. обн. № 25). По материалам авторов с учетом данных предшественников начинается разрез с зоны дробления, связанной с северо-восточным сбросом. Мощность зоны дробления – 100 м. Далее вверх по разрезу следуют:

1. Песчаники полимиктовые крупно- и среднезернистые серовато-зеленого, красного и серого цвета ...	100
2. Конгломераты пестроцветные, красно-коричневые с зеленовато-серым разномзернистым песчаным цементом. Количество галечного материала – до 25 %. Окатанность его от хорошей до угловатых обломков. Размер гальки в основном 1–5 см, до более 10 см.....	30
3. Песчаники разномзернистые коричневатые-серые с единичными тонкими прослойками в средней части мелкогалечных конгломератов, гравелитов и алевролитов.....	70
4. Песчаники крупно-среднезернистые с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов.....	20
5. Конгломераты валунно-галечные крепкие, грубо рассланцованы, со сплюсненной галькой с песчано-гравелитистым цементом.....	130
6. Песчаники среднезернистые темно-серые с прослоями тонкозернистых алевролитистых разностей фио-	

летово-коричневого цвета, часто рассланцованных, филлитовидных. В верхней части встречаются прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов.....	80
7. Переслаивание пестроокрашенных мелкогалечных конгломератов с редкой галькой размером более 5–7 см, гравелитов и разнозернистых песчаников в соотношении ~3–5–2. Мощность прослоев конгломератов до 10 м и более с относительно четкими границами.....	490
8. Гравелиты сероцветные с обломками кварца и красноцветных пород с «плавающей» галькой размером до первых см. Прослои мелкогалечных конгломератов мощностью до 3 м.....	130
9. Переслаивание пестроокрашенных конгломератов, гравелитов и разнозернистых песчаников в соотношении ~4–4–2.....	520
10. Конгломераты валунные и крупногалечные, гравелиты, песчаники фиолетового цвета. Все породы интенсивно рассланцованные. Галька и отдельные мелкие валуны в конгломератах имеют уплощенные, сплюснутые формы. Цемент конгломератов кварцевый, интенсивно серицитизированный и хлоритизированный. Песчаники и гравелиты превращены в сланцы, вплоть до филлитовидных.....	350
11. Конгломераты крупногалечные, гравелиты, грубозернистые песчаники.....	380

С юго-запада разрез ограничен тектонической зоной юго-западного сброса.

Мощность разреза 2 300 м. Для отдельных интервалов (№ 5, 6 и 10) центрального разреза характерно интенсивное проявление динамометаморфизма. Вверх и вниз по р. Бий-Хем от порога степень метаморфизма пород значительно убывает. По разрезу наблюдается изоклинальная складчатость с крутыми противоположными углами падения пород (75–90°), как на северо-восток, так и на юго-запад. Подтверждается это наличием повторения отдельных горизонтов, аналогичных по составу отложений, что позволяет оценить истинную мощность данного разреза не более чем в 700 м.

Следует отметить некоторые особенности состава данного разреза. Песчаники полимиктовые, реже – кварцевые, характеризуются псаммитовой и бластопсаммитовой структурой, часто неравномернозернистой. Они обычно состоят из слабо окатанных зерен кварца до 60–70 % и полевого шпата с примесью обломков микрокварцита, а также зерен эпидота и цоизита. Цемент песчаников базальный, реже – соприкосновения. По составу – хлоритовый, хлоритово-кварцевый, серицито-кварцевый и карбонатно-хлоритовый. В гравелитах характерно присутствие мелких галек красного микрокварца, иногда достигающее до 20–40 %. Крупногалечные и валунные конгломераты обычно имеют монолитное строение с резким преобладанием гальки над цементом. Галька хорошо окатана и представлена микрокварцитом, эффузивами кислого, реже среднего состава. Цемент конгломератов кварцевый, интенсивно серицитизированный и хлоритизированный.

Общая мощность свиты меняется от 380 до 1 025 м.

Физические свойства песчаников следующие: средняя плотность – 2,71 г/см³, магнитная восприимчивость изменяется от 18 до 87·10⁻⁵ СИ, остаточная намагниченность – от 3,9 до 39,9·10⁻³ А/М. В самостоятельных геофизических полях не проявляется.

Органических остатков в отложениях свиты не найдено. Возраст свиты определяется ее положением в разрезе. Она согласно залегает на палеонтологически обоснованной устьхамсаринской свите среднего ордовика и со стратиграфическим несогласием перекрывается атчольской свитой нижнего силура. Кугарская свита хорошо коррелируется с фациальным аналогом тамзаринской свитой (малиновская серия), в которой найдены органические остатки позднего ордовика. На основании этих данных возраст свиты определяется как поздний ордовик.

Систигхемская серия нерасчлененная (O₁₋₃ss) впервые была выделена в ранге свиты в 1955 г. В. А. Благонравовым на сопредельной площади в бассейне р. Систиг-Хем. В 1983 г. согласно «Решениям МСК..., 1983 г.» систигхемская свита была переведена в ранг серии, а составляющие ее три подсвиты в ранг свит – узинская, устьхамсаринская и кугарская. Мощность серии 1 500–2 000 м.

Образования систигхемской серии нерасчлененной развиты в двух тектонических блоках в бассейне р. Солонечной. Представлены они в основном песчаниками, конгломератами, алевролитами, гравелитами, пропластками кислых эффузивов. Цвет пород красно-бурый, лиловый, коричневый, серый, серо-зеленый. Контакты с нижележащими породами тектонические, а сверху несогласно перекрыты силурийскими отложениями.

Песчаники серии полимиктовые косослоистые, горизонтальнослоистые, реже – массивные мелко-, крупнозернистые, часто с примесью псефитового материала. Обломочный материал плохо сортирован, слабо окатан и представлен кварцем (30–60 %), кислым плагиоклазом (20–25 %), микрокварцитами, калиевым полевым шпатом, рудным минералом, редко – эпидотом, турмалином; обломки пород представлены кислыми эффузивами, туфолавами, обломками известняков (20–35 %). Цемент известково-глинистый, глинисто-хлоритовый, поровый. Иногда в цементе отмечаются кремнистый материал, гидроокислы железа. Встречаются полевошпатово-кварцевые песчаники, характерные для устьхамсаринской свиты.

Конгломераты мелко-, средне-, крупногалечные до валунных, обладают лилово-бурой, коричневой, зелено-серой окраской. Галька и валуны сравнительно хорошо окатаны, но плохо сортированы, представлены эффузивами кислого, среднего состава, кремнистыми породами, гранитами.

Алевриты пользуются незначительным развитием (характерны для устьхамсаринской и верхней части кугарской свит), от песчаников отличаются меньшим количеством обломков пород и большим содержанием карбоната в цементе.

В риолит-порфирах вкрапленники представлены калиевонатровым полевым шпатом и псевдоморфозами рудного минерала и карбоната по темноцветному минералу. Размер вкрапленников – 0,5–1 мм. Структура основной массы неоднородна – на фоне микрофельзитового агрегата выделяются мелкие зерна кварца, калиевого полевого шпата и рудного минерала. В риодацит-порфирах вкрапленники представлены серицитизированным альбитом, изредка кварцем. Основная масса микрофельзитовая. Характерно присутствие обломков туфолов кислого состава, пепловых частиц, обломочных зерен кварца и плагиоклаза. Радиоактивность пород серии составляет от 8–10 мкР/ч (узинская свита) до 11–15 мкР/ч (устьхамсаринская свита).

Геохимия пород серии характеризуется постоянным присутствием Р, Cu, Pb, Zn, Mo, Ba, Mn, Ti, V, Ni, Co, B, Sn. Содержания наиболее часто встречаемых элементов составляют (в %): Cu – 0,002; Pb – 0,0005; Zn – 0,002; Ba – 0,01; Mn – 0,03; Ti – 0,1; V – 0,005. Редко отмечается золото до 0,01 г/т. В конгломератах в протолочках широко развит хромит, циркон, единичные знаки киновари, молибденита.

Средняя плотность пород систигхемской серии равна 2,58 г/см³, по магнитным свойствам все осадочные породы относятся к группе практически немагнитных пород, а кислые эффузивы и конгломераты, которые зачастую сложены из обломков магматических пород, имеют повышенные значения магнитной восприимчивости до $185 \cdot 10^{-5}$ СИ. Над ними фиксируется преимущественно отрицательное магнитное поле, в гравитационном поле они расположены в области гравитационной ступени. Повышение магнитного поля на границе Улугойского выступа и Таскыльской горст-антиклинали обусловлено, вероятно, влиянием нижележащих базальтов туматтайгинской свиты. Отложения отличаются от узинской несколько более повышенной радиоактивностью. По другим физическим свойствам, как и в физических полях, они не различаются.

Дешифрируемость пород серии местами удовлетворительная. Слоистость пород просвечивается фрагментарно. Иногда хорошо распознаются скальные гряды конгломератов.

Возраст систигхемской серии принимается ордовикским на основании палеонтологических находок, в основном, на смежных территориях и единичных на хребте Таскыл по правым притокам р. Большого Енисея руч. Скалистого и Бол. Хуннуга. Здесь О. Н. Андреевой (ВСЕГЕИ) определены брахиоподы – *Orthis* (?) sp., *Paurorthis* sp. и гастроподы *Ceratopea* sp. – как средний ордовик; М. Г. Мироновой (ЛГУ) гастроподы – *Lytospira* (?) sp., *Hormotoma* sp., *Lymphospira* sp. – как ордовик–силур.

Субвулканические образования систигхемской серии (рлп;рлп,рлпО₁₋₃ss) представлены на изучаемой территории единичным телом, расположенным в центре листа на правом борту р. Бий-Хем выше устья р. Хуннуг в 3 км. Форма тела изометричная (500×1 600 м), контролируется разломом северо-западного простирания. Породы комплекса от своих эффузивных аналогов отличаются более высокой степенью раскристаллизации и слагают дайки, жилы, небольшие тела (1,2×0,3 км), состоящие из плагиориолит-порфиров и плагиогранит-порфиров. Макроскопически это серые, светло-коричнево-серые породы с изометричными порфировыми включениями полупрозрачных, серых полевых шпатов, со скрытокристаллической основной массой. Микроскопически во вкрапленниках наблюдается альбит, калишпат, которые образуют идиоморфные призматические кристаллы размером 0,1–0,5 мм. Альбит часто образует гломеропорфировые сростки. Калишпат встречается в единичных кристаллах, слегка пелитизирован, образует простые двойники. Кварц во вкрапленниках отсутствует. Основная масса неоднородно раскристаллизована, состоит из мелких, неправильной формы зерен кварца и полевого шпата в различных соотношениях или представлена нераскристаллизованной фельзитовой массой. Вмещающие породы представлены разнотельными песчаниками кугарской свиты позднего ордовика в экзоконтакте (50–150 м) ороговикованы, прокварцованы.

Физические свойства субвулканических образований следующие: остаточная намагниченность – $5 \cdot 100 \cdot 10^{-3}$ А/М, магнитная восприимчивость – $620 \cdot 10^{-5}$ СИ, плотность – 2,68 г/см³. Геологическое тело этой фации не нашло отражения в магнитном поле из-за того, что попало в межпрофильное расстояние при аэромагнитной съемке.

По материалам предшественников [63] породы по петрографическим данным, петрохимическим и геохимическим особенностям идентичны эффузивам систигхемской серии, возраст ко-

торой определяется по фауне как ранний–поздний ордовик. Кроме того, близ восточной рамки [63] на водоразделе руч. Изумрудный и Таскыльский встречено подобное тело риолитов, которое прорывает осадочные породы систигхемской серии и с размывом и базальными конгломератами в основании перекрывается осадками атчольской свиты нижнего силура. Учитывая все эти факты, возраст комплекса принимается как ранний–поздний ордовик.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения широко распространены на площади работ в ее центральной и северо-восточной части. Представлены они двумя отделами и встречены в двух структурно-формационных подзонах – Систигхемской и Улугойской. Атчольская свита раннего силура распространена в пределах обоих подзон. В Систигхемской СФпЗ выделены семибратинская свита нижнего–верхнего силура и мынасская свита позднего силура, в Улугойской СФпЗ отмечается дерзигская свита раннего–позднего силура.

НИЖНЯЯ ПОДСИСТЕМА

К этому стратиграфическому уровню отнесена атчольская свита Систигхемской и Улугойской СФпЗ.

Атчольская свита выделена Ю. В. Чудиновым в бассейне р. Ат-Чол, притоке р. Улуг-О (восточный лист N-46-XXXVI). Разрез свиты на всех участках ее развития монотонен и однообразен. По соотношению тех или иных разновидностей пород в разрезе свиты выделяются три подсвиты. Границы между подсвитами постепенные и достаточно условны. Верхне- и нижнеатчольская подсвиты характеризуются красноцветными песчаниками, редко с прослоями алевролитов, среднеатчольская – переслаиванием песчаников и алевролитов красноцветных, реже – зеленоцветных. В силу сложного тектонического строения не всегда удается расчленить свиту на подсвиты, поэтому выделена атчольская нерасчлененная свита.

Нижняя подсвита ($S_{1at_1}^1$) согласно залегает на кугарской свите позднего ордовика и со стратиграфическим несогласием на устьхамсаринской свите среднего ордовика. Отложения свиты представлены красноцветными, реже зеленоцветными песчаниками. В нижней части с прослоями алевролитов.

Наиболее представительный разрез нижнеатчольской подсвиты наблюдается на левом борту р. Ожу [56], где на серо-зеленых песчаниках устьхамсаринской свиты среднего ордовика залегают снизу вверх (оп. обн. № 29):

1. Песчаники фиолетовые мелкозернистые	35
2. Алевролиты вишнево-красные с фауной	30
3. Песчаники мелкозернистые, алевролиты зеленовато-серые, серые с фауной брахиопод <i>Leptaena ex gr. rhomboidalis</i> Wilck. (определения Е. В. Владимирской)	80
4. Песчаники мелкозернистые, алевропесчаники вишнево-красные ритмичнослоистые полосчатые. Полосчатость обусловлена чередованием вишнево-красной и светлой окраски. Мощность слоев – 0,2–0,4 м. Ритмичность за счет чередования песчаников и алевролитов. Мощность ритмов – (0,3–0,5)–1,8 м	325
5. Песчаники вишневые мелкозернистые с гнездами и линзами среднезернистых	90
6. Песчаники светло-вишнево-серые среднезернистые горизонтальнослоистые, плитчатые	190

Выше залегают алевролиты и песчаники мелкозернистые среднеатчольской подсвиты. Вскрытая мощность 750 м. В верховьях р. Холодная характер разреза несколько меняется и сложен песчаниками лилово-бурыми полимиктовыми мощностью до 300–350 м. Общая мощность нижнеатчольской подсвиты меняется от 300 до 750 м.

Средняя подсвита ($S_{1at_2}^1$) согласно с постепенной границей залегает на нижнеатчольской. Подсвита сложена переслаиванием песчаников мелкозернистых и алевролитов красноцветных, реже – зеленоцветных.

Наиболее представительный разрез среднеатчольской подсвиты получен [56] по левому борту р. Ожу, где на красноцветных песчаниках нижнеатчольской подсвиты залегают снизу вверх (оп. обн. № 29):

1. Песчаники вишневые, вишнево-серые, серые, алевролиты вишнево-красные тонкослоистые подробленные плитчатые	170
2. Песчаники светло-лиловые среднезернистые	35
3. Переслаивание вишнево-серых песчаников, алевропесчаников тонкослоистых, вверху прослой зеленых алевропесчаников (мощностью 1 м)	130
4. Песчаники вишневые тонкозернистые тонкослоистые, плитчатые	90

5. Песчаники зеленовато-серые, серые мелкозернистые, алевропесчаники тонкослоистые	55
6. Песчаники вишневые, вишнево-серые мелко-, среднезернистые параллельно-, тонкослоистые, внизу прослой вишневых алевролитов.....	175
7. Песчаники светло-зеленые мелкозернистые	25
8. Песчаники мелкозернистые алевропесчаники вишневые, лилово-серые с прослоями серых разностей, в средней части слоя ярко-вишневые до красных алевропесчаники. Породы трещиноватые тонкоплитчатые. Мощность прослоев от первых до десятых сантиметров.....	345
9. Песчаники тонкозернистые, алевропесчаники зеленовато-серые, редко – лиловые	80
10. Переслаивание серых и лиловых песчаников	40
11. Песчаники лиловые, вишневые осветленные, сильно подробленные плитчатые.....	115

Выше залегают вишневые песчаники верхнеатчольской подсвиты. Вскрытая мощность 1 260 м. В верховьях р. Холодная характер отложений подсвиты (оп. обн. № 24) не меняется и представлен переслаиванием красноцветных, редко зеленоцветных песчаников мелкозернистых, алевролитов, но мощность уменьшается до 615 м. Общая мощность подсвиты составляет 615–1 260 м.

Верхняя подсвита (S^1at_3) согласно с постепенной границей залегает на среднеатчольской подсвите. Отложения свиты представлены красноцветными песчаниками среднезернистыми, редко – крупнозернистыми. В верхней части с прослоями песчаников серо-зеленых.

Фрагмент разреза верхнеатчольской подсвиты получен по левому борту р. Ожу [56], где на мелкозернистых песчаниках серых, лилово-серых среднеатчольской подсвиты залегают (оп. обн. № 29) песчаники вишневые среднезернистые, внизу с прослоями (до 2 м) крупнозернистых песчаников известковистых. Песчаники косослоистые (угол слоистости – 10–15°). Вскрытая мощность 250 м. Северо-восточнее в верховье р. Холодной характер отложений остается прежним, но мощность возрастает до 1 000 м. Общая мощность подсвиты изменяется от 250 до 1 000 м.

Атчольская свита нерасчлененная (S^1at). Встречены данные отложения в виде небольшого вытянутого фрагмента, окаймляющего с востока и юга Ожинский гранитоидный массив. Свита здесь сложена красноцветными, редко зеленоцветными песчаниками мелко-, среднезернистыми с прослоями алевролитов. С долей условности мощность разреза может достигать 1 000 м. Породы свиты здесь со стратиграфическим несогласием залегают на отложениях систигхемской серии ордовика и так же с несогласием перекрываются вулканогенными образованиями кендейской свиты раннего девона.

Песчаники полимиктовые горизонтальнослоистые, редко – косослоистые. Обломки плохо окатанные до неокатанных. Представлены кварцем (20–35 %), обломками пород (кислые эффузивы, туфолава, кварциты, микрокварциты) (20–35 %), полевыми шпатами (5–20 %). Характерно присутствие рудных минералов (1–5 %): магнетит, лейкоксен, реже – пирит. Состав цемента глинисто-карбонатный, карбонатный, железисто-карбонатный.

Алевролиты по составу аналогичны песчаникам, но с несколько большим количеством кварца.

Песчаники атчольской свиты [56] относятся к группе практически немагнитных пород со средней магнитной восприимчивостью – $49 \cdot 10^{-3}$ СИ, остаточной намагниченностью – $62 \cdot 10^{-6}$ А/М. Плотность их изменяется в пределах 2,55–2,74 г/см³, для известковистых песчаников – 2,45–2,50 г/см³. Средняя плотность пород – 2,65 г/см³. Породы серии немагнитные, с радиоактивностью – 8–12 мкР/ч. Над ними наблюдается повышенное значения калия, тория и фиксируется отрицательное магнитное поле, пониженные поля тяжести.

Геохимия пород свиты характеризуется постоянным присутствием Cu, Pb, Zn, Mo, Ba, Mn, Ti, V, Ni, Co, B, Sn. Содержания наиболее часто встречаемых элементов составляют (в %): Cu – 0,002; Pb – 0,0002–0,0005; Zn – 0,002–0,004; Ba – 0,01–0,05; Mn – 0,03; Ti – 0,1; V – 0,002–0,006.

Дешифрируемость пород серии местами удовлетворительная. Наблюдаются фрагменты дизъюнктивов и гряд коренных выходов со слабовыраженной полосчатостью.

На территории листа в междуречье Ожу и Бол. Челяки [56] в основании атчольской свиты найдена фауна брахиопод *Leptaena* ex gr. *rhomboidalis* Wilck. (определения Е. В. Владимирской). В долине р. Бий-Хем ниже петли «Мараль шея» [81] и в районе Ожинского выступа [56] найдена фауна гастропод: *Holepea* sp., *Lingula* sp. (определения В. А. Востоковой). Рядом с восточной рамкой [12] в долине р. Ат-Чол (стратотип свиты), где атчольская свита протягивается непосредственно на изучаемую территорию, в подошве свиты найдена фауна брахиопод, мшанок, трилобитов, гастропод. По определениям фауны и учитывая, что на атчольской свите согласно залегают фаунистически обоснованные отложения дерзигской свиты, возраст свиты определяется как низы лландоверийского отдела (алашский горизонт).

НИЖНЯЯ–ВЕРХНЯЯ ПОДСИСТЕМЫ

К данному стратиграфическому уровню отнесены семибратинская свита Систигхемской СФпЗ и дерзигская свита Улугойской СФпЗ.

Семибратинская свита ($S_1^1-S_2^{sm}$) выделена в 1959 г. Ю. В. Чудиновым на площади работ в районе хр. Семь Братьев [51]. Отложения свиты широко развиты в северной половине листа в междуречье Ожу и Сейба. Свита согласно залегает на атчольской. Нижняя граница по-степенная и условно проводится по общей смене красноцветных терригенных отложений атчольской свиты на серые, серо-зеленые карбонатно-терригенные осадки семибратинской свиты. Сложена она серыми, серо-зелеными, розовато-серыми песчаниками, известковистыми песчаниками мелко-, реже – среднезернистыми, с прослоями алевролитов, гравелитов, песчаников крупнозернистых, известняков. Слоистость пород обычно горизонтальная, редко – косая. Встречаются пачки известковистых песчаников с запахом сероводорода.

Наиболее типичный, представительный разрез семибратинской свиты встречен [55] на р. Чапка, приток р. Хут, где на красноцветных песчаниках верхнеатчольской подсвиты залегают снизу вверх (оп. обн. № 17):

1. Песчаники серые, коричнево-серые глинисто-известковистые мелко- и среднезернистые	170
2. Песчаники розово-серые полимиктовые известковистые среднезернистые грубокослоистые с линзами и тонкими прослоями песчаников фиолетово-красных	250
3. Тонкое переслаивание песчаников и алевролитов серых, розовато-серых известковых. В средней части тонкие прослои известняков серых	300
4. Песчаники аркозовые розовато-серые среднезернистые массивные	320
5. Песчаники аркозовые серые мелко-, крупнозернистые тонкоплитчатые	90
6. Переслаивание песчаников аркозовых серых среднезернистых с песчаниками красновато-бурыми неравнозернистыми. Для последних характерен железисто-глинистый и железисто-известковистый цемент	360

Вскрытая мощность 1 490 м. По площади состав и мощность отложений семибратинской свиты изменяется. В бассейне р. Ожу, левый борт р. Ховалыг [56], мощность свиты увеличивается до 2 220 м и представлена она пестроцветными терригенными отложениями, почти без примеси карбонатной составляющей (оп. обн. № 26). В верхней части отложений была встречена фауна плохой сохранности. Общая мощность свиты изменяется от 1 490 до 2 220 м.

Песчаники полимиктовые горизонтально-, реже – косослоистые. Обломочный материал преимущественно плохо окатан, представлен кварцем (20–45 %); плагиоклазом (7–25 %); обломками пород (кислые эффузивы, их туфолавы, кварциты) (15–30 %); калиевым полевым шпатом, эпидотом, редкими зернами турмалина. Цемент известковистый с примесью гидрокислов железа, кремнистого материала, поровый, реже – обрастания.

Алевролиты по составу подобны песчаникам. Известняки имеют оолитовую структуру и массивную текстуру. Оолиты круглой овальной формы с радиально-лучистым и концентрически-зональным строением.

Породы семибратинской свиты относятся к группе практически немагнитных пород, средняя плотность – 2,58 г/см³. Над ними наблюдается отрицательное магнитное поле и пониженное поле тяжести, обусловленное нижележащими терригенными породами силура. В самостоятельный тип поля не выделяются. Радиоактивностью пород – 8–12 мкР/ч.

Геохимия пород свиты характеризуется постоянным присутствием P, Sr, Cu, Pb, Zn, Mo, Ba, Mn, Ti, V, Ni, Co, B, Sn. Содержания наиболее часто встречаемых элементов составляют (в %): P – 0,1; Sr – 0,01; Cu – 0,002–0,006; Pb – 0,0002; Zn – 0,005; Ba – 0,02; Mn – 0,02–0,07; Ti – 0,2; V – 0,007. В протолочке, взятой из песчаников установлены гематит, хромиты, гранаты, циркон, апатит.

Дешифрируемость пород серии местами удовлетворительная. Слоистость пород просвечивается фрагментарно.

Определимых органических остатков в отложениях свиты не найдено и ее возраст определяется условно на основании ее положения в разрезе. Она согласно залегает на палеонтологически обоснованной атчольской свите нижнего силура и является фациальным аналогом дерзигской свиты, в которой найдены органические остатки раннего–позднего силура. На основании этих данных и согласно Западно-Саянской легенде [72] возраст свиты принимается как ранний–поздний силур.

Дерзигская свита ($S_1^1-S_2^{dr}$) выделена в 1961 г. В. Б. Агентовым на сопредельной площади в верховье р. Дерзиг [38]. Отложения дерзигской свиты сохранились в виде узкой прерывистой полосы вдоль южного обрамления Ожинской интрузии гранитоидов, а также у восточной рамки листа, в бассейне р. Солонечной. Свита согласно залегает на атчольской. Нижняя

граница постепенная и условно проводится по общей смене красноцветных терригенных отложений атчольской свиты на сероцветные, реже – зеленоцветные, карбонатно-терригенные породы дерзигской свиты. В районе среднего течения р. Мезель и на правобережье р. Сарлык наблюдалась постепенная граница. Литологический состав свиты не выдержан по площади и представлен серыми, серо-зелеными, розовато-серыми песчаниками, песчаниками известковыми мелко-, реже – среднезернистыми, мергелями известковыми, алевролитами, аргиллитами, известняками с прослоями органогенных известняков, гравелитов, песчаников крупнозернистых. Поля выхода отложений свиты характеризуются сложным тектоническим строением. Часто верхи свиты размыты в раннедевонское время, что подтверждается находками в базальных конгломератах кендейской свиты перекрытой фауны силурийского возраста. Это обусловило определенные трудности в составлении непрерывного разреза. В бассейне рек Мезель и Сарлык [56] в основании свиты встречены серые, розовато-серые песчаники мощностью от 20 до 70 м. Песчаники кварц-полевошпатовые с примесью (до 10 %) другого материала, известковистые. Среди них встречаются прослои до 3 м фиолетово-серых, вишневых песчаников и зеленых алевролитов. Выше следует переслаивание известняков, зеленовато-серых известковистых алевролитов и мергелей с фауной брахиопод, мощностью 150–170 м. Разрез свиты заканчивается пачкой (50–80 м) алевролитов красно-бурых, серо-зеленых. Общая мощность свиты в данном районе 220–320 м. На водоразделе рек Атакшил и Атыкташ свита представлена красноцветными кварц-полевошпатовыми среднезернистыми песчаниками и алевролитами (8–10 м), переслаивающимися с аргиллитами и известняками, содержащими фаунистические остатки. Известняки прослеживаются тремя горизонтами: нижний наиболее мощный (15 м) содержит в верхней части обильную фауну брахиопод, мшанок. Выше известняки перекрываются серо-зелеными алевролитами и аргиллитами, среди которых залегают два других горизонта. Средний горизонт известняков содержит сравнительно редкую фауну брахиопод и имеет мощность 1 м. Третий горизонт известняков мощностью 50–70 см содержит фауну кораллов и брахиопод. Выше залегают серо-зеленые рассланцованные аргиллиты. В бассейне р. Урюн-Суг дерзигская свита представлена серо-зелеными, серыми алевролитами и мергелями с прослоями известняков с фауной брахиопод. Изредка встречаются маломощные прослои светло-серых среднезернистых песчаников и красно-бурых алевролитов. Мощность пачки 350–400 м. Вверх по разрезу породы сменяются песчаниками, переслаивающимися с мергелями. Верхняя часть дерзигской свиты с юга «срезана» разрывным нарушением. Мощность свиты около 500 м.

Более полный послойный разрез дерзигской свиты получен [57] за территорией листа рядом с южной рамкой, восточнее пос. Черби. Снизу вверх:

1. Песчаники вишнево-серые средне-, крупнозернистые косослоистые	60
2. Песчаники вишнево-серые мелко-, среднезернистые выветрелые рыхлые	70
3. Песчаники вишнево-серые крупно-, грубозернистые выветрелые рыхлые	60
4. Песчаники серо-вишневые среднезернистые	25
5. Песчаники вишневые крупнозернистые с маломощными (0,3–0,5 м) прослоями песчаников мелко-, среднезернистых	60
6. Песчаники темно-вишневые пятнистые полосчатые, за счет светло-серой окраски мелкозернистые горизонтально и косослоистые. В песчаниках наблюдаются волноприбойные знаки и следы дождевых капель ...	40
7. Переслаивание (0,2–1,0 м) мелко-, средне- и крупнозернистых песчаников с маломощными прослоями (0,3 м). Слоистость горизонтальная, иногда – косая. В песчаниках найдена фауна брахиопод	160
8. Песчаники серо-вишневые крупнозернистые массивные с редкими прослоями песчаников среднезернистых косослоистых	10

Вскрытая мощность 485 м. Общая мощность отложений дерзигской свиты на территории листа N-46-XXXV меняется от 220 до 500 м.

Песчаники преимущественно аркозовые, состоят из кварца (30–40 %), калиевых полевых шпатов (20–30 %), плагиоклаза (10 %), кислых эффузивов, кварцитов, эпидота, цоизита (до 5 %), магнетита. Обломочный материал характеризуется средней окатанностью и слабой сортировкой. Цемент базальный, поровый известковистый, глинисто-известковистый, реже – глинистый, серицито-глинистый.

Гравелиты, песчаники крупнозернистые. Обломки чаще хорошо окатаны. Состав примерно тот же, что и у песчаников. Цемент карбонатный, базальный, поровый.

Известняки мелкокристаллические, состоят из округлых зерен кальцита. Массивные, иногда слоистые, с примесью кальцита (до 15 %), гидроокислов железа, что придает породе розовый цвет. Встречены известняки доломитистые, содержащие обломки раковин брахиопод мелкого неопределимого детрита.

Геохимия пород свиты характеризуется постоянным присутствием Cu, Pb, Zn, Mo, Ba, Mn, Ti, V, Ni, Co, B, Sn. Содержания наиболее часто встречаемых элементов составляют (в %): Cu –

0,0025; Pb – 0,0001; Ba – 0,01; Mn – 0,04; Ti – 0,12; V – 0,02.

Породы свиты немагнитны, с плотностью – 2,3–2,6 г/см³, радиоактивностью – 10–14 мкР/ч. В силу ограниченного распространения пород свиты в геофизических полях они не находят своего отражения, а также не имеют своего характерного изображения на АФС.

На левобережье р. Бий-Хем в известняках дерзигской свиты была собрана фауна [52] брахиопод, среди которых Е. В. Владимирская определила: *Camarotoechia mongolica* Tchern., *C. Nalivkini* Tchern., *Stegerhynchus decemplicatus* var. *angaciensis* Tchern., *Dalmanella* sp. По ее мнению, весь комплекс брахиопод характерен для венлока–лудлова. Таким образом, дерзигская свита охватывает верхи нижнего и низы верхнего силура.

ВЕРХНЯЯ ПОДСИСТЕМА

К этому стратиграфическому уровню отнесена мынасская свита Систигхемской СФпЗ.

Мынасская свита (S_2^{mn}) выделена В. Г. Богомоловым в 1959 г. на площади в бассейне р. Мынас [54]. Отложения мынасской свиты широко распространены в долинах рек Мынас и Балдыргангыг. Свита согласно залегает на семибратинской. Нижняя граница проводится условно по преобладанию красноцветных песчаников. Свита сложена песчаниками красноцветными с прослоями зеленых алевролитов. Стратотип ее описан В. Г. Богомоловым [55] на водоразделе рек Чапка и Мынас, где залегают снизу вверх:

1. Переслаивание буро-красных и розовато-серых среднезернистых и мелкозернистых песчаников..... 600
2. Песчаники светло-, темно-красные неравномернозернистые косослоистые 100
3. Песчаники буровато-красные среднезернистые..... 350
4. Песчаники серовато-фиолетовые разнозернистые..... 750

Вскрытая мощность 1 800 м.

Песчаники полимиктовые, характеризуются плохой сортировкой и угловатой, полуокатанной формой обломочного материала, количество которого составляет 65–80 % объема породы. В обломках – кварц (30–50 %), полевые шпаты (40–60 %), кислые эффузивы (20 %), микрокварциты (до 10 %), рудный (до 5 %). Цемент поровый, реже – базальный, по составу преобладает карбонатный, реже – железисто-карбонатный.

Все породы свиты относятся к группе практически немагнитных, со средней магнитной восприимчивостью – $40 \cdot 10^{-3}$ А/М. Значения плотности изменяются от 2,34 до 2,67 г/см³ при средней плотности – 2,54 г/см³. Над выходами пород мынасской свиты фиксируется отрицательное магнитное поле интенсивностью – более 200 нТл и пониженные поля силы тяжести. Гамма-активность пород не превышает 12 мкР/ч.

Геохимия пород свиты характеризуется следующими содержаниями наиболее часто встречаемых элементов (в %): Cu – 0,003; Pb – 0,001; Zn – 0,004; Mn – 0,03; Ti – 0,14; V – 0,005.

Органических остатков в отложениях свиты не найдено. Мынасская свита условно сопоставляется с хондергейской свитой (хондергейским горизонтом). На основании ее положения в разрезе и сопоставления ее с хондергейской свитой возраст свиты определяется как поздний силур, хондергейский горизонт.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отдел представлен породами кендейской и саглинской свит и субвулканическими образованиями, которые слагают кендейско-саглинский осадочно-вулканический комплекс.

Кендейская свита и субвулканические образования находятся в пределах Систигхемской, Улугуйской и Улугхемской СФпЗ, а саглинская свита только в Улугхемской СФпЗ.

Кендейская свита впервые описана П. В. Коростиным [31], а названа в 1956 г. Н. Н. Предтеченским в 1956 г. [78] со стратотипом по р. Кендей на сопредельной площади. Предшественниками [52] ранее выделялась кызылбулакская серия, в которую входили осадочно-вулканогенные отложения кендейской и вулканогенно-осадочные саглинской свит. В распределении пород по разрезу свиты в целом наблюдается определенная закономерность. В нижней части разреза преобладают туфогенно-осадочные породы, а в верхней – эффузивы основного и среднего состава. Последние перекрываются кислыми эффузивами, и венчают разрез базальты и андезибазальты с переменным количеством прослоев осадочных пород. Разрезы не всегда выдержаны по площади: нижняя часть его (туфогенно-осадочная) часто выклинивается,

верхняя (базальты, андезибазальты верхнекендейской подсвиты) не всегда сохраняется. Вследствие чего кендейская свита, чаще всего, представлена в следующем составе: нижнекендейская подсвита – основные эффузивы, верхнекендейская подсвита – кислые.

Из-за сложного тектонического строения и плохой обнаженности не всегда удается расчленить свиту на подсвиты и, как следствие, на отдельных участках (Кутургинская мульда), выделяется кендейская нерасчлененная свита.

Нижняя подсвита ($D_1kп_1$) наиболее широко распространена в южной части листа. Она трансгрессивно, участками с угловым несогласием, залегает на отложениях от нижнего до верхнего силура. Нижняя граница подсвиты проводится по подошве слоя базальных конгломератов, туфоконгломератов мощностью 10–80 м. В местах отсутствия последних по появлению в разрезе вулканогенных образований. Отложения подсвиты представлены базальтами, андезитами, андезибазальтами, пикробазальтами, трахибазальтами, их туфами и лавобрекчиями, прослоями туфопесчаников, туфоконгломератов, песчаников, конгломератов, алевролитов. Наиболее полный разрез нижнекендейской подсвиты получен по правому борту р. Бий-Хем выше устья р. Уюк [56], где с тектонической границей в основании залегают снизу вверх (оп. обн. № 54):

1. Туфоконгломераты валунно-галечные. Валуну и галька хорошо окатаны и состоят (75–90 %) из кислых эффузивов. В основании горизонт туфобрекчий	130
2. Туфопесчаники лилово-серые плитчатые с отдельными гальками, прослои туфогравелитов	80
3. Конгломераты валунно-галечные, в основании – с прослоями и линзами песчаников грубозернистых. Состав обломков: дациты, риолиты, андезибазальты, реже – алевролиты, песчаники. Цемент песчано-гравийный.....	300
4. Андезиты, трахиандезиты серые, буровато-серые, в основании – миндалекаменные	170
5. Переслаивание лиловых среднегалечных туфоконгломератов с бурыми туфогравелитами и красно-бурый литокристаллокластическими псаммитовыми туфами. Встречаются отдельные пласты трахибазальтов	170
6. Чередование полосчатых андезидацитов, андезитов и миндалекаменных андезибазальтов темно-серых афировых	185
7. Трахибазальты бурые с фенокристаллами калиевых полевых шпатов (2–3 мм). В верхней части туфы шлаковой текстуры.....	90
8. Туфы агломератовые	70
9. Андезиты и их туфолавы миндалекаменные. В основании – туфы.....	90

Выше с согласным залеганием наблюдаются риолиты верхнекендейской подсвиты. Вскрытая мощность 1 285 м. Юго-западнее по правому борту р. Уюк в приустьевой части р. Суш слои 1–3 нижней пачки приведенного разреза выклиниваются (оп. обн. № 55), увеличивается количество основных эффузивов. Мощность подсвиты уменьшается до 985 м. Общая мощность подсвиты меняется от 985 до 1 285 м.

Верхняя подсвита ($D_1kп_2$) согласно залегает на нижнекендейской. Нижняя граница проводится по подошве пачки риолитов. Подсвита представлена двумя пачками: нижняя сложена преимущественно эффузивами кислого состава, верхняя – основными эффузивами. На площади образования верхней пачки сохранились не во всех разрезах. Подсвита сложена риолит-порфирами, риолитами, базальтами, дацит-порфирами, трахидацитами, трахириолитами, их туфами и туффитами, лавобрекчиями, игнимбритами, песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, туфоалевролитами, конгломератами.

Наиболее полный разрез верхнекендейской подсвиты получен на правом борту р. Бий-Хем выше устья р. Уюк [56], где на андезитах нижнекендейской подсвиты залегают снизу вверх (оп. обн. № 54):

1. Риолиты фельзитовые и их туфы темно-бурый псаммитовые, в верхней части – псефито-псаммитовые полосчатые розово-серые.....	170
2. Дациты, риодациты лилово-бурый, присутствуют отдельные горизонты базальтов и туфов кислого состава	130
3. Туфы кислого состава лилово-серый, серо-зеленый псефито-псаммитовый, псефитовый.....	150
4. Переслаивание туфов кислого состава различной структуры (от псаммитовой до агломератовой) с горизонтами туфолав и дацитов.....	220
5. Переслаивание зеленых, серо-зеленых базальтов с туфами и туфолавами основного, реже кислого состава (местами со сфероидами) с подчиненными горизонтами туфоконгломератов, туфопесчаников.....	220
6. Базальты лиловые, иногда с фенокристаллами плагиоклаза (до 8–10 мм), часто миндалекаменные, их туфы и туфолавы	140
7. Базальты серо-зеленый. В основании – горизонт туфов.....	100
8. Переслаивание серых миндалекаменных базальтов с их туфолавами	80
9. Базальты буровато-серый с постепенным переходом к миндалекаменным. В средней части – породы эпидогтизованы и карбонатизированы.....	250
10. Переслаивание базальтов серо-зеленых с вкрапленностью магнетита с темно-зелеными афировыми ба-	

зальтами. Часто присутствуют миндалекаменные разности.....	220
11. Красно-лиловые алевролиты, в нижней части переходящие в песчаники.....	200

Выше залегают красноцветные песчаники атакшильской свиты. Вскрытая мощность разреза 1 880 м. Общая мощность подсвиты до 1 880 м.

Кендейская свита нерасчлененная (D₁kn). Образования свиты выделены в северо-западном углу (Кутургинская мульда). Свита сложена базальтами, андезитами, риолитами, их туфами и туффитами, туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, песчаниками, алевролитами, конгломератами. Породы свиты залегают со стратиграфическим и угловым несогласием на отложениях мынаской свиты верхнего силура. Мощность нерасчлененной свиты менее 1 000 м.

Базальты обычно темно- или зелено-серые плотные афировые, порфиоровые, иногда до крупнопорфиоровых, гломеропорфиоровые, с массивной и миндалекаменной текстурой. Микроскопически в порфиоровых выделениях встречены плагиоклаз (лабрадор, андезин-лабрадор) и пироксен (авгит) составляющие до 20 % породы, редко – до 50 %. Основная масса имеет микродолеритовую, офитовую, пойкилоофитовую, гиалопилитовую структуру. В отдельных разностях встречен оливин (до 6–7 %). Плагиоклазы обычно замещены вторичными минералами: серицитом, эпидотом, хлоритом, кальцитом. Акцессорные минералы – рудные, иногда – до 15–20 %. В миндалекаменных разностях миндалины, размером от 3 до 10 мм, выполнены карбонатом, халцедоном, хлоритом, эпидотом.

Андезибазальты встречаются вместе с базальтами и внешне схожи. Характерна порфиоровая структура, хотя встречаются и афировые разности. Во вкрапленниках чаще встречается плагиоклаз основного состава (иногда альбитизирован). Структура основной массы менее однородна, чем базальтовая. Встречаются наряду с «базальтовыми» структурами элементы интерсентальной и пилотакситовой с субпараллельным расположением микролитов плагиоклаза. Для породы характерны миндалекаменные текстуры. Разнообразные по форме и размерам миндалины выполнены хлоритом, реже – карбонатом.

Андезиты обычно серые, буро-серые до красно-коричневых мелко-, скрытокристаллические. Встречаются как афировые, так и порфиоровые разности. Порфиоровые выделения в большинстве случаев представлены плагиоклазом (андезин), часто альбитизированным, сосюритизированным или замещенным карбонатом. Наиболее часто встречаемые структуры апогиалопилитовая и пилотакситовая. В миндалекаменных разностях пустоты чаще выполнены кальцитом.

Дациты чаще светло-буро-серые афировые, порфиоровые. Редкие порфиоровые выделения представлены плагиоклазом (олигоклаз), ортоклазом и редкими единичными зернами кварца. В плагиоклазовых разновидностях вкрапленники нередко образуют гломеропорфиоровые скопления до 2–5 мм. Полевые шпаты пелитизированы, альбитизированы, замещаются серицитом и карбонатом. Цветные минералы замещены хлоритом. Основная масса дацитов кварц-полевошпатовая, тонко- или скрытокристаллическая, насыщенная пылевидным рудным минералом, или интенсивно серицитизированная. Структура основной массы фельзитовая, участками микропойкилитовая. Встречаются породы перлитового облика, с образованием неправильных шаровидных и эллипсоидных отдельностей.

Риодациты светло-серые, розоватые микрокристаллические породы с порфиоровой или афировой структурой. В редких порфиоровых выделениях встречаются альбитизированные или пелитизированные калиевые полевые шпаты и плагиоклазы. Разновидности пород с преобладанием кварца соответствует риолитам. Основная масса риодацитов аллотриоморфная, с элементами микропойкилитовой и фельзитовой структурой. Обычно порода сильно изменена: серицитизирована, карбонатизирована, насыщена пылеватым рудным минералом.

Туфы по составу обломков и гранулометрии выделяются: лито-, витро-, кристаллокластические; агломератовые, псефитовые, псаммитовые, алевритовые; кислого, среднего, смешанного состава. Наиболее распространены туфы кислого и смешанного состава. Под микроскопом они сложены угловатыми обломками кристаллов плагиоклаза, измененных темноцветных минералов, кварца, раскристаллизованного стекла, эффузивов среднего и кислого состава. Цемент туфов (5–40 %) сложен тонким пирокластическим материалом с примесью карбоната.

По химическим параметрам основные и средние эффузивы кендейской свиты листа N-46-XXXV принадлежат вулканитам континентальных рифтовых зон и располагаются, в основном, в пограничной зоне базальты–трахибазальты с устойчивым трендом в сторону пикробазальтов и с незначительным отклонением в сторону трахиандезибазальтов. Второй тренд для пород более среднего состава, четко проявился от андезибазальтов через андезиты к трахиандезитам. В целом, эффузивы свиты относятся к высоконатровой серии ($Na/Ka=4,3$); высокоглиноземистые ($Al=1,1$) и низкожелезистые ($K_{фр}=0,66$).

Геохимическая характеристика образований свиты несколько различна. В кислых эффузивах содержания составляют (в %): Cu – 0,0025–0,012, Pb – 0,0005–0,0025, Zn – 0,004–0,01, Mo – 0,0001–0,0002, Ba – 0,01–0,02, Mn – 0,03–0,08, Co – 0,0008–0,005, Ni – 0,001–0,01, B – 0,001–0,002, P – 0,1–0,5, Sn – 0,0003, Ti – 0,2–0,8, V – 0,01–0,02; основные и средние эффузивы: Cu – 0,001–0,003, Pb – 0,001–0,004, Zn – 0,003–0,012, Ag – 0,0005, Mo – 0,0001–0,0004, As – 0,008–0,01, Ba – 0,01–0,02, Mn – 0,03–0,06, Co – 0,0005, Ni – 0,0005, B – 0,001–0,01, P – 0,1, Zr – 0,01, Sn – 0,0003–0,001, Ti – 0,1–0,3, V – 0,001–0,01, It – 0,01.

Плотность вулканитов нижнего девона меняется от 2,50 до 2,80–2,90 г/см³. Наименьшей плотностью (около 2,40–2,50 г/см³) обладают туфы и туфобрекчии кислого состава; риолиты и дациты имеют плотность порядка 2,50–2,55 г/см³; для основных и средних эффузивов плотность повышается до 2,70–2,80 г/см³, редко – до 2,90 г/см³. Магнитные свойства всех пород меняются в широких пределах: риолиты, дациты, туфы – от (19–22)·10⁻⁵ СИ; базальты и их туфы – (1 500–2 200)·10⁻⁵ СИ. Породы свиты характеризуются следующей гамма-активностью: базальты, андезибазальты – 7–11 мкР/ч; андезиты, андезидациты – 11–16 мкР/ч; кислые – 16–25 мкР/ч.

В южной половине листа площадь развития пород кендейской свиты характеризуется знакопеременным изрезанным градиентным полем интенсивностью от –100 до 500 нТл; в северной – в виде линейно-вытянутых положительных магнитных аномалий интенсивностью до 100 нТл.

Площади распространения осадочно-вулканогенных толщ кендейской свиты характеризуются своеобразным рельефом. Вулканогенные образования хорошо выражены в рельефе, образуют хребты и курумы вне зависимости от экспозиции склона. Осадочные отложения, кроме конгломератов, образуют отрицательные формы рельефа и значительно хуже дешифрируются даже на южных склонах.

Органических остатков в составе кендейской свиты на территории листа не обнаружено. Раннедевонский возраст свиты определяется на основании ее положения в разрезе. На ней согласно залегает саглинская свита нижнего девона.

Саглинская свита (D_{sg}) выделена в 1953 г. Н. Н. Предтеченским и А. М. Данилевым на сопредельной площади по левому берегу р. Саглы. Отложения свиты встречены в юго-западном углу листа, в бассейне р. Уюк и в среднем течении р. Атакшил. Они согласно залегают на породах верхнекендейской подсвиты. Нижняя граница проводится по подошве гравелитов, конгломератов. В местах отсутствия последних определяется условно по смене преимущественно эффузивных пород кендейской свиты грубообломочными породами саглинской свиты. Литологический состав не выдержан по площади и представлен: красноцветными песчаниками, гравелитами, конгломератами, риолитами, андезитами. В средней части встречаются светло-серо-зеленые песчаники мелкозернистые, аргиллиты, алевролиты.

Наиболее полный разрез саглинской свиты встречен [56] в среднем течении р. Желвак, где выше риолитов верхнекендейской подсвиты залегают снизу вверх (оп. обн. № 51):

1. Гравелиты бурые.....	15,0
2. Андезибазальты.....	20,0
3. Красноцветные гравелиты, песчаники грубо- и крупнозернистые. В средней части отмечается прослой конгломератов, в нижней – песчаников светло-зеленых мелкозернистых с прослоями аргиллитов.....	390
4. Андезибазальты лилово-серые миндалекаменные.....	5
5. Песчаники красноцветные от мелко- до грубозернистых с преобладанием последних. В верхней части прослой (25 м) гравелитов. Псефито-псаммитовый материал риолитового состава плохо окатан.....	410

Выше залегают конгломераты атакшильской свиты среднего девона. Вскрытая мощность разреза 840 м. В среднем течении р. Атакшил, левого притока р. Бий-Хем, вскрывается верхняя часть саглинской свиты. Здесь под базальными конгломератами атакшильской свиты наблюдается переслаивание красноцветных песчаников и алевролитов с пропластками андезитов. Мощность пачки 70–90 м. Ниже по разрезу они сменяются риолитами. Подошва свиты здесь не вскрыта. В нижнем течении р. Мал. Бус к саглинской свите отнесены сложно переслаивающиеся вулканогенные и красноцветные терригенные породы, где мощность свиты составляет 350–400 м. Из них осадочные породы – 30–40 %, вулканогенные – 60–70 %. Общая мощность саглинской свиты на листе меняется от 350 до 840 м.

Обломочный материал грубозернистых пород плохо или совсем не окатан, остроугольный и представлен кислыми и средними эффузивами, кварцем и кремнями.

Песчаники полимиктовые с преобладанием обломков кварца, полевых шпатов, характерно наличие пеплового материала. В различных горизонтах свиты были отмечены трещины усыхания, знаки ряби, косая слоистость.

В отличие от вулканитов кендейской свиты, базальтоиды саглинской свиты имеют заметный

уклон от трахибазальтов в сторону основных пикритобазальтов.

Геохимическая характеристика эффузивных пород свиты аналогична вулканогенным образованиям кендейской свиты. Для терригенных пород характерны следующие содержания (в %): Cu – 0,0022; Zn – 0,0074; Pb – 0,0015; Sr – 0,0045; U – 0,00029; Th – 0,00068; K – 2,7. Общая радиоактивность изменяется от 14–20 мкР/ч (терригенные осадки различной окраски) до 18–27 мкР/ч (эффузивы кислого состава).

Органических остатков на территории листа не встречено. Возраст свиты определяется находками (за пределами изучаемой территории) флоры, фрагментами рыб, редкими спорами, которые отвечают саглинскому горизонту (пражский и нижняя часть эмского ярусов).

Субвулканические образования кендейско-саглинского комплекса ($\gamma\text{л}-\tau\text{л}\text{л}; \gamma\text{л}-\lambda\text{л}; \delta\text{л}-\beta\text{л}; \beta-\delta\text{лD}; k\text{л}-sg$) встречаются среди туфогенно-эффузивных образований нижнего девона, осадочных пород ордовика, силура и осадочно-вулканогенных образований венда и нижнего кембрия. В отложениях среднего девона и моложе они не отмечаются. По составу выделяются две группы пород: первая сложена породами кислого, вторая – основного и среднего состава. Форма тел – некки, штоки, силлы, дайки.

Первая группа представлена гранит-порфирами, риолит-порфирами, риодацит-порфирами, трахириолит-порфирами. Одно из наиболее крупных тел первой группы встречено в верховье р. Балдырганнуг и представлено штоком неправильной изометричной формы $3,5 \times 2,0$ км, приурочено к разлому северо-восточного простирания. Центральная часть интрузии сложена красными массивными гранит-порфирами с лучшей степенью раскristализации. По периферии встречены риолит-порфиры красно-коричневые с флюидалными текстурами течения.

Гранит-порфиры сложены: кислым плагиоклазом – 65 %; микроклином – 10 %; кварцем – 10 %; единичными зернами биотита, циркона, рутила, эпидот-клиноциозита. Структура порфировидная с гипидиоморфной основной массой. Текстура массивная. Порфиновые выделения представлены кислым плагиоклазом (альбит-олигоклазом), который образует идиоморфные таблитчатые зерна $1,5 \times 2,0$ мм, участками с включениями округлых зерен кварца, чешуек мусковита. Плагиоклаз частично сосюритизирован. Основная масса гетерозернистая и состоит из мелких идиоморфных призмочек кислого плагиоклаза, гипидиоморфного кварца и наиболее ксеноморфного решетчатого микроклина.

Риолит-порфиры сложены: кварцем – 25 %, альбитом – 30 %, кварц-полевошпатовой фельзитовой массой – 34 %, псевдосферолитами – 5 %, хлоритовыми минералами – 3 %, рудными – 2 %, карбонатом – 1 %. Структура порфировая с фельзитовой основной массой. Текстура массивная. Порфиновые выделения представлены кислым плагиоклазом двух генераций. Основная масса неоднородна, в основном фельзитовая, реже состоит из тонкозернистого агрегата (менее 0,05 мм) кварца, альбита, пелитизированного полевого шпата и примеси хлорита.

Риодацит-порфиры отличаются от риолитов более светлой желто-коричневой окраской и пониженным содержанием SiO_2 (60–68 %). Состав: кварц – 45 %, вторичный серицит – 25 %, альбит – 10 %, карбонат – 10 %, кислое вулканическое стекло – 10 %, биотит хлоритизированный – ед. зерна. Структура породы микропорфировая с микросферолитовой, микрофельзитовой основной массой. Текстура вкрапленная. Фенокристаллы представлены кварцем, кислым плагиоклазом, темноцветными и рудными минералами. Плагиоклаз частично серицитизирован, зерна темноцветов замещены карбонатом, актинолитом, пиритом. Основная масса состоит из кислого вулканического стекла, разложенного и замещенного агрегатом тончайших чешуек серицита, кварца, альбита, карбоната. В основной массе встречаются единичные чешуи биотита, частично хлоритизированные.

Дайки кислого состава не имеют широкого распространения на листе и сложены теми же породами, но менее раскristализованными. Иногда они сопровождают более крупные тела.

На остальной территории (бассейн р. Мезель, водораздел рр. Атакшил и Бий-Хем) по данным предшественников [56] и по нашим наблюдениям встречаются примерно те же породы. Порфиры часто аутометасоматически изменены (осветлены, окремнены, хлоритизированы). Отмечаются секущие контакты с вмещающими породами ордовика, силура и нижнего девона.

Вторая группа представлена породами основного и среднего состава – диориты, диоритовые порфириты, андезиты, андезибазальты, долериты, долеритовые порфириты, трахитовые порфириты. Встречены данные породы в приустьевой части р. Ниж. Атакшил; на водоразделе рр. Сарлык и Уюк; на водоразделе рр. Сейба и Бий-Хем. Представлены они на севере штоком, на юге – внутриформационными силлами, реже – некками. Многочисленные дайковые образования основного состава широко развиты по всей территории и выходят за пределы образований вулкаников раннего девона (кендейской и саглинской свит).

Диориты сложены: плагиоклазом – 45 %; ортопироксеном – 30 %; роговой обманкой – 23 %; рудными минералами – 2 %; кварцем, биотитом, калишпатом, апатитом – ед. зерна; вторичные

минералы – хлорит, актинолит, бастит, клиноцоизит. Структура порфировидная (реликтовая) с интерсенгальной структурой основной массы, микропйкилитовая. Текстура массивная, такситовая. Порфировые выделения пироксена единичны (размером до 2 мм) и почти полностью замещены баститом. Внутри псевдоморфоз встречаются единичные реликты ортопироксена. Основная масса состоит из плагиоклаза, пироксена, бурой роговой обманки и рудного минерала. Долерит оливинсодержащий сложен: плагиоклазом (лабрадором) – 40 %, плагиоклазом (битовнитом) – 10 %, пироксеном – 19 %, основным вулканическим стеклом, нацело замещенным хлоритом и карбонатом – 15 %, оливинном – 3 %, биотитом – ед. зерна, апатитом – 1 %, пиритом – 7 %; вторичные минералы – хлорит-серпентин, хлорит, карбонат – 5 %. Структура офитовая, пойкилоофитовая, толеитовая. Текстура массивная.

По химическому составу субвулканические образования кендейско-саглинского комплекса очень близки к составу вулканитов кендейской свиты. Они также имеют четко выраженный тренд от умереннощелочных пикритодолеритов к долеритам и от умереннощелочных габброидов до диоритов к гранодиоритам и риолитам. В них также присутствует характерный для вулканитов кендейской свиты второй тренд: от основных пикритодолеритов к андезибазальтовым и андезитовым порфиритам. Субвулканические образования кендейско-саглинского комплекса в генетическом плане принадлежат орогенному типу, четко натровые до гипернатровых для средних и основных разностей ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=3-5$), высокоглиноземистые ($\text{Al}=1,9$), высокожелезистые ($K_{\text{фр}}=73$).

Геохимический спектр элементов и их концентрация в субвулканических интрузиях примерно аналогичны геохимической специализации соответствующих вулканитов кендейской и саглинской свит.

Средние плотностные свойства пород данной фации колеблются в широких пределах: $2,64 \text{ г/см}^3$ – у гранит-порфиров, $2,69 \text{ г/см}^3$ – у риолит-порфиров и $2,77 \text{ г/см}^3$ – у долеритов, андезибазальтов. Магнитные свойства изменяются также в большом диапазоне: от группы практически немагнитных до сильномагнитных. При средней магнитной восприимчивости, равной от $437 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$ – у гранит-порфиров до $8041 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$ – у долеритов, андезибазальтов. Субвулканические образования находят отражение в магнитном поле, если они расположены среди терригенных пород, а если в области развития пород кендейской свиты, то их выделение затруднительно. Над ними фиксируются положительные локальные аномалии или цепочки аномалий магнитного поля интенсивностью от 50 до 200 нТл. В остаточном поле силы тяжести из-за своих малых горизонтальных размеров они не находят отражения.

Границы отдельных субвулканических тел хорошо дешифрируются. Отличаются они частым чередованием ложков и скальных выходов, серым фототонном. Рельеф часто резко расчлененный.

Возраст субвулканических образований устанавливается достаточно уверенно: он достоверно моложе отложений силура, нижнего девона саглинской свиты и перекрывается с размывом конгломератами атакшильской свиты среднего девона. В отложениях атакшильской свиты и моложе не наблюдалось ни одного субвулканического тела. Таким образом, в отношении возраста определяется узкий возрастной интервал их внедрения – ранний девон, верхи эмского века.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Атакшильская свита (D_2at) выделена в 1956 г. А. М. Данилевским и Н. Н. Предтеченским со стратотипом на р. Атакшил. Отложения свиты встречены только в южной половине листа. На севере в Хутинской и Кутургинской синклиналильных структурах данные отложения отсутствуют. Свита со стратиграфическим несогласием залегает на различные горизонты саглинской и кендейской свит. Для атакшильской свиты характерны красноцветность, преобладание грубообломочных пород. Встречаются известковистые конкреции, прослои и линзы известняков. Свита сложена красно-розовыми, розовато-серыми конгломератами, песчаниками, гравелитами, алевролитами, прослоями известняков. В основании – конгломераты.

Наиболее представительный разрез атакшильской свиты получен [80] по правому борту р. Бий-Хем несколько выше устья р. Бегреда, где на эффузивах саглинской свиты залегают снизу вверх (оп. обн. № 67):

1. Конгломераты средне- и мелкогалечные красноцветные, сменяющиеся вверх по разрезу красноцветными песчаниками мелкозернистыми и алевролитами с известковистыми конкрециями. Галька конгломератов хорошо окатанная и состоит из эффузивов среднего и кислого состава их туфов, реже – метаморфических сланцев нижнего кембрия..... 53
2. Конгломераты лилово-серые мелко-, среднегалечные с прослоями и линзами песчаников и алевролитов с

флорой (определения А. Р. Ананьева): <i>Psilophyton goldschmidti</i> Haale, <i>P. princeps</i> Daws. и <i>Barinophyton</i> sp. и споры (определения Е. М. Андреевой) <i>Hymenozonotriletes brevimmamus</i> Naum. и др.	220
3. Ритмично переслаивающиеся красноцветные полимиктовые гравелиты, песчаники, алевролиты	150
4. Алевролиты красноцветные с маломощными прослоями конгломератов, песчаников среднезернистых ..	87
5. Песчаники полимиктовые среднезернистые, переслаивающиеся с конгломератами мелкогалечниковыми, гравелитами розовато-серыми и прослоями брекчированных известняков	38
6. Известняки розовато-серые с прослоями песчаников полимиктовых мелко- и среднезернистых и гравелитов	23

Вскрытая мощность 571 м. Западнее в междуречье рр. Мезель и Желвак, вглубь Уюкской мульды, разрез свиты закономерно наращивается до 731 м. На северо-востоке, на правобережье р. Улуг-О [80] атакшильская свита сложена желтовато-серыми и розовато-серыми песчаниками и конгломератами с редкими прослоями алевролитов. Мощность свиты по р. Улуг-О достигает 1 670 м. Южнее в бассейне р. Урюн-Суг состав свиты остается прежним, мощность уменьшается до 1 000 м. В отложениях этой свиты Е. М. Андреевой был определен комплекс спор: *Leiotriletes microrugosus* Naum., *L. atavus* Naum., *L. nigratus* Naum., *Acanthotriletes parvispinosus* Naum., *A. correctus* Naum., *A. uncatatus* Naum., *Archaeozonotriletes vulgaris* Naum., *A. fidus* Naum., *Hymenozonoriletes brevimmamus* Naum., который характерен для среднего девона и сопоставим с комплексом, обнаруженным в приустьевой части р. Уюк. Общая мощность свиты изменяется от 570 до 1 670 м.

В целом для свиты характерно трехчленное строение: верхняя и нижняя пачки сложены красноцветными грубозернистыми отложениями, средняя – относительно сероцветными и тонкозернистыми осадками. К верхней, редко нижней, границе сероцветов с красноцветами приурочены залежи урановых руд урано-силикатного типа промышленного характера. В этой части разреза свиты располагается Усть-Уюкское месторождение урана и рудопроявления на участках Мезель, Атакшил в междуречье Уюк–Бий-Хем–Бегреда. Вероятно, осадконакопление в атакшильское время происходило в межгорной долине (аллювиальная равнина) за счет размыва нижнедевонских эффузивов, которыми была сложена горная область. Благоприятным для урановой минерализации является сочетание аллювиально-русловых и пойменно-старичных фаций с зонами перемыва. Высокие концентрации урана сопровождаются аномальными содержаниями свинца, иногда ванадия, меди, никеля.

Песчаники полимиктовые с преобладанием кварца (35–40 %), риолитов (15–30 %), плагиоклаза (10–15 %), также присутствуют обломки дацитов, андезитов (до 10 %), редко – микрокварциты, кремнистые породы, граниты, гранит-порфиры, зерна калишпатов, микропегматита. Обломочный материал средней и плохой окатанности. Встречаются шестоватые, серповидные формы зерен кварца, возможно указывающие на его туфогенное происхождение. Цемент железистый, железисто-карбонатный, карбонатный, иногда регенерационный кварцевый, тип поровый. Рудные и аксессуарные минералы: гематит, магнетит, сфен; вторичные – глинистые, иногда хлорит, серицит. Для песчаников, слагающих среднюю мелкозернистую сероцветную часть разреза, характерно преобладание зерен кварца, наличие большей карбонатной составляющей, лучшая окатанность и сортированность обломочного материала.

Конгломераты серо-вишневые с буроватым оттенком. Преобладает мелко-, среднегалечный материал угловато-окатанный, плохо сортированный. Состав: андезиты, риолит-порфиры, трахит-порфиры и их туфы: реже – кварциты, сланцы, молочно-белый кварц, в единичных случаях отмечается галька лейкократового гранита. Цемент – разнозернистые вишневые песчаники, нередко образующие прослои и линзы в конгломератах.

Карбонатные стяжения, чаще всего, темно-серые, от вишнево-серых до темно-вишневых, имеют округлую, лепешковидную форму, располагаются обычно по слоистости вмещающих их песчаников, иногда скапливаются в большом количестве, образуя линзы, пласты. Сложены пелитоморфным кальцитом с незначительной примесью алевритовых частиц кварца, полевых шпатов. Известняки серые, плотные мелкокристаллические, часто с округлыми кремнистыми стяжениями концентрически-зонального строения. Для них характерна крупножелваковая, реже массивная текстура, значительная примесь грубозернистого материала, которая часто образует прослои и линзы.

Алевролиты, в основном, серые с зеленым, лиловым, редко голубым оттенком. Обломочный материал полуокатанный, угловато-окатанный; представлен кварцем, калиевыми полевыми шпатами, плагиоклазами, обломками горных пород, редко – турмалином, эпидотом и рудными минералами. Цемент, в основном, известковый, тип базальный или поровый.

Общая радиоактивность пород для верхней и нижней красноцветных пачек составляет 14–16 мкР/ч, для средней сероцветной – 20–22 мкР/ч. Средняя плотность пород – 2,61 г/см³, поро-

ды практически немагнитны. Самостоятельного типа поля в геофизических полях не создают. В магнитном поле совместно с выше- и нижележащими отложениями породы свиты образуют слабоградиентное магнитное поле интенсивностью от 50 до 100 нТл.

Геохимическая характеристика дана на основании полуколичественного спектрального анализа. Модальное содержание большинства элементов ниже породных кларковых значений. Содержание, равное кларковому, отмечается для никеля, повышенное – для ванадия, бария.

На аэрофотоснимках участки развития пород атакшильской свиты характеризуются серым бесструктурным фототонном, без проявления слоистости. Средняя плотность пород – 2,61 г/см³.

Возраст свиты по данным определения растительных остатков и спор соответствует ихейскому горизонту эйфельского века.

Илеморовская свита (D_2il) выделена в 1950 г. Н. А. Беляковым и В. С. Мелещенко в Минусинской котловине на левом берегу р. Тея у села Илеморова. В 1952 г. Я. С. Зубрилин, Н. Н. Предтеченским, А. М. Данилевичем, И. В. Кузнецовым было установлено широкое развитие данных отложений в Тыве. На изучаемой территории данные осадки встречены в Кутургинской мульде, Хутинской синклинали и Уюкской впадине. В отличие от атакшильской свиты для пород илеморовской характерны большая известковистость, тонкозернистость, сероцветная окраска, лучшая окатанность и сортировка обломочного материала. Свита сложена серыми, серо-зелеными песчаниками и алевролитами, участками известковистыми, с прослоями известняков песчаных. В нижней части с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов. Нижняя граница согласная, проводится по общей смене красноцветных терригенных пород атакшильской свиты на сероцветные карбонатно-терригенные породы илеморовской свиты (Уюкская впадина). В местах, где последняя отсутствует (Кутургинская мульда и Хутинская синклиналь), граница несогласная, и илеморовская свита залегает на более древних породах, в основании ее прослеживаются маломощные гравелиты или мелкогалечные конгломераты. Наиболее полный разрез илеморовской свиты изучен [56] в междуречье Мезель–Желвак (Усть-Уюкская синклиналь), где на красноцветные гравелиты атакшильской свиты залегают снизу вверх (оп. обн. № 53):

1. Известняки песчаные брекчиевидные	15
2. Песчаники фиолетово-бурые мелко-, тонкозернистые.....	60,0
3. Переслаивание серых, зеленовато-серых известковистых алевролитов, аргиллитов с прослоями (до 0,5 м) песчаников серых мелкозернистых	120,0
4. Задерновано	60,0
5. Песчаники зеленовато-серые до светло-серых мелкозернистые с редкими прослоями (0,7 м) аргиллитов зеленовато-серых. В нижней части прослой (9,0 м) песчаников лилово-серых мелкозернистых.....	220,0

Вскрытая мощность 475 м. Выше залегают красноцветные песчаники и алевролиты уюкской свиты. Восточнее по р. Бий-Хем, в приустьевой части р. Уюк (на краю Усть-Уюкской синклинали) разрез свиты в основных чертах остается прежним и представлен песчаниками известковистыми зеленовато-серыми с прослоями алевролитов, редко – известняков песчаных. В нижней части разреза в песчаниках известковистых встречена фауна листоногих: *Ulugkemia bobrovi* Nov., *Pseudestheria progrebovi* Lutk. (определения Н. И. Новожилова). Мощность свиты здесь уменьшается до 250 м. На северо-западе листа (Кутургинская мульда) илеморовская свита со стратиграфическим несогласием залегает на отложениях силура и представлена в нижней части гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Выше залегают сероцветные крупнозернистые песчаники и алевролиты. В верхней части встречена пачка тонкопереслаивающихся сероцветных алевролитов, мелкозернистых песчаников, известняков песчаных и редкие линзы конгломератов. Песчаники содержат флору: *Barrandeinopsis beliakovi* Krysht. и *Taeniocrada* cf. *decheniana* Gorr., которая по определению А. Ш. Кристинова характерна для среднего девона. Мощность свиты до 600 м. На северо-востоке по реке Бий-Хем (оп. обн. № 12–13) в районе пос. Сейба и чуть ниже устья р. Сейба (Хутинская мульда) разрез свиты так же сложен песчаниками сероцветными мелко-, среднезернистыми, участками известковистыми, с прослоями алевролитов зеленовато-серых, иногда известковистых. Мощность свиты здесь около 300 м, севернее мощность свиты уменьшается до полного выклинивания. Общая мощность свиты на территории листа менее 600 м.

Песчаники серые, серо-зеленые полимиктовые массивные, горизонтальнослоистые, в основном мелкозернистые, прослоями среднезернистые, участками известковистые. Обломочная составляющая представлена: полевыми шпатами (30–40 %); кварцем (5–30 %); обломками пород (15–40 %) – кислые эффузивы, микрокварциты, реже – средние эффузивы, известняки; редко встречаются биотит, мусковит, амфибол, турмалин, циркон, апатит, сфен, гранат. Цемент базальный, поровый глинисто-гидрослюдистый, глинисто-карбонатный, карбонатный.

Алевролиты серые, зеленовато-серые массивные, редко – горизонтальнослоистые, часто – известковистые. Обломочная составляющая представлена полевыми шпатами и кварцем (70–80 %); биотитом, мусковитом, апатитом, турмалином, рудным, цирконом, хлоритом, сфеном (15–20 %); редко встречаются обломки пород – кислые эффузивы, известняки, микрокварциты. Цемент базальный, поровый глинисто-карбонатный, глинисто-гидрослюдистый, карбонатный.

Гравелиты, мелкогалечные конгломераты встречаются редко в виде линз в подошве свиты. Псефитовая составляющая (55–85 %) окатанная, полуокатанная, представленная кислыми эффузивами, гранитами, микрогранитами, фельзитами, аргиллитами, песчаниками, известняками.

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

Формирование осадков илеморовской свиты происходило, вероятно, в крупном внутриконтинентальном межгорном пресноводном бассейне типа море-озеро. В это время на обширных площадях происходило накопление сероцветных песчано-глинисто-известковистых осадков с пресноводной фауной.

Средняя плотность пород – 2,58 г/см³, породы практически немагнитны. На аэромагнитной карте отложения свиты совместно с выше- и нижележащими осадочными образованиями образуют слабоградиентное магнитное поле интенсивностью от 50 до 100 нТл. Для отложений илеморовской свиты характерно общее повышение активности пород до 12–20 мкР/ч. Наиболее высокая активность приурочена к породам, обогащенным фосфором и растительными остатками. В бассейнах рр. Уюк, Мезель и Атакшил повышение минерализации урано-фосфатного типа приурочено к пластам алевролитов зеленовато-серых, темно-серых, содержащих от 0,1 до 1,0–1,5 % фосфора. Содержание урана достигает 0,02–0,05 % и в отдельных пробах – до 0,15–0,2 %. Пласты выдержаны по простиранию и прослеживаются до 1 км и более при мощности 5–15 см. Они располагаются в нижней части разреза илеморовской свиты. Распределение минерализации в пластах неравномерное, часто линзовидное.

Средние содержания основных элементов близки к породным кларковым, меди, никеля, бария, селена на порядок выше, свинца, цинка – в 3–4 раза выше, а иттрия – в 2 раза ниже кларкового.

Тонкозернистые илеморовские отложения часто образуют крутые склоны, коренные обнажения, что является дешифровочным признаком, и, кроме того, проявляется слоистость.

Возраст свиты устанавливается на основании находок в ней фауны листоногих и флоры, характерных для живетского яруса илеморовского горизонта среднего девона.

У ю к с к а я с в и т а (*D₂uk*) впервые под этим названием была выделена В. С. Мелешенко на Уюкском хребте как аналог бейской свиты Минусинской котловины. В 1952–1953 гг. А. И. Данилевич, Я. С. Зубрилин, Н. И. Предтеченский выделяли данные отложения водораздела рек Уюк и Бегреда с опорным разрезом в приустьевой части р. Уюк. В 1953 г. Н. И. Новожиловым в этих отложениях была найдена фауна филлопод, аналогичных таковым бейской свиты Минусинской впадины. Отложения свиты широко развиты на территории Кутургинской мульды, Хутинской и Усть-Уюкской синклинали. Свита в Кутургинской мульде и Усть-Уюкской синклинали согласно с постепенным переходом залегает на илеморовской свите, а в Хутинской синклинали с угловым несогласием на отложения семибратинской, мынасской и кендейской свит. Нижняя граница проводится по замещению сероцветов илеморовской на красноцветные породы уюкской свиты. Для свиты характерны красноцветная окраска, алевро-псаммитовый состав, наличие горизонтов с мелкими угловатыми обломками алевролитов, трещин усыхания, увеличение зернистости вверх по разрезу. Свита сложена красноцветными песчаниками мелко-, среднезернистыми и алевролитами. В верхней части с прослоями песчаников крупнозернистых и гравелитов. В эталонном разрезе уюкской свиты предшественники [54, 80] выделяют три пачки: две нижние песчаниковые и верхняя – конгломератовая. По нашему мнению, верхняя грубообломочная пачка уже относится к бегрединской свите. Типичный разрез по материалам предшественников [80] выглядит следующим образом: на илеморовской свите залегают снизу вверх (оп. обн. № 17):

1. Песчаники лилово-серые полимиктовые мелкозернистые известковистые, с прослоями, содержащими мелкие угловатые обломки алевролитов и флоры. В этих прослоях обнаружена фауна филлопод (определения Н. И. Новожилова): *Asmussia bejaensis* Nov., *A. biikemensis* Nov., *A. zubrilini* Nov., *Trigonestheria altaikensis* Nov., *Sphaerestheria prima* Nov. и др. (аналогичные таковым из бейской свиты Минусинской котловины)..... 350

2. Песчаники лилово-серые, зелено-серые полимиктовые среднезернистые, с редкими прослоями гравелитов в верхней части пачки..... 114

Выше залегают конгломераты бегрединской свиты. Мощность вскрытого разреза 464,0 м.

Западнее, на водоразделе рр. Мезель и Желвак [56], мощность разреза увеличивается и выглядит несколько иначе. Здесь на сероцветные песчаники илemorовской свиты налегают снизу вверх (оп. обн. № 53):

1. Песчаники, алевролиты лилово-серые и лилово-бурые с линзующейся и перекрестной слоистостью. Редкие прослои (2 м) серых песчаников.....	110
2. Ритмично переслаивающиеся песчаники мелкозернистые и алевролиты темно-бурые, с волнистой или прерывистой слоистостью.....	140
3. Песчаники лилово-бурые мелко-, среднезернистые, в центре – косослоистые. Мощность косых серий 1–1,5 см, слоев в серии – 1–2 мм.....	100
4. Песчаники розовато-лилово-бурые, фиолетово-бурые мелко-, среднезернистые. В нижней части с обломками алевролитов.....	100
5. Переслаивание алевролитов, песчаников от средне- до крупнозернистых. В крупнозернистых разностях угловатые обломки риолитов, алевролитов. Мощность прослоев 7–8 м. В верхней части (40 м) песчаники грубозернистые. В средней – прослой известняков.....	180
6. Гравелиты красноцветные с гравием, галькой эффузивов, алевролитов, реже – кварца.....	30

Выше залегают конгломераты бегрединской свиты. Мощность вскрытого разреза 660 м. Северо-восточнее, в Хутинской синклинали свита трансгрессивно залегает на семибратинской и мынаской свитах и сложена примерно аналогичным разрезом – песчаниками с прослоями алевролитов, в верхней части с прослоями гравелитов. Окраска пород более ярко-красная. Мощность разреза около 400 м.

Общая мощность свиты изменяется от 400 до 660 м.

Песчаники массивные, косослоистые неравномернозернистые, зерна полуокатаны, угловатые. В обломках как минералы, так и горные породы. Первые представлены кварцем, полевыми шпатами, плагиоклазом, эпидотом, халцедоном, чешуйками биотита и мусковита, единичными зернами сфена, амфибола, турмалина, циркона, апатита, граната. Среди обломков горных пород преобладают эффузивы, туфы, кварциты, кварц-серицитовые сланцы, алевролиты и аргиллиты. Цемент: карбонатный, глинисто-серицитовый, кремнистый, участками глинисто-железистый; поровый, регенерационный.

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

Таким образом, характерная для илemorовской свиты тонкозернистость осадков сохраняется частично и в уюкской свите (в нижней части), но в верхней половине разреза наблюдаются более грубозернистые породы разреза с прослоями гравелитов и конгломератов мелкогалечных.

Формирование пород уюкской свиты происходило в унаследованном от илemorовского времени бассейне осадконакопления, в котором в уюкское время за счет компенсации происходило его обмеление, и к концу уюкского времени осадконакопление происходило в условиях аллювиально-озерной равнины. В тектоническом плане уюкское время было нестабильно и периодически происходили поднятия областей сноса, что вызывало оживление гидродинамики бассейна осадконакопления (заглубление обломочного материала). Отложения илemorовской, уюкской и бегрединской свит составляют единый трансгрессивно-регрессивный ритм. Трансгрессивную, наиболее «мористую» часть ритма представляет илemorовская свита, которая вверх по разрезу сменяется переходной уюкской и венчается континентальной бегрединской свитой.

Средняя плотность пород – 2,58 г/см³, породы немагнитны. Самостоятельных типов полей (магнитных, гравитационных) не образуют. Над ними наблюдается спокойное отрицательное поле, отражающие все ниже- и вышележащие осадочные породы площади листа. Красноцветные песчаники и алевролиты обладают низкой гамма-активностью (5–10 мкР/ч). Повышенная активность [58] была встречена только на правом борту р. Бий-Хем в 2–3 км от устья р. Бегреда. Активность приурочена к песчаникам серого, серо-зеленого, розового цвета мелкозернистым (иногда с отпечатками флоры). Песчаники образуют линзы длиной от 5 до 25 м, мощностью – от 0,2 до 0,6 м, содержание урана – от 0,008 до 0,024 %. Оруденение относится к урано-силикатному типу. Содержание урана по [65] рентгеноспектральному анализу – $47,27 \cdot 10^{-4} \%$, тория – $7,8 \cdot 10^{-4} \%$, фосфора – 0,12 % (спектральный анализ). К этому же горизонту приурочены находки фауны филлопод Предтеченского. В других частях района повышенной активности в отложениях уюкской свиты не встречено.

Геохимически уюкские красноцветные песчаники отличаются от песчаников илemorовской и атакшильской свит повышенным содержанием хрома, титана, марганца и пониженным – ванадия и цинка [65]. Кроме того, они отличаются от илemorовской повышенным содержанием галлия, а от атакшильской – пониженным содержанием никеля.

На аэромагнитных картах области развития свиты какими-либо специфическими типами полей не отражаются. Для них характерны ровные слабо дифференцированные магнитные поля интенсивностью от 0 до 50 нТл. Породы не магнитны. На аэрофотоснимках тонкослоистые мелкозернистые породы уюкской свиты на фоне перекрывающих ее грубообломочных отложений бегрединской свиты выделяются более тонким рисунком полосчатости. По фототону от выше и ниже лежащих свит уюкские породы не отличаются.

Возраст свиты определяется наличием филлопод: *Asmussia bejaensis* Nov., *A. biikemensis* Nov., *A. zubriliini* Nov., *Trigonestheria altaikensis* Nov., *Sphaerestheria prima* Nov. и др. (определения Н. И. Новожилова), которые характерны для верхов живетского яруса бейского горизонта.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Бегрединская свита (D_3bg) впервые выделялась в 1947 г. В. П. Масловым. В 1952 г. эти отложения были установлены Я. С. Зубрилиным в междуречье Улуг-Хем и Бий-Хем, А. М. Данилевичем и А. Н. Предтеченским по левобережью Улуг-Хем. Названа была в 1953 г. Я. С. Зубрилиным по месту наиболее полного развития этой свиты по р. Бегреда. На изучаемой территории встречены данные отложения в Кутургинской мульде, Хутинской синклинали и Уюкской впадине. Свита согласно с постепенным переходом залегает на уюкской, а на востоке Шивилигской мульды – со стратиграфическим несогласием на нижнекендейской подсвите. Нижняя граница проводится по подошве первой пачки конгломератов. Для свиты характерна общая красноцветность пород и преимущественно грубообломочный состав. Свита сложена преимущественно красноцветными песчаниками разнозернистыми, конгломератами, гравелитами с прослоями серо-зеленых, желто-зеленых песчаников мелкозернистых, алевролитов, аргиллитов.

Наиболее представительный разрез свиты получен в бассейне р. Бегреда [80], где на отложениях уюкской свиты с внутриформационным размывом залегают снизу вверх (оп. обн. № 70):

1. Конгломераты красноцветные крупногалечные с галькой порфиритов, порфиров и черных кремнистых пород 20
2. Песчаники зеленовато-серые крупно- и среднезернистые полимиктовые косослоистые с линзами гравелитов 60
3. Песчаники серые полимиктовые среднезернистые грубоперекрестнослоистые с линзами конгломератов мелкогалечных и прослоями лиловых алевролитов 175
4. Алевролиты лиловые крупнозернистые с прослоями аргиллитов и песчаников среднезернистых серых 35
5. Песчаники лилово-серые, зелено-серые полимиктовые крупно-, среднезернистые 60

Вскрытая мощность 350 м. Северо-восточнее в Хутинской синклинали (оп. обн. № 15) бегрединская свита с постепенным переходом ложится на уюкскую. Здесь в основании также лежат буро-серые конгломераты, но увеличивается мощность до 500 м и сам разрез более грубообломочный. На северо-западе, в Кутургинской мульде, по материалам предшественников [52], отложения бегрединской свиты также согласно перекрывают уюкскую свиту и представлены монотонными красноцветными существенно конгломератового состава породами мощностью 550 м. Общая мощность свиты изменяется от 350 до 550 м.

Конгломераты средне-, крупногалечные средне-, плохо сортированные. Размер гальки – 1–20 см, с валунами – до 40 см. К нижней части разреза увеличивается количество псефитового материала и его размерность. Галька средней и хорошей окатанности, иногда угловатая. Состав гальки в большой степени определяется составом подстилающих пород.

Песчаники разнозернистые от мелко- до грубозернистых с плавающей галькой и гравием, переходящие в гравелиты вишнево-бурой, розовато-серой окраски. В верхах свиты отмечен прослой зеленовато-серых песчаников, характеризующихся повышенной радиоактивностью (до 60 мкР/ч). Состав полимиктовый: зерна кварца (20–30 %), полевого шпата (10–15 %), эффузивы, в основном риолиты (30–40 %), измененные (хлоритизированные и ожелезненные) породы (5–8 %), кремнистые (до 5 %), редко – гематит и сфен. Окатанность обломочного материала средняя. Цемент карбонатный, карбонатно-железистый, участками регенерационный кремнистый; поровый, базальный. Среди цемента характерны сгустки лимонита.

Формирование отложений бегрединской свиты происходило в континентальных условиях аллювиально-пролювиальной равнины с постепенным выравниванием рельефа (пенепленизацией). На севере территории (Кутургинская мульда, Хутинская синклинали) фации более грубообломочные, аллювиально-пролювиальные конусы выноса с большей мощностью (550 м), на юге (р. Бегреда, Уюкская впадина) более мелкообломочные аллювиальные, вверх по разрезу

закономерно переходящие в аллювиально-озерные и с меньшими мощностями (350 м). Вероятно, область сноса находилась на севере территории.

Радиоактивность пород бегрединской свиты изменяется в пределах от 6 до 18 мкР/ч. Песчаники и алевролиты – 7–9 мкР/ч, конгломераты и гравелиты – 14–15 мкР/ч. Повышенная радиоактивность встречена в отдельных точках по р. Бегреда. Средняя плотность пород – 2,60 г/см³, породы немагнитны. В магнитном поле отложения свиты практически не отличаются от выше- и нижележащих девонских отложений, образуют с ними общие поля.

На аэрофотоснимках на фоне выше- и нижележащих уюкской и кохайской свит, где хорошо проявлена слоистость, отложения бегрединской свиты характеризуются ровным темно-серым фототонном и мягкими очертаниями рельефа.

Возраст свиты определяется ее положением в разрезе, согласным залеганием ее на достоверно живетских отложениях (уюкская свита бейского горизонта) и перекрывающимися ее фаунистически обоснованными франскими породами (кохайская свита кохайского горизонта). Кроме того, на соседней с юга территории в Центрально-Тувинском прогибе [45] в разрезе свиты были обнаружены остатки рыб *Bothriolepis cellulosus* Pand. и флора *Pseudobornia ursine* Nath., определенные как верхнедевонские.

Кохайская свита (D₃kh) выделена в 1959 г. в Минусинской котловине В. С. Мелещено. В дальнейшем широкое развитие данных отложений в Центральной Тыве было доказано работами Я. С. Зубрилина, А. М. Данилевича, Н. Н. Предтеченского, И. В. Кузнецова и др. На изучаемой территории данные отложения встречены в Кутургинской мульде, центральной части Хутинской синклинали, Уюкской впадине. Свита сложена пестроцветными песчаниками, алевролитами, алевролитами известковистыми, известняками. В целом отложения свиты характеризуются пестроцветностью, мелкозернистостью, повышенной известковистостью. Отложения кохайской свиты согласно, с постепенной границей залегают на породах бегрединской свиты и также согласно перекрываются джаргинской свитой.

Нижняя граница проводится по смене преимущественно красноцветных грубообломочных пород бегрединской свиты на тонкозернистые пестроцветные отложения кохайской свиты.

Наиболее представительный разрез кохайской свиты был получен в Усть-Уюкской синклинали, в приустьевой части р. Суш [52], где залегают снизу (оп. обн. № 64):

1. Алевролиты зеленовато-серые, лиловые известковистые тонкоплитчатые с тонкими прослоями песчаников желтовато-серых мелкозернистых.....	100
2. Известняки светло-серые, содержащие филоподы: <i>Asmussia vulgaris</i> Lutk., <i>A. rotundula</i> Lutk., <i>A. crassa</i> Lutk., <i>Sphaerestheria celsa</i> Nov. и <i>Trigonestheria timanica</i> Nov.....	13
3. Алевролиты зеленовато-серые, участками известковистые.....	52
4. Известняки светло-серые с прослоями алевролитов зеленовато-серых известковистых с фауной филопод: <i>Asmussia crassa</i> Lutk., <i>A. rotundula</i> Lutk.....	47
5. Алевролиты светло-серые с тонкими прослоями алевролитов темно-серых известковистых.....	53
6. Песчаники лилово-серые, полимиктовые мелкозернистые с прослоями зелено-серых песчаников.....	230

Вскрытая мощность 495 м. Выше залегают красноцветные конгломераты джаргинской свиты. Там же в прослоях черных алевролитов найдена фауна: филоподы (определение Н. И. Новожилова) – *Asmussia vulgaris* Lutk., *A. exentrica* Lutk., *Sphaerestheria celsa* Nov. и *Trigonestheria timanica* Lutk.; панцирные рыбы (определения Д. В. Обручева) – *Bothriolepis sibirica* Obr., *Dipterus martianovi* Obr., *Onychodus remotus* Obr., *Osteolepidae*, *Megistolepsis*, *Kementzia* (?), *Coccosteidae* (?). По литологическим признакам и цвету, отложения свиты делятся на две пачки: нижняя существенно известковистая, тонкозернистая, пестроцветная и верхняя – более крупнозернистая и красноцветная. В Хутинской синклинали сохранилась только нижняя часть свиты, представленная более тонкозернистым и известковистым разрезом. В нижней части этого разреза – песчаники лилово-серые, серые мелкозернистые с прослоями известняков серых. В верхах – песчаники серо-желтые мелкозернистые с прослоями серых известняков. В желтых песчаниках были встречены отпечатки рыб [80]. Здесь же встречены споры: *Leiotriletes pullatus* Naum., *Archaezonotriletes variabilis* Naum. По заключению Н. С. Наумовой распространены в нижнефранских отложениях. Мощность свиты 210 м. В Кутургинской мульде свита сложена в нижней части (180 м) песчаниками серыми мелкозернистыми, в верхней части (370 м) – песчаниками розовато-лиловыми, розовато-серыми средне-, крупнозернистыми с автокластическими обломками алевролитов бурых, зеленых. По всему разрезу отмечается точечная обихренность. Мощность разреза 500 м. Общая мощность свиты изменяется по площади от 210 до 500 м.

Песчаники полимиктовые хорошо сортированы и средней степени окатанности, массивные горизонтальнослоистые, редко – косослоистые мелкозернистые, редко – средне-, крупнозернистые. В обломочном материале преобладает кварц и полевые шпаты (до 80 %), обломки пород

(кислые эффузивы и алевролиты) (около 20%). Цемент преимущественно базального или порового типа, карбонатный, глинисто-известковый.

Алевролиты хорошо сортированы, средне окатаны; преобладает кварц (75–90 %), обломки пород (10 %). Цемент базальный, карбонатный.

Вероятно, формирование осадков кохайской свиты происходило в крупном пресноводном, мелководном бассейне. В нижней части здесь отлагались тонкообломочные терригенные и хемогенные осадки мелководного бассейна, которые вверх по разрезу закономерно замещаются, за счет компенсации бассейна, более континентальными дельтовыми, аллювиально-озерными фациями. В целом отложения кохайской свиты являются частью крупного трансгрессивно-регрессивного ритма, где более глубоководной (трансгрессивной) частью является кохайская свита, а относительно мелководной (регрессивной) частью – джаргинская свита.

Средняя плотность пород – 2,60 г/см³, породы не магнитны. В магнитном поле отложения свиты практически не отличаются от выше- и нижележащих девонских отложений, образуют с ними общие поля. Радиоактивность пород кохайской свиты изменяется от 7 до 13 мкР/ч, преобладает 10–12 мкР/ч. В отложениях свиты встречены горизонты с повышенной радиоактивностью [58], приуроченные к песчаникам и алевролитам темно-серым известковистым (35–65 мкР/ч). Протяженность таких пластов с перерывами достигает 600–800 м и мощностью 0,15–0,4 м, реже – 0,9–1,7 м. Содержание урана не превышает 0,01 %. Оруденение относится к урано-фосфатному типу и встречается в междуречье Уюк–Бегреда.

В геохимическом отношении в породах кохайской свиты все элементы содержатся в заметно меньших количествах и распределены более равномерно, чем в подстилающих породах.

На аэрофотоснимках отложения свиты характеризуется более светлым фототонном на более темном, характерным для джаргинской и бегрединской свит, и за счет полосчатости, связанной со слоистостью кохайской свиты. Дешифрируются отдельные горизонты известняков полосами более светлого фототона. Породы кохайской свиты слагают обычно пониженные части рельефа.

Возраст свиты определяется на основании находок фауны филлопод (определения Н. И. Новожилова), панцирных рыб (определения Д. В. Обручева), спор (определения Н. С. Наумовой), которые позволяют относить данные отложения к верхам франского яруса, кохайскому горизонту.

Джаргинская свита (D₃dž) впервые описана в 1947 г. В. П. Масловым в районе ур. Кызыл-Чира. Выделена как джаргинская свита в 1954 г. А. Н. Данилевичем, Я. С. Зубрилиним, Н. Н. Предтеченским по горе Джарга на правом берегу р. Бий-Хем. На изучаемой территории встречены данные отложения в Кутургинская мульде и Уюкской впадине. Для свиты характерен грубообломочный песчано-гравийный состав, косая грубая слоистость, красноцветная окраска. Свита сложена красноцветными песчаниками средне-, крупнозернистыми, конгломератами, алевролитами. Нижняя граница согласная, иногда с внутриформационным размывом проводится по подошве красноцветных конгломератов. Выше со стратиграфическим несогласием залегают конгломераты суглугхемской свиты нижнего карбона.

Наиболее представительный разрез джаргинской свиты был получен в приустьевой части р. Суш [80], где на песчаниках кохайской свиты залегают согласно, с внутриформационным размывом, снизу вверх (оп. обн. № 66):

1. Конгломераты красноцветные мелко- и среднегалечные с галькой, состоящей из эффузивных пород, кремнистых образований и алевролитов. Встречаются подчиненные прослои красноцветных песчаников.... 58
2. Песчаники лилово-серые, розовато-серые средне-, мелкозернистые полимиктовые косослоистые 397
3. Переслаивание алевролитов красноцветных с песчаниками лилово-серыми мелко, реже – среднезернистыми 95

Вскрытая мощность 550 м. Юго-восточнее в бассейне р. Мал. Шивилиг [80] свита имеет несколько иное строение. В основании свиты прослеживается толща песчаников розовато-серых, лилово-красных косослоистых с прослоями алевролитов красноцветных известковистых. Выше залегают конгломераты лилово-красные, серовато-розовые разногалечные. Псефитовый материал сложен эффузивами различного состава, кварцем, кварцитами, метаморфическими сланцами и песчаниками. Общая мощность свиты менее 1 000 м. В верхней песчаниковой пачке, на правом берегу р. Мал. Шивилиг в 6 км от устья (за южной рамкой листа), была собрана флора хорошей сохранности: *Archaeopteris jacksoni* Arn., *A. roemeriana* Goerr., *A. archaetypus* Schm., *A. halliana* Goerr., *Sphenophyllum* cf. *subtenerrimum* Nath., *Bothrodendron* sp. и *Pteridorhachis* sp., большинство форм которой, по определению Г. П. Радченко и Н. М. Петросяна, является руководящей для фаменского яруса верхнего девона. На северо-западе в Кутургинской мульде джаргинская свита представлена монотонной пачкой песчаников вишнево-красных, лиловых

мелкозернистых. В нижней части – песчаниками серо-розовыми средне- и крупнозернистыми с прослоями конгломератов мелкогалечных. Мощность разреза не превышает 1 000 м. Общая мощность свиты изменяется от 550 до 1 000 м.

Песчаники полимиктовые грубо-, косослоистые, неяснослоистые. Обломочная составляющая представлена кварцем и полевыми шпатами (до 80 %), обломки пород представлены кислыми, реже основными эффузивами, туфами, кварцитами (10–20 %). Окатанность обломочного материала различная. Цемент карбонатный, железисто-карбонатный, кремнисто-карбонатный. Тип цементации поровый, редко базальный.

Конгломераты мелко- и среднегалечные с хорошо окатанной галькой кварца, кислых эффузивов, кварцитов. Галька сцементирована песчано-гравийным цементом базального типа.

Алевролиты встречаются редко. Это массивные породы вишневого и лилового цвета. Состав обломков аркозовый при незначительном преобладании кварца над полевыми шпатами, присутствуют биотит, мусковит, реже – турмалин, рудный, хлорит, сфен, обломки пород (микрокварциты, аржиллиты, фельзиты).

Формирование отложений джаргинской свиты происходило в условиях аллювиальной равнины, где косослоистые крупнозернистые песчаники, конгломераты русловых фаций закономерно замещаются горизонтальнослоистыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами пойменных фаций.

Породы немагнитные со средней плотностью равной $2,62 \text{ г/см}^3$. На аэромагнитных картах джаргинская свита совместно с другими осадочными породами образует слабоградиентное отрицательное магнитное поле. Средняя активность песчаников – 12–14 мкР/ч. Ураноносные горизонты в этой свите встречены в устье р. Уюк и залегают в верхней ее конгломератово-песчаниковой пачке.

Геохимически породы джаргинской свиты характеризуются средними содержаниями основных элементов близкими к породным кларковым, кобальта, олова, бария – на порядок, никеля, молибдена – в 3–4 раза, цинка – в 2 раза выше, циркония – в 2 раза, иттрия – в 3–4 раза ниже кларкового.

На аэрофотоснимках дешифрируются отдельные горизонты конгломератов, участками просматривается слоистость.

Органических остатков на территории листа не встречено. Возраст свиты определяется ее положением в разрезе – согласным залеганием на органически обоснованной кохайской свите. Кроме того, на соседней территории [51, 57] в подобных отложениях найдена флора фаменского яруса.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения представлены на территории листа нижним отделом, турнейским ярусом.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К этому стратиграфическому уровню отнесены суглугхемская и хербесская свиты Систигхемской СФпЗ.

Суглугхемская свита (C₁sg) впервые под таким названием была выделена в 1955 г. И. В. Кузнецовым и Н. Г. Поповым на правом берегу р. Суглуг-Хем (правый приток р. Улуг-Хем) в 2–3 км выше устья. Отложения свиты развиты в Кутургинской мульде в ядрах синклинальных складок и прослежены в виде полосы шириной 1,0–2,0 км от вершины р. Кабакташ бассейне р. Кутурга и до приустьевой части р. Стерлиг. Свита залегает со стратиграфическим несогласием на джаргинской свите верхнего девона. Нижняя граница нечеткая, проводится по исчезновению розоватых, розовато-серых песчаников, типичных для верхнего девона. За пределами площади были встречены участки (г. Хербес в верховьях р. Суглуг-Хем), где отложения свиты с резко выраженным угловым несогласием залегают на породах от девона до кембрия включительно. Свита сложена песчаниками лилово-красными, лилово-серыми разнозернистыми с прослоями песчаников серых, серо-зеленых, гравелитов, конгломератов.

Наиболее представительный разрез получен на правом борту р. Ожу [77] чуть выше устья р. Стерлиг, где залегают снизу:

1. Песчаники лилово-красные известковистые разнозернистые с маломощными прослоями, линзами гравелитов 220
2. Конгломераты лиловые мелко- и среднегалечные, состоящие из галек кварца, песчаников, эффузивов,

Общая мощность свиты в этом разрезе 260 м. Северо-восточнее в бассейне р. Кутурга разрез свиты представлен песчаниками лилово-красными разномзернистыми с прослоями песчаников серых, зеленовато-серых гравелитов и конгломератов. Мощность свиты в этом разрезе около 500 м. Общая мощность свиты изменяется от 260 до 500 м.

Песчаники полимиктовые; цемент карбонатный, глинисто-карбонатный, иногда с примесью гидроксидов железа. Псаммитовый материал хорошо сортирован, преобладает кварц (60–70 %), полевой шпат (10–20 %), обломки пород (10–20 %) представлены эффузивами, кварцитами.

Конгломераты, обычно мелкогалечные, редко – средне- и разногалечные. Состоят из галек эффузивных, кремнистых пород, кварца, реже – интрузивных пород, редко – обломков осадочных пород.

Формирование отложений суглугхемской свиты, вероятно, происходило в континентальных условиях аллювиальной равнины.

Средняя плотность пород свиты – 2,65 г/см³, гамма-активность – 7–10 мкР/ч, практически немагнитны. В магнитном поле отложения суглугхемской свиты совместно с вышележащей хербесской находятся в области отрицательного магнитного поля интенсивностью более 200 нТл.

В геохимическом отношении данные отложения не охарактеризованы. На аэроснимках отложения свиты по отношению с джаргинскими породами характеризуются более мягкими формами рельефа.

Органических остатков на территории листа не встречено. Но в стратотипической местности (правый борт р. Суглуг-Хем) найдена флора удовлетворительной сохранности [25], которая, по заключению А. Р. Ананьева, позволяет относить данные отложения к турнейскому ярусу. Кроме того, в бассейне р. Баршиин-Гол в верхах суглугхемской свиты содержатся остатки рыб аналогичных руководящим формам верхнего горизонта быстрянской свиты Минусинской котловины, относимой к турнейскому ярусу.

Хербесская свита (С,hr) выделена И. В. Кузнецовым и Н. Г. Поповым в 1955 г. на р. Суглуг-Хем рядом с горой Хербес. Свита развита в тех же участках, что и суглугхемская свита в Кутургинской мульде и надстраивает разрез последней. Нижняя граница согласная, постепенная проводится по замещению красноцветных пород, характерных для суглугхемской свиты, серыми, серо-зелеными отложениями хербесской свиты. Свита сложена пестроцветными (серые, серо-зеленые, желто-серые, лилово-серые) песчаниками, алевролитами, песчаниками известковистыми с прослоями туффитов, туфопесчаников и редко – известняков. В основании линзы конгломератов мелкогалечниковых. Вследствие плохой обнаженности на изученной территории приводится сводный разрез хербесской свиты. В основании залегает прослой конгломератов мелкогалечниковых, которые вверх по разрезу сменяются пачкой серых, зелено-серых песчаников, алевролитов, туффитов. Выше залегают песчаники известковистые желто-серые, зеленовато-серые, иногда – с мелкими угловатыми обломками алевролитов зеленых и прослоями песчаников лиловых, лилово-серых мелкозернистых. Общая мощность свиты изменяется от 130 до 290 м.

Песчаники полимиктовые, в основном, мелкозернистые, реже – среднезернистые. От песчаников суглугхемской свиты отличаются лучшей сортировкой и окатанностью обломочного материала. Обломки полевых шпатов и кварца часто регенерированы. Цемент хлоритовый, железисто-хлоритовый. Часто присутствует примесь туфогенного материала вплоть до туфопесчаников, туффитов. Для туффитов характерна «кrapчатость», обусловленная неравномерным распределением пеплового материала. Под микроскопом хорошо различима пепловая структура. Стекло часто замещено альбитом.

Вероятно, формирование отложений хербесской свиты происходило в мелководном пресноводном бассейне. В Минусинской впадине происходила вулканическая деятельность, на что указывает примесь кислой пирокластике. Средняя плотность пород свиты равна 2,56 г/см³, гамма-активность порядка 7–10 мкР/ч, породы практически немагнитные. Отложения хербесской свиты находятся в области отрицательного магнитного поля интенсивностью более 200 нТл и характеризуют всю терригенную толщу. В полях калия, тория, общего канала породы хербесской свиты совместно с суглугхемской фиксируются локальным повышением значений общего канала до 8–16 мкР/ч. В геохимическом отношении данные отложения не охарактеризованы. На аэроснимках отложения свиты характеризуются тонкой полосчатостью, нехарактерной для суглугхемских отложений.

Органических остатков на территории листа не встречено. Но непосредственно рядом с южной рамкой листа [51] из подобных отложений в бассейне руч. Мал. Шивилиг (Шивилигская

мульда) найдена чешуя и кости рыб, которые, по мнению А. А. Матвеевой и М.И. Грайзера характерны для быстринской свиты Минусинской котловины, относимой к верхам турнейского яруса.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА, МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ– КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА, ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Большинством авторов выделяются меловая (мел–палеогеновая) и четвертичная эпохи коры образования. Е. А. Минина [75] дополнительно выделяет неогеновую эпоху. В пределах Кызыльской впадины возможно нахождение предъюрской коры выветривания [9].

Кора выветривания (K_2-P) этого возраста широко развита на всей площади. Связана она с регионально развитой мел–палеогеновой поверхностью выравнивания и представлена глинизированным щебнем и дресвой пород, реже каолинизированными, иногда железненными глинами пестрой окраски (пепельно-серой, желтой, бурой, красновато-коричневой и т. д.) с сохранением структуры и текстуры исходной породы. Вскрытая мощность в шурфах 0,2–3,0 и более метров.

По морфологии коры выветривания представлены площадным и линейным типами. Линейный тип наиболее широко проявлен в зонах региональных разломов, где мощность коры может быть весьма значительной и по долине р. Бол. Енисей в зоне Хемчикско-Азасского разлома составляет не менее 340 м. В наиболее полных разрезах выделяется три зоны: структурного элювия, зоны дезинтеграции и глинообразования.

По данным термических анализов глины коры выветривания представлены в основном гидрослюдами, реже – каолинитом с большим участием кварца, гидроокислов железа и близки к аллитовому, сиаллитовому и латеритным типам, формировавшимся в условиях теплого влажного климата.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА ОЛИГОЦЕН

Отложения палеогена ($P_3?$) в объеме олигоцена выделены условно в пределах Бегрединской котловины, где слагают основание разреза мощной новейшей толщи. Основанием для этого послужили материалы, полученные при ГДП-200 листа М-46-V, где палинологически детально изучен разрез опорной скв. 80 и на этой основе с помощью циклостратиграфического анализа расчленена кайнозойская часть наиболее представительных скважин [68].

Представлены глинами коричневыми и коричневато-бурыми с пятиметровыми прослоями плохо окатанных галечников, вскрытая мощность разреза по скв. 8 за южной рамкой листа составляет 80 м, предполагаемая – 150 м с учетом полной мощности новейшей толщи, которая по опорной скв. 69 достигает 293 м [58]. Сопоставляются с олигоценовыми отложениями Убсунурской впадины [75].

Правомерность таких построений подтверждает факт установленного шурфами залегания олигоценовых базальтов на древних галечниках. В отчете Ю. А. Федорова (1978 г.) приводится разрез по шурфу, где вскрыто налегание базальтов палеогена на древний аллювий в 1,5 км севернее пос. Малиновка (на листе М-46-IV). Это говорит о том, что в пределах котловин и впадин возможно развитие олигоценовых образований аллювиального генезиса, формирование которых связано с началом неотектонического этапа в регионе.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

К неогену отнесена средняя и верхняя часть разреза новейшей толщи в пределах Бегрединской котловины. По данным палинологических и фаунистических анализов, полученных на листе М-46-V, расчленен на миоценовые и плиоценовые образования [68].

МИОЦЕН

К миоцену отнесена средняя часть разреза новейшей толщи в пределах Бегрединской котловины. По данным Н. А. Фесенко [14] в 1,5 км южнее рамки Уюкской площади в разрезе гидро-

геологической скважины на олигоценовых образованиях залегают (снизу) *озерные отложения* (LN₁):

1. Полуокатанный обломочный материал	8
2. Глины коричневые плотные.....	13,1
3. Глины буровато-коричневые	12,9

Всего 34,0 м.

Выше залегают отложения, отнесенные к плиоцену.

В центральной части листа М-46-V (Кызыл) озерные отложения этого возраста вскрыты рядом карьеров. Представлены они глинами красновато-коричневого цвета. В них известны находки гиппарионовой фауны позднемиоценового возраста [7, 41, 68].

ПЛИОЦЕН

Наиболее широко из плиоценовых образований представлен древний аллювий, находящийся в основном в погребенном положении.

Аллювиальные отложения (αN₂¹) впервые на листе были выделены при поисках россыпей золота в верховьях р. Ожу, а затем в кандидатской диссертации [43, 82]. С.Г. Прудников показал плиоценовый аллювий в основании разреза четвертичных отложений по р. Ожу и ее левому притоку – Кара-Хему.

На других участках рек района и в целом Тывы, по данным С. Г. Прудникова [43], они могут занимать место высоких террас, перекрываясь более молодыми аллювиальными или склоновыми отложениями, либо слагают нижнюю часть разреза глубоких речных врезов. Такое строение долин в целом характерно для большинства рек Евразии. Это было подмечено и ранее нами для Приенисейской Сибири, где был сделан вывод о неогеновом врезе рек, превышающим современный, были выделены эоплейстоценовые озерные отложения, которые вместе с древним неогеновым аллювием выстилают палеоврезы [32, 34, 36, 68].

В верховьях р. Ожу профилем шурфов (рис. 5), протягивающемуся от русла р. Ожу по левому склону долины вплоть до выходов коренных пород на водоразделе, были вскрыты русловые осадки, осадки на уровне первой надпойменной террасы и террасоувальные отложения. На относительной высоте 160 м над руслом были вскрыты супеси красновато-коричневые с выветрелыми хорошо окатанными гальками мощностью более 1,7 м. Спорово-пыльцевой спектр, содержащийся в них, характеризует лесные ландшафты с участием широколиственных пород липы и дуба. По опорной скв. 9 [82], находящейся в непосредственной близости от упомянутого профиля шурфов, общая мощность отложений достигает 46 м, к неогену С. Г. Прудниковым [43] были отнесены рыжие и ярко-рыжие лимонитизированные галечники, вскрытые в интервале 28–46 м и залегающие на коре выветривания.

В долине рек Мынас и Хут неогеновые галечники мощностью более 3,0 м залегают под маломощными галечниками и глинами эоплейстоцена (оп. обн. № 1, 2, 3 и 4). В пройденных здесь шурфах, канавах и расчистках вскрываются валунные галечники вишневого и коричневого цвета, часто карбонатизированные с выветрелыми гальками. Спорово-пыльцевые спектры из них, по заключению Т. Г. Прошиной, таежного типа без участия видов близких современным видам *Pinus*. Встречаются зерна *Tsuga* и широколиственных пород *Corylus*, *Quercus*. Палинолог Т. Г. Прошина считает, что растительность, охарактеризованная этими спектрами, получила распространение в верхнем плиоцене.

Сушинская свита. Проллювиальные и делювиальные отложения плиоцена (p,dN₂²sš) впервые были выделены Е. А. Мининой (1991 г.) как сушинская свита. Представлена она пере-слаиванием слоев различной мощности (0,1–5,85 м) глин карбонатных песчаных коричнева-то-бурого, красновато-коричневого, белесого цвета с различным содержанием дресвы и щебня общей мощностью до 12,9 м. В стратотипе, который в настоящее время утерян, было выделено три скудных спорово-пыльцевых спектра, которые характеризуются примерно равным содержанием пыльцы древесных и травянистых растений. В составе первых (45,9–66,3 %) преобладают сосны (до 76,9 %) (в основном *Pinus silvestriformis* Zakl.), в значительно меньшем количестве присутствуют ели (до 14,7 %), береза (до 34,9 %), ольха (до 6,5 %), единично – лещина и липа. Травянистые (33,7–54 %) представлены злаками (до 58,7 %), маревыми (до 13,8 %), полынями (до 8,6 %) и разнотравьем (сложноцветными, гвоздичными, крестоцветными, лютиковыми, зонтичными, вьюнковыми, вересковыми, подорожниковыми). Споры (до 2,6 %) принадлежат кочедыжниковым. В целом, палинологические данные свидетельствуют о лесостепных ландшафтах и теплоумеренной климатической обстановке [75].

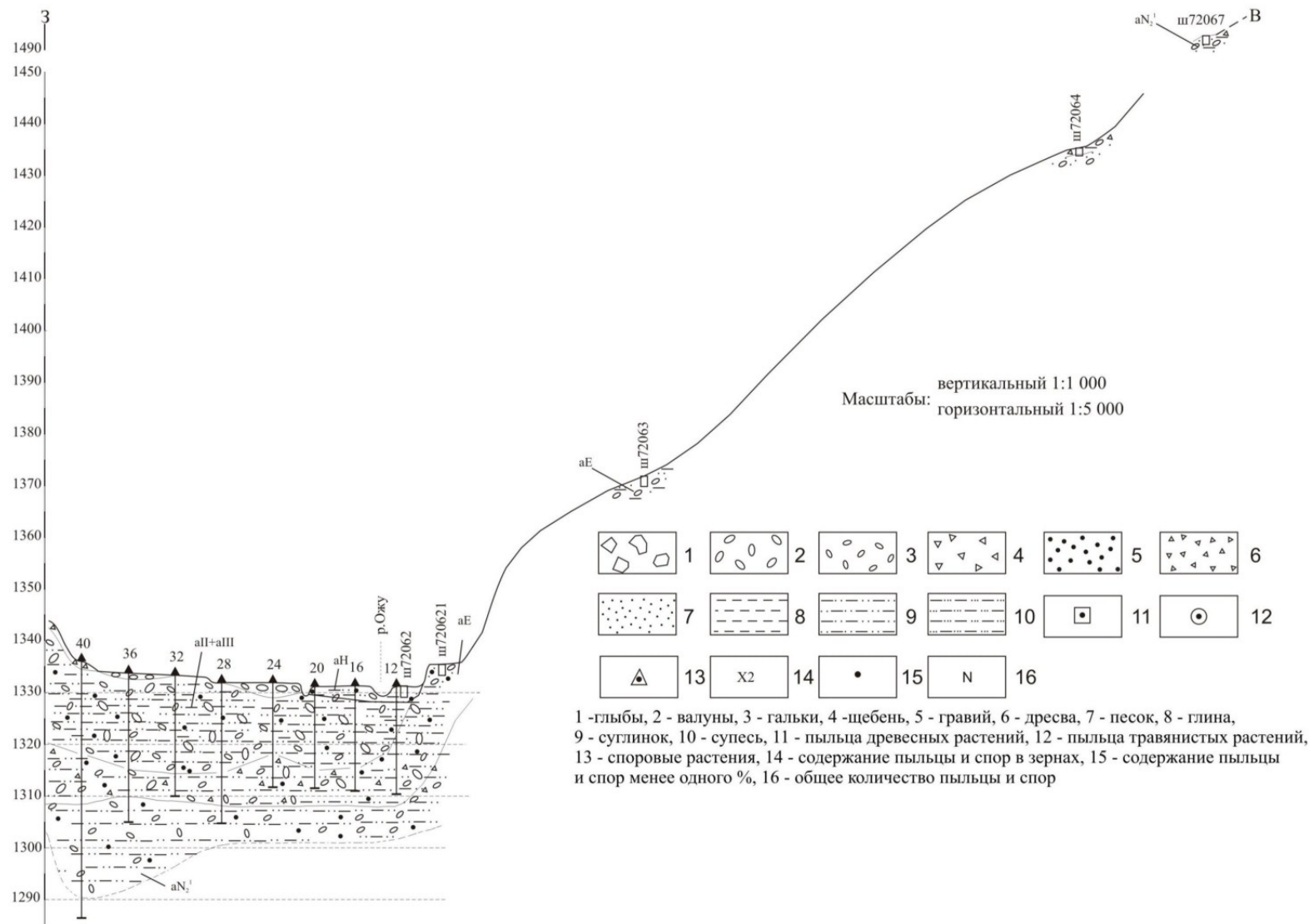


Рис. 5. Поперечный разрез долины р. Ожу по л. 53 [82] и шурфам 72062–72067 ниже устья руч. Сухой Сайлиг.

Парастратотипический разрез был изучен нами в придорожном карьере в 3,5 км на запад от пос. Суш (оп. обн. № 61), который характеризует отложения сушинской свиты в северном обрамлении Турано-Уюкской котловины. Здесь вскрываются слоистые глины песчанистые (супеси) карбонатные коричневато-бурые, красновато-коричневые, белесые с дресвой и щебнем базальтов с мощностью слоев 1,0–2,5 м. Залегание слоев наклонное с азимутом 180° и углом падения до 15°.

Спорово-пыльцевые спектры были выделены только из верхней части разреза. Они, по заключению Т. Г. Прошиной, характеризуют растительность таежного типа с участием экзотических сосен.

Еще один разрез изучен в дорожном врезе в 2,0 км западнее пос. Суш, где вскрыты супеси (глины песчанистые) красновато-коричневые, коричневые с редкими дресвой и щебнем мощностью более 4,0 м. Спорово-пыльцевые спектры в них характеризуются преобладанием пыльцы древесных пород (83,6–96,3 %), среди которых доминирует деформированная пыльца *Pinus* (до 52,4 %), *Pinus* subgen. *Diploxylon* (до 35,4 %), *Pinus* subgen. *Haploxylon* (5,0 %). Темнохвойные породы (ель, пихта) составляют до 8,0 %, мелколиственные (*Betula*) – до 10,0 %, экзоты (*Tsuga*) – 1 зерно, *Pinus cembraeformis* – 2,4 %, травянистые и споры – 3,0–16,4 % за счет *Artemisia*, *Compositae*, *Ericaceae*, разнотравья. Во всех пробах отмечены фрагменты микрофоссилий, имеющих форму «звезды». По заключению Л. Д. Гамулевской, спектры характеризуют таежную растительность с участием хвойных экзотов.

Возраст принят плиоценовым на основании содержащихся в них спорово-пыльцевых спектров, выделенных Е. А. Мининой [75].

К центральным частям впадин пролювиальные и делювиальные отложения плиоцена фациально переходят в озерные и озерно-аллювиальные образования.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ПЛИОЦЕН–ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА, ПЛЕЙСТОЦЕН, ГЕЛАЗИЙ

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.

Озерно-аллювиальные отложения ($l\alpha N_2 - Q_{gl}$) выделены в погребенном состоянии в Бегрединской котловине, где, по данным Н. А. Фесенко [14], в разрезе гидрогеологической скважины в 1,5 км южнее рамки листа на миоценовых глинах залегают:

1. Щебни мелкие с крупным обломочным материалом	36
2. Супеси бурые	26
3. Пески серые мелкозернистые	32
4. Супеси буроватые	18

Всего 112 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ПЛЕЙСТОЦЕН

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Отложения этого возраста стратифицированы впервые в Тыве. Вместе с тем указывалось, что плиоцен–эоплейстоценовые 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 [75, 98].

Нами выделены озерные, аллювиальные, аллювиальные и пролювиальные отложения.

Озерные отложения (IE) слагают днище долин рек Хут, Сейба, Бегреда. В долине р. Уюк они, по материалам Э. Я. Власова [62], находятся в погребенном состоянии.

В долине р. Хут они вскрыты в опорном обнажении № 2, приуроченном к тыловому шву террасовидной площадки на уровне первой надпойменной террасы. Представлены озерные отложения супесями красновато-коричневыми, в верхней части карбонатизированными, содержащими хорошо окатанный гравий в небольшом количестве. Мощность их вскрытая составила

2,5 м.

В данном разрезе наблюдался пальцеобразный контакт примыкания озерных супесей к речным галечникам. Спорово-пыльцевые спектры, полученные из этого разреза, отражают таежные условия с присутствием экзотических сосен.

В долине р. Сейба, по данным В. А. Благонравова [52], озерные отложения представлены супесями с частыми (5–8 мм) прослойками песчанистой глины коричневого цвета мощностью более 4,0 м.

В долине р. Бегреда, которая приурочена к эрозионно-тектонической котловине, озерные осадки эоплейстоцена слагают ее наклонное днище, вблизи Енисея в нее врезаны первая–четвертая террасы. В опорном обнажении № 68 они представлены светло-коричневыми супесями с редким гравием и линзовидными прослоями гравийников вскрытой мощностью 6,0 м. Полная мощность данных супесей по разрезу скв. 8 [14] достигает 22,0 м. Из светло-коричневых супесей на глубине 4,0 м выделен таежный спорово-пыльцевой спектр с экзотическими хвойными и *Pinaceae* с «черными» мешками. Иной, возможно верхнеплиоценовый, спорово-пыльцевой спектр описан в нижней части (гл. 6,0 м) этих супесей. В его составе отсутствуют виды, близкие современным видам *Pinus*. Среди древесных растений, которые преобладают, присутствует пыльца *Pinus* subgen. *Haploxylon*, *P.* subgen. *Diploxylon* и часто пыльца *Picea*.

В долине р. Уюк опорной скв. 59 [62] озерные отложения эоплейстоцена вскрыты в интервале глубин 9,5–16,2 м и представлены коричневыми и серыми песчанистыми суглинками с обломками неопределенной малакофауны и раковинами остракод *Candodiella* sp., *Ostracoda* sp. ind. с частыми прослоями серого пылеватого песка мощностью 5 см. Спорово-пыльцевые спектры, по заключению С. Н. Никифоровой, характеризуют открытые степные пространства с островными горными лесами и ленточными борами с участием хвойных и широколиственных экзотов. Такие условия, по мнению С. Н. Никифоровой, существовали в среднем эоплейстоцене. В них также содержатся переотложенные морские палеогеновые водоросли родов *Melosira*, *Hemiaulus*, *Coscinodiscus*, *Pyxilla*, *Grunowiella* [62].

Аллювиальные отложения (аЕ) слагают террасоувалы рек на уровне их высоких террас, нередко залегают в цоколе средних и низких неоплейстоценовых и голоценовых террас, иногда вместе с озерными отложениями эоплейстоцена и неогеновым аллювием выстилают речные палеоврезы в горной части района.

Изучены по многим разрезам шурфов и канав в левобережной приустьевой части р. Уюк, верховьях р. Ожу, в долинах р. Хут, Красная и Бол. Енисей.

В левобережной приустьевой части р. Уюк эоплейстоценовый аллювий слагает средние и высокие террасы (рис. 6). Представлен он карбонатизированными галечниками с хорошо и отлично окатанными гальками мощностью более 3,0 м желтого, желтовато-коричневого, коричневого цвета. В разрезе этого аллювия участвуют еще гравийники и чистые пески, редко – супеси, иногда наблюдается цементация лимонитом.

Наиболее представительный разрез вскрыт шурфом (оп. обн. № 57) на высоте около 120 м над руслом Бол. Енисея. Здесь под почвой залегают песчано-гравийно-галечные отложения мощностью более 2,5 м с хорошо и отлично окатанными гальками размером 3–7 см разнообразными по составу. Песок (до 30 % от объема) мелкозернистый полимиктовый серовато-коричневый. Насыщенные спорово-пыльцевые спектры из отложений, вскрытых этим и другими шурфами в приустьевой части р. Уюк, характеризуют таежные ландшафты с участием сосновых экзотов, которые вверх по разрезу сменяются лесостепью и степью также с участием сосновых экзотов.

В верховьях р. Ожу показанные предшественниками [43, 82] флювиогляциальные верхнеэоплейстоценовые образования аккемского горизонта, получили эоплейстоценовую спорово-пыльцевую характеристику. Так шурфом (оп. обн. № 7), пройденным на террасовидной поверхности высотой около 4 м над руслом р. Ожу в 0,7 км ниже устья руч. Сухой Сайлиг вскрыты слоистые уплотненные галечники до слабосцементированного конгломерата коричневые с хорошо и отлично окатанными гальками. Спорово-пыльцевые спектры из них характеризуют растительность таежного типа, участие в составе спектров экзотов указывает на то, что климат времени распространения этой растительности был теплее и влажнее современного.

В долине р. Хут был изучен целый ряд разрезов эоплейстоценового аллювия. Под речными отложениями эоплейстоцена здесь залегают неогеновый аллювий. Причем отделить один от другого довольно сложно. Но в целом эоплейстоценовый аллювий имеет более глинистый состав и спорово-пыльцевые спектры, характеризующие менее благоприятные условия произрастания растительности.

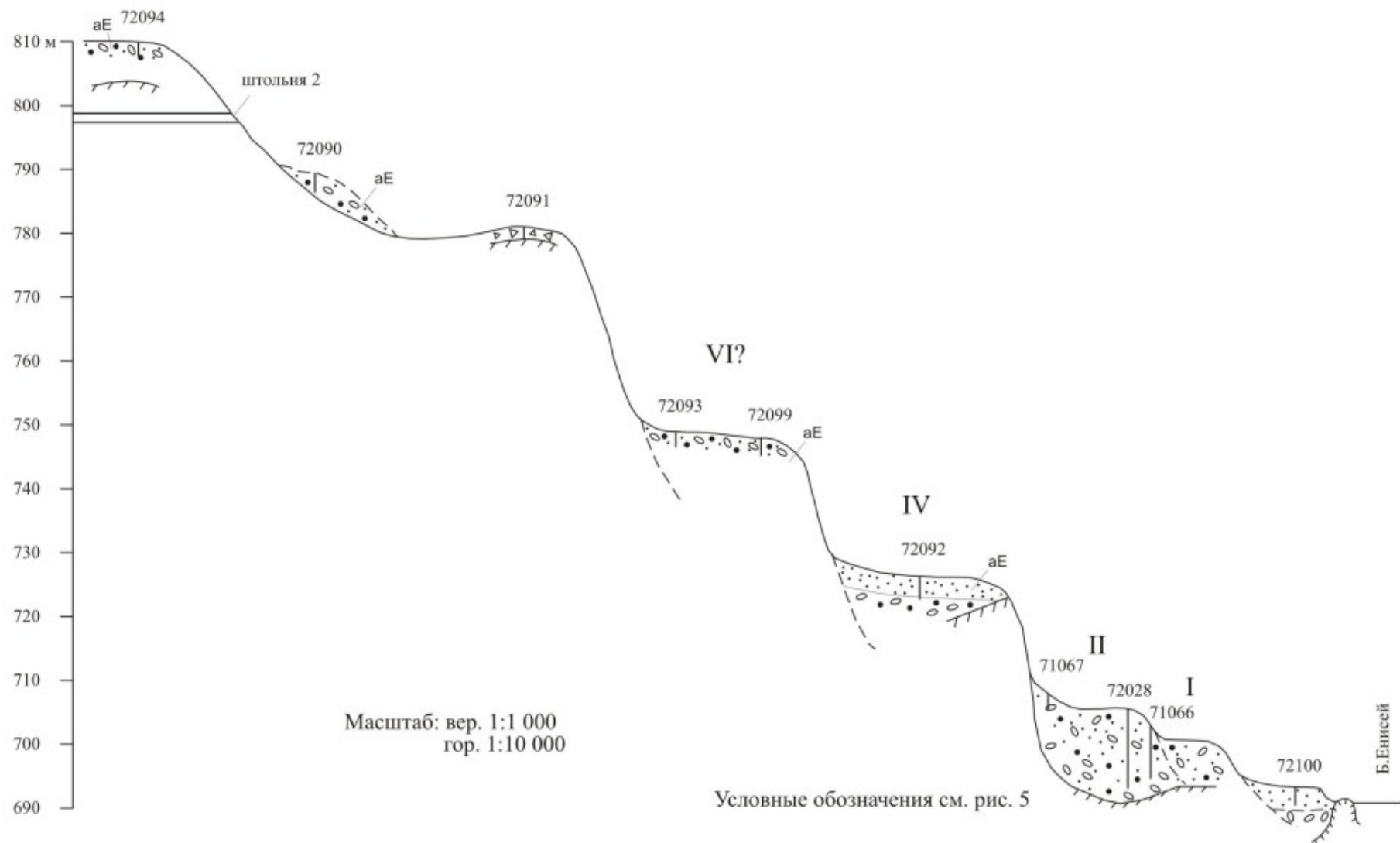


Рис. 6. Обобщенный геолого-геоморфологический профиль правого склона р. Бол. Енисей в приустьевой части р. Уюк.

Аллювиальные и пролювиальные отложения (a,pE) залегают на бортах котловин, выполняя широкие долинообразные понижения. Представлены они в основном неяснослоистыми глинами, супесями с редкими гравием, гальками и щебнем коричневого, красновато-коричневого, реже желтого и оранжевого цветов вскрытой мощностью до 2,5 м. Залегают они на эоплейстоценовом (оп. обн. № 28) или плиоценовом аллювии (оп. обн. № 4). В составе тяжелой фракции из супесей опорного обнажения № 28 доминируют эпидот и ильменит при участии альмандина, лимонита, иногда – циркона и магнетита. Глинистая составляющая представлена гидрослюдами и карбонатами.

Из отложений этого же разреза выделены спорово-пыльцевые спектры с преобладанием древесной группы растений (83,0–65,0 %). Состав древесных растений однообразен, доминируют представители рода *Pinus*, близкие современным *Pinus sibirica* (до 20 %), *P. silvestris* (до 14 %) и древние сосны *P. subgen. Haploxylon*, в частности *P. cembraeformis* (до 30 %), *P. subgen. Diploxylon* (до 15 %). Постоянно присутствует пыльца *Picea*, *Abies*. Также отмечена мелкая пыльца *Pinaceae* с «черными» мешками. Присутствие такой пыльцы говорит о процессе лимонитизации, что, видимо, указывает на обилие влаги в почве и ее интенсивное прогревание. Наличие подобной пыльцы отмечают для нижнего уровня эоплейстоценовых красноцветов юга Восточной Сибири [42]. Травянистые растения немногочисленны (до 12 %) и представлены пыльцой *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Ranunculaceae*, *Polygonaceae*, *Iridaceae*, *Ephedra*. Среди споровых растений (встречаемость до 25,0 %) чаще всего отмечены споры *Selaginella sanguinolenta*. В целом это те же таежные спектры с экзотическими соснами, которые характерны для эоплейстоцена.

На правом берегу р. Стерлиг в овраге в 4,3 км выше устья (оп. обн. № 28) аллювиально-пролювиальные отложения содержат многочисленные раковины *Lymnaea (Radix) peregra* (Müller), *Pupilla muscorum* L., *Vallonia pulchella* (Müller), *Succinea putris* L., *Cochlicopa lubrica* (Müller), *Euconulus fulvus* (Müller) широкого экологического и возрастного диапазона (определения Г. Ю. Ямских).

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Включает аллювиальные отложения верхних частей разреза высоких и средних террас, корелятные им озерные и ледниковые осадки.

Среднее звено

Ледниковые отложения (gII) выделены вслед за В. А. Поповым (2003 г.) на одном небольшом участке у северной рамки листа. По данным этого автора представлены они суглинисто-древянными отложениями с галькой, валунами, щебнем. Их мощность – до 10 м.

Аллювиальные отложения четвертой надпойменной террасы (a⁴II) приурочены к надпойменной террасе относительной высотой до 45 м. Изучены они на правом берегу р. Бол. Енисей в приустьевой части руч. Актыкташ несколькими канавами. Здесь отложения данного стратогена погребены под эоловыми и склоновыми образованиями общей мощностью 4,4 м и залегают на эоплейстоценовых аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложениях. Представлены грубослоистыми песчано-гравийно-галечно-валунными отложениями мощностью до 9,1 м с выветрелыми валунами гранитов. По данным полного литологического анализа в составе тяжелой фракции абсолютно доминирует эпидот при участии ильменита, роговой обманки, ромбических пироксенов, иногда – магнетита. Глинистая составляющая представлена в основном гидрослюдами.

Спорово-пыльцевые спектры однотипны и характеризуются высоким содержанием древесной группы растений (до 90,0 %). Доминирует кедр (до 67,0 %), также значительную роль в составе спектров играет ель (до 30,0 %). Постоянно встречается пыльца пихты, сосны, березы. Среди трав отмечены представители *Asteraceae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Valerianaceae*. В составе споровых растений присутствуют *Polypodiaceae*, *Sphagnum*, *Lycopodium*, *Selaginella sanguinolenta*. Выделенные спектры характеризуют темнохвойную таежную растительность.

Кроме спор и пыльцы здесь постоянно встречаются створки диатомовых водорослей одного из видов *Fragilaria*.

Нерасчлененные аллювиальные отложения (aII) выделены в погребенном состоянии в верховьях р. Ожу, где залегают на эоплейстоценовом аллювии и перекрываются верхнеэоплейстоценовым аллювием. Представлены они, по данным С. Г. Прудникова [82], валунными галечниками с песчаным и суглинистым заполнителями до 12,0 м мощностью.

Верхнее звено

Аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы ($\alpha^3\text{III}$) относительной высотой 20–30 м представлены валунно-галечными и галечными отложениями, реже – песчаными и суглинистыми отложениями этого стратогена, слагающими террасы относительной высотой 20–30 м. Наиболее изучены на правом и левом берегах р. Бол. Енисей в приустьевой части р. Уюк и руч. Атакшил. Здесь в опорных обнажениях № 56 и 75 вскрываются валунно-галечные и галечные отложения мощностью 5–7 м. По данным полного литологического анализа в составе тяжелой фракции этих разрезов доминируют магнетит и оливин при участии ромбических пироксенов, иногда – роговой обманки, ильменита и эпидота. Глинистая составляющая представлена гидрослюдами, в основании разрезов – при равном участии каолинита. Это еще раз подтверждает сложное строение террас и разновозрастность аллювия, их слагающего. По заключению Т. Г. Прошиной спорово-пыльцевые спектры по разрезу характеризуют лесостепные условия с переходом вверх к опустыненным степям [88]. Скорее всего, это связано с усилением континентальности и аридизации климата. Только по этому разрезу пыльца эфедры встречается в таком большом количестве, и, по видимому, аридизация и континентальность климата достигают максимума при формировании галечников верхней (глубина 1,0 м) части разреза. Возможно, именно с этой частью разреза можно коррелировать моренные отложения Башхемского оледенения, оставившего грядово-бугристый рельеф в верховьях р. Ожу.

Спектры другого типа были получены из осадков, изученных в опорном обнажении № 31 на левом берегу р. Бол. Енисей в приустьевой части руч. Атакшил. В уступе цокольной террасы высотой 20 м вскрывается разрез мощностью 10 м, представленный в нижней части (интервал 10,0–3,0 м) песчано-гравийно-галечно-валунными отложениями, которые перекрыты золотыми серовато-коричневыми мелкозернистыми песками. По заключению Т. Г. Прошиной, в интервале 10,0–3,0 м выделены однотипные спорово-пыльцевые спектры, характеризующиеся преобладанием в общем составе древесной группы растений (76,0–91,0 %). Доминируют темнохвойные породы (кедр, ель, пихта), присутствует в небольшом количестве пыльца березы. Травы немногочисленны: *Asteraceae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*. Среди споровых растений, содержание которых составляет от 13,0 до 30,0 %, многочисленны споры папоротников семейства *Polypodiaceae*, различных плаунов, *Sphagnum*. Несмотря на достаточное однообразие спектров, вверх по разрезу наблюдается некоторое изменение соотношения видов внутри древесной группы растений. Если в нижней части галечников пыльца кедра, ели и пихты содержится в примерно равных количествах, то с глубины 6,5 м содержание пыльцы ели и пихты сокращается. Это говорит об уменьшении влажности климата. В целом обилие пыльцы пихты и ели в составе древесных растений указывает на наиболее оптимальные климатические условия неоплейстоцена во время формирования галечников, вскрытых в опорном обнажении № 65.

Озерные отложения ($l^2\text{III}$) выделены в пределах краевой части Тоджинской котловины в низовьях рек Сейба и Сибирячка. В опорном обнажении № 10 представлены песком мелкозернистым полимиктовым светло-коричневым с прослоями мучнистого алеврита беловато-желтого цвета видимой мощностью более 9,0 м. По данным полного литологического анализа тяжелая фракция в верхней части разреза в основном представлена магнетитом с участием ромбических пироксенов, менее – оливина и роговой обманки. Глинистая фракция сложена в основном гидрослюдами. Ниже доминируют ильменит и магнетит с участием пироксенов и эпидота. В спорово-пыльцевых спектрах из нижних песчаных алевритов выделен спектр с преобладанием травянистой группы растений (69 %), представленной главным образом семейством *Asteraceae*. В небольшом количестве отмечена пыльца *Gramineae*, *Polygonaceae*, *Artemisia*, *Caryophyllaceae*, *Geraniaceae*, *Ericaceae*, *Rosaceae*. Состав древесных пород однотипен – это пыльца кедра, ели, редко – сосны, пихты, березы. В составе споровых растений участвуют только папоротники *Polypodiaceae* и *Ophioglossaceae*. Возможно, спорово-пыльцевой спектр характеризует луговую степь с небольшими участками, занятыми лесом. Выше по разрезу при формировании мелкозернистых полимиктовых песков облесенность территории увеличилась. Роль древесных растений возросла до 59 %, среди них уменьшилось содержание пыльцы ели и увеличилось пыльцы березы. Значение травянистых растений сократилось, но все-таки еще достаточно высокое (36 %). Видовой состав группы тот же, что и в вышеописанном спектре, только отсутствует пыльца *Asteraceae*. Выделенный спектр – лесостепного типа. За время формирования изученного интервала растительность претерпела несущественные изменения (луговая степь–лесостепь), по-видимому, изменение климата произошло в сторону некоторого увлажнения и потепления.

В пределах Турано-Уюкской котловины озерные отложения этого возраста выделяются в погребенном состоянии под пойменными и русловыми отложениями р. Уюк. Залегают они на эоплейстоценовом лимнии и представлены по разрезам скв. 60–63 [62] слоистыми суглинками,

супесями с прослоями песков и галечников, часто мерзлыми, мощностью 2,2–17,5 м. По спорово-пыльцевым спектрам, выделенным из озерных отложений, вскрытых скв. 63, палинолог Т. Н. Шохина реконструирует степные ландшафты с западинами, покрытыми зелеными мхами в условиях климата, отличающегося аридностью [62]. Отсюда же были выделены обломки раковин пеллеципод и гастропод, а также остракоды *Ilyocypris* ex gr. *gibba* (Ramdohr) в количестве более 100 экз. (определения З. И. Холодовой). По заключению диатомиста Л. А. Вязовкина, озерные отложения, вскрытые скв. 34, содержат переотложенные морские палеогеновые формы, а также обломки пресноводных и пресноводно-солончатых видов: *Pinnularia borealis* Her., *Navicula radiosa* Kutz., имеющих возраст не древнее неогена [62].

Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы (a²III) относительной высотой 10–20 м выделены в долине р. Бол. Енисей на участках слабых относительных поднятий. Это приустьевые части рек Улуг-О, Хуннуг, Уюк и Бегреда. Они изучены наиболее детально в приустьевой части р. Уюк, где был пройден профиль картировочных шурфов. Здесь в опорном обнажении № 52 вскрываются слоистые галечники, валунно- и гравийно-галечники, в верхней части разреза – карбонатизированные, мощностью до 12,0 м. Из этих отложений выделены спорово-пыльцевые спектры, в общем составе которых внизу преобладает пыльца древесных растений (50–78 %). Главным образом, это пыльца рода *Pinus*, единично отмечена пыльца *Picea*, *Betula*. Травянистые (22–28 %) представлены пыльцой *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Ephedra*, *Umbelliferae*, *Ranunculaceae*, *Polygonaceae*, *Geraniaceae* и споровые растения (2–37 %) – в основном это споры плауна *Selaginella sanguinolenta* и папоротников семейства *Polypodiaceae*, увеличиваются в количестве вверх по разрезу. По заключению Т. Г. Прошиной, в целом за время отложения галечников ландшафт от таежного изменился на лесостепной [88].

Нерасчлененный аллювий (aIII) выделен в верховьях р. Ожу, где находится в погребенном состоянии под голоценовым аллювием. Представлен он, по данным С. Г. Прудникова [43], валунными галечниками с песчаным и суглинистым заполнителями до 15,0 м мощностью. Залегает на нерасчлененном аллювии среднего звена неоплейстоцена.

Ледниковые отложения Баишемского оледенения (gIII) выделены в верховьях р. Ожу, где слагают гряды и валы, тянущиеся от каров на расстояние нескольких километров. Видимая мощность супесей и суглинков с галькой, дресвой, щебнем и глыбами отложений достигает 20 м.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН–ГОЛОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Озерные отложения (I¹III–Н) выделены в низовьях рек Сибирячка и Сейба. Представлены они в опорном обнажении № 16 слоистыми песками, супесями, глинами с прослоями песчано-гравийно-галечных отложений мощностью более 5,5 м. В составе тяжелой фракции, по данным полного литологического анализа, доминируют в основании разреза эпидот, роговая обманка, ромбические пироксены при участии магнетита, лимонита, выше начинают превалировать лимонит, ильменит при участии эпидота, редко – альмандин. Глинистая фракция в основном представлена гидрослюдами. В спорово-пыльцевых спектрах, по заключению Т. Г. Прошиной, из песков основания разреза отмечено близкое содержание споровых и древесных растений (46 и 48 % соответственно). Пыльца трав единична. Видовой состав споровых растений представлен спорами *Polypodiaceae*, *Sphagnum*, *Lycopodium dubium*, *L. annotinum*, *Selaginella sanguinolenta*, *S. selaginoides*. Среди древесных растений преобладает пыльца кедра, присутствует в небольшом количестве пыльца ели, сосны, карликовой березки. Выделенный спорово-пыльцевой спектр характеризует лесотундровую растительность. Климат во время осадконакопления интервала 5,5–4,2 м был холоднее современного (в поверхностной пробе выделен горно-таежный спорово-пыльцевой спектр).

Во время формирования осадков в интервале 4,2–1,2 м происходит дальнейшее ухудшение климатической обстановки, на что указывают выделенные однотипные спорово-пыльцевые спектры с преобладанием в общем составе группы споровых растений. Видовой состав спектров аналогичен вышеописанному спектру. В это время существовала тундровая растительность с редкими участками лесной растительности. Накопление верхних супесей (интервал 1,2–0,8 м) шло в наиболее холодной обстановке одного из этапов голоцена. Древесные и травянистые растения в составе спектров практически отсутствуют. Господствуют споровые растения: *Polypodiaceae*, *Sphagnum*, *Lycopodium dubium*, *L. alpinum*, *L. selago*, *Selaginella sanguinolenta*, *S. selaginoides*, *Botrychium*. Видимо, осадконакопление отложений, вскрытых в опорном обнажении № 16, происходило в условиях развития лесотундры, тундры. Климат этого времени был значительно холоднее современного.

По заключению Т. Г. Прошиной, возраст формирования отложений, вскрытых этим разре-

зом, можно отнести к верхнему неоплейстоцену. Верхняя часть разреза принадлежит голоцену. Об этом свидетельствуют литературные данные изучения этих же озерных отложений в приустьевой части р. Сибирячка. Здесь в разрезе мощностью около 5,0 м вскрываются переслаивающиеся глины, суглинки, супеси, пески. Из погребенной почвы на глубине 1,6 м была получена датировка радиоуглеродным методом $1,220 \pm 70$ тыс. лет (Beta-107352) [2].

Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы ($a^{III}-H$) слагают террасу относительной высотой 5–10 м в долине р. Бол. Енисей и его притоков. Представлены галечниками и валунно-галечниками, реже – песками, супесями и суглинками мощностью до 5,0 м. В узких долинах и ниже по течению от разрушающихся скальных обнажений в разрезе отложений принимает участие неокатанный материал. Наиболее типичный разрез изучен на правом берегу р. Бол. Енисей в 1,4 км выше устья р. Хут в опорном обнажении № 20, где в основании залегают песчано-гравийно-галечно-валунные отложения вскрытой мощностью 0,5 м, на них – пески полимиктовые тонко-, мелкозернистые желтовато-серые, красновато-коричневые мощностью до 1,5 м с линзовидными прослоями галечников. Завершают разрез террасы коричневые слоистые супеси, послойно обогащенные дресвой, щебнями, реже – глыбами в различных соотношениях мощностью до 3,5 м.

Галечники нижней части разреза, по заключению Т. Г. Прошиной, содержали единичный спорово-пыльцевой материал четвертичного облика. В вышележащих песках выделен тундровый спорово-пыльцевой спектр.

Выше по разрезу наблюдается изменение в составе спектров – преобладающая роль принадлежит группе древесных растений за счет пыльцы кедра и ели. Пик содержания пыльцы ели приходится на интервал 2,0 м. То есть во время формирования супесей климат был достаточно теплым и влажным, более мягким, чем современный. Таким образом, за время формирования отложений, вскрытых в опорном обнажении № 14 климат изменился от холодного влажного к теплому влажному.

Аллювиальные и пролювиальные отложения ($a,plII-H$) развиты достаточно широко, слагая борта и днища верховий долин рек и ручьев. Сложены галечниками, валунно-галечниками, песками, супесями и суглинками мощностью до 10,0 м.

ГОЛОЦЕН

Выделяются палюстринные, озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения.

Палюстринные отложения (pH) показаны в низовьях долины р. Сейба, где занимают достаточно большую площадь (до 3,5 км²) на поверхности озерно-речных отложений голоцена. Предполагается, что сложены они серыми суглинками с торфом мощностью до 5,0 м.

Озерно-аллювиальные отложения (laH) выделены в низовьях р. Сейба и в Турано-Уюкской котловине. В низовьях р. Сейба они представлены слоистыми глинами, суглинками и супесями, мощностью более 2,0 м. В районе пос. Суш они были перебурены опорными скв. 29 и 30, которые вскрыли суглинки, супеси, супеси и пески с плохо- и среднеокатанными гальками и гравием мощностью до 2,8 м [62].

Разрез с озерно-аллювиальными отложениями был изучен также в долине р. Ожу в приустьевой части руч. Камыксал. Здесь в опорном обнажении № 30 вскрыты косослоистые полимиктовые разнозернистые пески мощностью до 1,0 м с лесостепным спорово-пыльцевым спектром (определения Т. Г. Прошиной). По данным полного литологического анализа тяжелая фракция песков представлена лимонитом с участием ильменита, замечен циркон, лейкоксен. Глинистая составляющая (4,12 %) представлена в основном гидрослюдами.

Аллювиальные образования (aH) показаны по рекам Ожу, Хут, Сейба, Бол. Енисей, Уюк. Первые три реки характеризуются своеобразием аллювия, связанным со спецификой его отложения в условиях блуждания русел по широкому днищу долин. Это обусловлено подпором их стока воздымающимися неотектоническими блоками по зонам разломов в нижних течениях. Для них характерен существенно галечниковый состав с примесью валунов, реже встречаются грубозернистые пески, гравий, супеси. Мощность отложений, видимо, не превышает 5 м.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

К ним относятся солифлюкционные, коллювиальные, элювиальные, пролювиальные и делювиальные, десерпционные и солифлюкционные, делювиальные и солифлюкционные, коллювиальные и делювиальные, элювиальные и солифлюкционные, элювиальные и делювиальные образования, которые показаны только на карте неоген–четвертичных образований. Этот комплекс склоновых и водораздельных отложений широко развит в пределах площади листа. Вре-

мя формирования их условно принимается всем кварталом.

Солифлюкционные отложения (s) развиты на пологих водоразделах и их склонах, обычно на абсолютных отметках более 1 700 м. Широкое развитие прерывистой и островной многолетней мерзлоты на территории листа благоприятствует солифлюкционным процессам. Представлены они суглинками, супесями и глинами со щебнем, глыбами и дресвой мощностью до 5 м.

Коллювиальные отложения (c) мощностью до 30 м развиты на крутых (более 50–80°) склонах и их подножиях. В составе преобладают глыбы, щебень и дресва. Мощность до 30 м.

Выделяется следующие разновидности коллювия: коллювий сейсмогенный и коллювий каменных глетчеров.

Коллювий сейсмогенный (c_s) показан на правом берегу р. Бол. Енисей в приустьевой части р. Хут и на левом берегу р. Бол. Енисей 1 км ниже устья р. Мал. Бус. Здесь же, немного ниже по течению, показан немасштабным знаком сейсмооползень. Очевидно, что сейсмогенные осыпи, обвалы и оползни гораздо шире распространены в пределах территории листа, но они с трудом поддаются картированию. В литературе есть указания на возможность существования в низовьях р. Красной гигантских оползней объемом в 1,0 км³, которые обуславливали существование средне-позднеплейстоценового и позднеплейстоцен–голоценового озер, оставивших песчаные осадки в рельефе до 1 000 м абсолютной высоты и более – в пределах Тоджинской котловины [2]. Сейсмообвальный коллювий обычно состоит из хаотически нагроможденных крупных глыб и более мелких щебней и дресвы между ними. Мощность сеймоколлювия вероятно не превышает 20 м.

Коллювий каменных глетчеров (c_g) начал выделяться в последнее время работами А. П. Горбунова [16, 17, 18], А. А. Галанина [8]. Представлен он льдистыми щебнисто-глыбовыми потоками мощностью до 30 м. Развит он в долинах ручьев на склонах хребтов Таскыл и Хертеш-Тайга.

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 5,0 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.

Десерпционные и солифлюкционные (dr,s) отложения развиты на умеренно крутых (10–20°) склонах, отличаются преобладанием щебнисто-глыбового материала над суглинисто-супесчаным материалом. Мощность их увеличивается вниз по склону от 1–2 до 10 м. К этим же отложениям относятся каменные реки – курумы, развитые большей частью в гольцовой зоне.

Делювиальные и солифлюкционные (d,s) образования 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 (c,d) осадки слагают склоны крутизной 30–50°. Сложены они суглинками со щебнем, дресвой и глыбами мощностью 2–10 м. В их составе участвуют также супеси.

Элювиальные и солифлюкционные (e,s) щебни и суглинки мощностью до 5 м приурочены к юго-восточной части листа, где развиты на выположенных водоразделах высотой более 1 600 м.

Элювиальные и делювиальные (e,d) глыбы, щебень, дресва, супеси и суглинки мощностью до 5 м слагают пологие склоны водоразделов крутизной 5–15°.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНАЯ

Кроме мел–палеогеновых кор выветривания, которые можно отнести к главному этапу корообразования, выделяются еще молодые **коры выветривания (Q)**, которые по возрасту можно соотнести с процессом современного почвообразования. Представлены они в основном карбонатными минералами с примесью гипса. Практически во всех изученных разрезах неоген–четвертичных образований на площади наблюдались процессы карбонатизации с тенденцией увеличения мощности в зависимости от удревнения разрезов. Карбонатные коры наблюдались в опорных обнажениях № 52, 61, по левому склону долины р. Мынас, в приустьевой части р. Уюк, и др., где их мощность составляла 0,2–11,0 м. В современных степях и лесостепях наблюдались разрезы, где процесс карбонатизации привел к формированию калькретов и каличе (оп. обн. № 61) и на левом склоне долины р. Мынас. Возраст коры принят четвертичным на

основании приуроченности ее к неоген–четвертичным образованиям.



ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Площадь расположена в Алтае-Саянской складчатой области (АССО) в зоне сочленения структур двух разновозрастных складчатых систем: Западно-Саянской и Восточно-Тувинской. В результате на площади листа оказались пространственно совмещены разновозрастные комплексы пород, сформированные в различных геоструктурных обстановках. В становлении и размещении интрузивных образований, занимающих около 20 % площади, большую роль играют зоны разрывных нарушений, особенно субширотный Хемчикско-Азасский взброс, к которому приурочен крупный плутонический Ожинский массив таннуольского комплекса и ряд мелких массивов кызыкчадрского комплекса.

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Иджимский габбро-гипербазитовый комплекс. К комплексу отнесены породы ультрабазитовой и габброидных зон разреза Куртушибинского офиолитового пояса Кызыр-Бурлюкского массива (1) [20]. Вслед за Н. Л. Добрецовым (1974, 1977 гг.) и другими авторами [20] мы исходим из парагенетического единства реститовых гипербазитов, магматических габброидов и вулканитов коярдской толщи, образующих согласно кумулятивной модели единый «субслоистый» комплекс океанической коры. Габброиды залегают на гипербазитах и при этом могут иметь с ними интрузивное соотношение.

Зона ультрабазитов ($\Sigma RF_3?id$). Сюда отнесены серпентиниты в основном апогарцбургитовые, аподунитовые с единичными обособлениями в поля верлитов (пикритов, меймечитов?) и лерцолитов. Эти породы и являются одной из составных частей Куртушибинского офиолитового пояса, незначительный фрагмент которого проходит через северо-западный угол листа. Ими сложены, судя по характеру интенсивных (до 500–1 000 нТл) магнитных аномалий (поверхностных и близповерхностных), протрузии, вытянутые (3–10 км) вдоль разломных зон надвигового типа. Ширина тел колеблется от 300 до 1 000 м. Имеют место и небольшие (1 000–1 400 м на 200–400 м) овальные тела, либо узкие (200–300 м на 2–3 км) протяженные приразломные клиновидные пластины. Контакты протрузий постоянно сопровождаются незначительными (первые метры) зонками серпентинит-полимиктового меланжа, имеющего значительное распространение в Куртушибинском ОП вплоть до линз шириной 300–400 м и протяженностью 8–20 км вдоль основных зон надвигов. Крупные зоны меланжа включают в себя многочисленные блоки и обломки пород рамы: metabазиты, сланцы, кварциты, габброиды. Характерной особенностью протрузий является практически полное отсутствие габброидов. Подавляющее большинство наблюдаемых протрузий сложено серпентинитами, среди которых по химическому составу выделяются дуниты, гарцбургиты с заметным преобладанием последних. В единичных случаях встречены лерцолиты, верлиты. И только в наиболее крупных протрузиях встречаются участки с реликтами минералов и структур, по которым можно с разной степенью достоверности восстановить первичный минерально-петрографический состав пород. В этом случае определены аподуниты и апогарцбургиты.

Аподуниты – черные с зеленоватым оттенком породы, сложенные оливином (85–90 %) и энстатитом (6–10 %). По составу оливин относится к почти чистому форстериту. Зерна его бесцветны, не имеют трещин спайности. Наблюдается замещение оливина двумя разновидностями серпентина: поперечно-волокнистым хризотилом и пластинчато-волокнистым бесцветным антигоритом. Такая особенность серпентинизации обуславливает четко выраженную петельчатую, а иногда и решетчатую структуру породы. Энстатит присутствует в небольших количествах и представлен крупными таблитчатыми бесцветными тонкосдвойникованными зернами. Из рудных встречен хромит, который замещается магнетитом.

Апогарцбургиты встречаются намного чаще, чем аподуниты, однако свежие разности их

также редки, а степень серпентинизации также различна (до 100 %). В реликтовых участках наблюдается оливин (60–80 %). Ортопироксен представлен бесцветными зернами различной величины с хорошо выраженной спайностью. По своим оптическим свойствам отвечает энстатиту. В массе серпентинита довольно часто встречаются скопления магнетита.

Среди широко развитых аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов по минеральному составу различаются лизардитовые, хризотилитовые, антигоритовые и смешанные разновидности.

По химическому составу гипербазиты дунит-гарцбургитового ряда являются низкощелочными ($\text{Na}_2\text{O} - 0,3 \%$, $\text{K}_2\text{O} - 0,009 \%$ – среднее по 18 пробам) натровой серии, низкой глиноземистости ($\text{Al}=1,1$), высокожелезистые ($K_{\text{фр}}=21,3$), имеют высокое отношение M/F (9–12), низкое содержание TiO_2 (0,01–0,23 %), CaO (до 1,47 %) и Al_2O_3 (до 1,47 %).

Гипербазиты этого ряда относятся к альпинотипным, мантийным, практически лишенным редкометаллических и редкоземельных элементов, и представляют собой совместно с толеитовыми базальтами коярдской, макаровской и орешской толщ и карбонатно-кремнистыми породами макаровской и орешской толщ одну из составляющих офиолитовой триады.

По данным полуколичественного спектрального анализа серпентиниты и серпентинизированные ультрабазиты характеризуются слабопониженным или близким к породному кларковому содержанию Cr . Они обогащены Sn , V , Zn , Sr и характеризуются высокими содержаниями Mn (120–640 г/т), Ni (160–550 г/т) и Co (8–34 г/т).

Серпентиниты имеют двухмодальные кривые плотностных и магнитных свойств. Соответственно: $\delta=2,68 \text{ г/см}^2$ и $2,82 \text{ г/см}^2$, $\chi=10 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и $>1 \ 000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, что указывает на практически полное отсутствие неизмененных гипербазитов. Все протрузии серпентинитов фиксируются локальными магнитными аномалиями интенсивностью от 500 до $<3 \ 500$ нТл, в большинстве северо-восточного простирания, совпадающего с простиранием Куртушибинской надвиговой зоны, с падением, судя по магнитным градиентам, на северо-запад. Величина поля зависит от степени серпентинизации пород. В пределах слабо серпентинизированных ядер дунит-гарцбургитового состава она колеблется в пределах от +400 до +2 000 нТл, в зоне серпентинитов – от +2 500 до +3 000 нТл за счет образования магнетита в процессе серпентинизации. Радиоактивность гипербазитов – 3–6 мкР/ч. Плотность дунитов и гарцбургитов колеблется от 2,91 до 3,25 г/см³. Серпентиниты имеют плотность 2,6–2,7 г/см³.

Зона габброидов (vRF₃?id) представлена в одном цельном массиве, фрагмент Кызыр-Бурлюкского массива (1) по В. А. Попову [20], в котором встречены: амфиболитизированные габбро и редко клинопироксениты, лейкогаббро, диориты. Этими породами сложена в Куртушибинском ОП узкая (3–6 км) тектоническая пластина, весьма протяженная вдоль надвиговой зоны (18 км в пределах листа), прослеженная в разное время далеко на северо-восток [20] и на юго-запад [10], которая надвинута на ончанскую свиту среднего–позднего кембрия, и пронизана множеством протрузий серпентинитов. Границы ее с коярдской толщей интрузивные, а вдоль надвигов сопровождаются узкими (0,1–0,8 м) протяженными (до 25 км и более) зонками серпентинитового полимиктового меланжа. Серпентинитовые протрузии также сопровождаются узкими (первые метры) зонками серпентинитового полимиктового приконтактного меланжа. С гипербазитами ультрамафитовой зоны габброиды имеют также интрузивный контакт [20].

Минеральный состав и структура габброидов отличаются однообразием: структура в основном аллотриоморфнозернистая, сложены они раскисленным плагиоклазом (олигоклаз-андезин – 45–75 %) и клинопироксеном (диопсид-авгит – 20–40 %). По ним развиваются вторичные: актинолит, карбонат, клиноцоизит, хлорит, серицит, альбит. Габброиды бедны аксессуориями, очень редко встречаются апатит, сфен.

Габброиды характеризуются стандартно натровой щелочностью, умеренной глиноземистостью ($\text{Al}=0,82$), высокой железистостью ($K_{\text{фр}}=54,2$), высокой магнезиальностью ($\text{MgO}_{\text{ср}} - 8,2 \%$), низкой титанистостью ($\text{TiO}_{2\text{ср}} - 0,66 \%$) закономерным увеличением железистости темноцветных минералов по мере уменьшения магнезиальности пород.

Габброиды иджимского комплекса в основном группируются в поле нормальнощелочных габбро с четким уклоном в сторону низкощелочных пород (пикродолериты, пироксениты-горнблендиты), в отличие от базальтоидов коярдской, макаровской и орешской толщ, которые большей частью расположены в зоне умереннощелочных пород с некоторым уклоном в сторону умереннощелочных и щелочных пикробазальтов (макаровская толща). Существенно отличаются габброиды от гипербазитов по содержанию группы железа – Ti , Cr , Ni , Co (соответственно в %): габброиды – 0,66, 0,09, 0,04, 0,03; гипербазиты – 0,4, 0,35, 0,16, 0,015 [20].

Габброиды обладают очень низкими значениями остаточной и индуктивной намагниченности и относятся к группе практически немагнитных пород. Плотность варьирует от 2,65 до 2,99 г/см³ при средних значениях – 2,92 г/см³. Гамма-активность пород находится в пределах 6–

8 мкР/ч. По данным аэромагнитной съемки поля развития габброидов создают спокойные магнитные поля с интенсивностью ΔT_a от +300 до +1 500 нТл.

По геохимическим данным (полуколичественный спектральный анализ) габброиды комплекса характеризуются высокими показателями, по сравнению с породными кларковыми, содержаниями Cr – 22–350 г/т, а также Ni – 6,6–220 г/т и Co – 2,3–34 г/т. В, Zn, Sr, Mo и Mn присутствуют в содержаниях, близких к кларковым.

В силу небольших размеров тел и ограниченного распространения на МАКС породы комплекса практически не находят своего отражения. Редко по светлomu фототону наблюдаются фрагменты границ гипербазитовых тел.

С перидотитами преимущественно гарцбургитового ряда в зоне перехода нацело серпентинизированных и слабосерпентинизированных разностей связана хризотил-асбестовая минерализация. Для дунитов характерны рудопроявления хромитов и, вероятно, минерализация металлов платиновой группы. С зонами лиственизации по ультрабазитам и габброидам установлены повышенные содержания золота, а на юго-западном продолжении массива (за пределами площади) генетически связаны месторождения и проявления нефрита.

Западнее, на листе N-46-XXXIV иджимский комплекс перекрывается терешкинской свитой нижнего кембрия с фауной санаштыкгольского горизонта. Исходя из парагенезиса пород офиолитового комплекса, данных по позднерифейскому возрасту, входящих в комплекс базальтов коярдской толщи, иджимский комплекс условно датируется поздним рифеем. Исходя из парагенезиса пород офиолитового комплекса, данных по вендско-раннекембрийскому возрасту входящих в комплекс базальтов и карбонатно-кремнистых пород макаровской и орешской толщ [20] с учетом, что в коярдской толще отсутствуют гипербазиты и ее прорывают габброиды иджимского комплекса [20], которые также являются неотъемлемой составляющей офиолитовой ассоциации, возраст гипербазитов иджимского комплекса условно можно принять, как венд-раннекембрийский. Перемещение протрузий, вероятнее всего, было многоэтапным, начиная в период субдукции и повторяясь в коллизионные периоды.

СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Таннуольский плутонический габбро-диорит-гранитный комплекс как самостоятельный выделен В. А. Кузнецовым в 1946 г. при описании сложных интрузивных ассоциаций на хребте Восточный Танну-Ола. Комплексу посвящены многочисленные работы В. А. Кузнецова, Г. В. Пинуса и других исследователей. В пределах листа размещается крупный Ожинский массив гранитоидов комплекса. Конфигурация его характеризуется неправильной овальной формой (60×15 км), вытянутой в широтном направлении с наличием «залитов» вмещающих пород и провесов кровли. Собственно массив сформировал Ожинский выступ (9) складчатого основания салаирских структур, расположенный в зоне сочленения герцинского Центрально-Тувинского прогиба и салаирского Систигхемского прогиба. Выступ ограничен глубинными разломами: с севера Хемчикско-Азасским, с юга – Туранским. Помимо Ожинского массива, породы таннуольского комплекса слагают небольшие тела площадью до 5 км² на правом берегу р. Улуг-О.

Ожинский массив (2) представлен интрузивными образованиями двух фаз. *Первая фаза* – диориты, кварцевые диориты, реже – габбродиориты ($q\delta, \delta C_2 t_1$); *вторая* – плагиограниты, порфировидные плагиограниты, гранодиориты и тоналиты ($py, py\pi C_2 t_2$). Породы комплекса прорывают отложения туматтайгинской свиты венд-раннекембрийского возраста. Контактные изменения выражаются в образовании роговиков, реже – скарнов мощностью в десятки и сотни метров.

По геофизическим данным Ожинский массив сложнопостроенный. Форма его пластинообразная. Вертикальная мощность массива меняется от 2 км в северной его части и до 5 км – в центральной. Геологические границы массива на поверхности и его контур по геофизическим данным хорошо коррелируются. Терригенные породы «останцов кровли» и кислые породы в центральной части массива в целом создают отрицательную локальную гравитационную аномалию интенсивностью до 4–5 мГал. Граниты, плагиограниты с плотностью до 2,66 г/см³, практически немагнитные ($\chi=50 \cdot 10^{-5}$ СИ), гранодиориты и диориты с плотностью 2,68–2,84 г/см³, умеренно магнитны ($\chi=(140-1756) \cdot 10^{-5}$ СИ), $I_n=(89-683) \cdot 10^{-3}$ А/М. Интрузивные образования среднего состава фиксируются градиентным положительным магнитным полем интенсивностью до 1 000 нТл, положительными аномалиями остаточного поля силы тяжести до 2 мГал и низкими значениями МЭД (3–4 мкР/ч). По результатам моделирования основной объем данного массива слагают интрузивные породы кислого состава, над которыми наблюдаются

отрицательное магнитное поле интенсивностью до 200 нТл и повышенная радиоактивность (более 6 мкР/ч). Большинство аномалий, отвечающих гранодиоритам и диоритам, пространственно расположены на вершинах гор и хребтов, т. е. занимают наиболее высокие гипсометрические уровни относительно гранитов, что может свидетельствовать о незначительном эрозионном срезе массива [85].

Площадь развития пород массива отличается неудовлетворительной дешифрируемостью. Отмечаются только фрагменты дизъюнктивов. Поля гранитоидов отличаются светлым фототонном и наличием редкой характерной для интрузивов сеткой прототектонических трещин, иногда относительно мягкими очертаниями рельефа, плоскими водоразделами и куполовидными формами отдельных вершин.

Породы первой фазы Ожинского массива – диориты, кварцевые диориты, реже – габбродиориты, в основном, слагают внешнюю оторочку массива и распространены по площади массива в виде сближенных полос и разрозненных участков. Для пород первой фазы характерны явления гибридности и ассимиляции со всеми текстурными признаками этих процессов. Мелкие тела диоритов, кварцевых диоритов, шширообразные тела габбродиоритов встречаются в виде ксенолитов среди тоналитов, плагиогранитов II фазы. Диориты, кварцевые диориты между собой имеют постепенные переходы и отличаются по количеству кварца в породах. Диориты – существенно амфибол-плагиоклазовые породы с большими вариациями минерального состава. Отмечаются шширы, почти полностью состоящие из роговой обманки. Текстура массивная, часто – гнейсовидная, особенно в восточной части. Структура гипидиоморфнозернистая, неравномернозернистая. Состав: плагиоклаз (олигоклаз-андезин) – 30–60 %, роговая обманка – 20–35 % (редко – 50–70 %), биотит – 5–10 %, кварц – 0–5 %. Акцессорные: магнетит, апатит, сфен, циркон; вторичные – эпидот, хлорит, серицит, клиноцоизит, актинолит, пренит. Плагиоклаз в большинстве зерен серицитизирован, пелитизирован, в краевых частях зерен замещается альбитом. Роговая обманка обладает отчетливым идиоморфизмом и замещается хлоритом, эпидотом. Биотит хлоритизирован, эпидотизирован. Кварцевые диориты отличаются большим содержанием крупнозернистого, резко ксеноморфного кварца (5–30 %), количество других минералов составляет: плагиоклаз (андезин № 33–37) – 20–50 %, роговая обманка – 10–30 %, биотит – 5–10 %. В виде отдельных крупных зерен и мелкоагрегатных скоплений появляется калиевый полевой шпат – до 5 %.

Плагиограниты, тоналиты, гранодиориты и порфиоровидные плагиограниты второй фазы слагают центральную часть массива, а также в виде отдельного блока картируются на юго-восточном его окончании. Плагиограниты порфиоровидные обособлены в ядерной части массива с фациальными переходами к другим породам второй фазы. Плагиограниты прорывают диориты первой фазы. Непосредственно на контакте диориты пронизаны многочисленными апофизами, жилками плагиогранитов, аплитовидных гранитов, пегматитов. Часто в зоне контакта породы калишпатизированы. Плагиограниты – биотитовые светло-серые средне-крупнозернистые породы. Структура гипидиоморфнозернистая, текстура массивная. Состав: плагиоклаз (олигоклаз № 17) – 30–45 %, кварц – 25–30 %, роговая обманка – 5–10 %, микроклин – 0–7 %, биотит – 5–10 %. Акцессорные: апатит, циркон, сфен, ортит; вторичные: серицит, хлорит, эпидот. Плагиоклаз наблюдается в виде широких таблиц с зонарным строением. Кварц представлен двумя генерациями: крупнозернистый, неправильной формы, неравномерно распределенный и мелкозернистый, выполняющий межзерновое пространство. Роговая обманка таблитчатой, чаще неправильной формы. Микроклин в виде зерен неправильной формы часто образует ярко выраженные формы замещения плагиоклаза. Гранодиориты развиты в зонах калишпатизации по плагиогранитам и самостоятельных тел не образуют. Тоналиты отличаются от плагиогранитов меньшим содержанием кварца (до 20 %). Плагиограниты – порфиоровидные светло-серые средне-крупнозернистые породы, характеризующиеся выдержанностью минералогического состава, однородностью структур и текстур. Порфиоровидность их обусловлена выделениями калишпата размером 1–5 см и кварца – 0,6–1,5 см. Состав: плагиоклаз (олигоклаз) – 35–50 %, кварц – 30–35 %, микроклин – 5–25 %, биотит – 7–10 %, мусковит – 1–2 %. Акцессорные: апатит, циркон, ортит, рутил, топаз; вторичные: эпидот, хлорит, пелит. Олигоклаз зональный, шширокотаблитчатый с аутометасоматическим замещением его альбитом. Кварц встречается двух генераций: первая – крупные (1–6 мм) изометричные зерна или гломеропорфиоровые скопления размером до 1,5 см; вторая – в виде мелких выделений (0,1–0,3 мм), расположенных в межзерновом пространстве. Калиевый полевой шпат (микроклин) выполняет межзерновое пространство, а также образует ксеноморфные зерна размером от 0,6 до 3 мм. Жильные тела имеют сложное строение и состоят из трех разновидностей пород: аплитов, пегматитов, двуслюдяных гранитов, часто с зональным строением. Для жильной фации характерно присутствие граната.

В геохимическом отношении породы комплекса характеризуются следующими параметра-

ми. Спектр элементов и их концентрации характерны для каждой из выделенных разновидностей пород комплекса. Не обнаружены сурьма, кадмий, висмут, литий, торий, иттрий, бериллий. В единичных случаях присутствует серебро, олово, вольфрам, ниобий, германий, стронций. Все группы пород характеризуются одинаковым спектром элементов и отличаются лишь степенью концентрации. Плагииграниты и тоналиты отличаются очень низкими содержаниями (ниже породного кларка) меди (0,0005–0,001 %), цинка (0,003 %), марганца (0,015 %), кобальта (0,0001 %), никеля (0,0007 %), титана (0,03–0,1 %), редкой встречаемостью фосфора.

По химическому составу диориты первой фазы и гранитоиды второй фазы комплекса относятся к калиево-натриевой серии и нормальному подотряду с натровым уклоном с отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=3,0$, с более субщелочным уклоном для гранитоидов. Породы обеих фаз весьма и крайне высокоглиноземистые ($\text{Al}=1,42$ и $6,7$), высокожелезистые ($K_{\text{фр}}=59,7$ и $77,6$). Комплекс является типичным представителем гранитовой формации (палингенные граниты известково-щелочного ряда по Л. В. Таусону). По петрохимическим параметрам гранитоиды комплекса относятся к S-типу [27]. По совокупности признаков породы комплекса отнесены к диорит-тоналит-плагиигранитной формации (тоналитовые гранитоиды), формирование которой происходило в надсубдукционных условиях. С породами комплекса на площади парагенетически связаны гидротермальные медно-порфиновые, вольфрамовая и кварц-золоторудная минерализация.

Возраст комплекса определяется на основании следующих данных. Достоверно, по геологическим данным на площади, установлен доордовикский возраст плагиигранитов в западной части Ожинского массива, где базальный горизонт конгломератов узинской свиты систигхемской серии с размывом залегает на плагиигранитах комплекса и содержит их гальку. Нижняя граница устанавливается по прорыванию гранитоидами комплекса вулканогенно-осадочных отложений туматтайгинской свиты раннего кембрия с образованием роговиков, скарнов. Определения абсолютного возраста различных пород массива, проведенные предшественниками, характеризуются широким разбросом дат от 432 до 255 млн лет [56]. При проведении ГДП-200 получены следующие определения абсолютного возраста по U-Pb датированию кварцевых диоритов первой фазы – 509 ± 3 и $500,9 \pm 4,4$ млн лет (средний кембрий), плагиигранитов второй фазы – $503,7 \pm 4,0$, $496,5 \pm 3,2$ млн лет (средний–поздний кембрий) и по Rb-Sr датированию плагиигранитов второй фазы – 469 ± 51 , $458,4 \pm 2,8$, $478,5 \pm 2,9$, $471,2 \pm 2,8$ млн лет (ранний–средний ордовик). В рамках настоящей работы авторы придерживаются среднекембрийского возраста комплекса, принятого в серийной легенде.

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Кызыкчадрский плутонический габбро-диорит-гранитный комплекс впервые выделен на территории листа при проведении ГС-50 в 1977 г. [56]. Петротип комплекса – Кызыкчадрский интрузивный массив (3) площадью 38 км^2 , расположенный в южной части Ожинского плутона (2) гранитоидов таннуольского комплекса. Массив приурочен к зоне Туранского глубинного разлома, который ограничивает с юга Ожинский выступ. В плане массив имеет линзовидную форму, вытянутую в субширотном направлении.

Комплекс трехфазный. В составе массива петротипа отчетливо различаются две группы пород: одна – гипабиссального облика (породы первых двух фаз), вторая – субвулканического (третья фаза). *Первая фаза* представлена диоритами, кварцевыми монодиоритами, габбродиоритами, габбро-порфиридами, габбро ($\delta, \text{qu}, \delta, \nu \delta \text{C}_{2-3} \text{Kz}_1$); *вторая* – гранитами, гранодиоритами, аплитами ($\gamma \text{C}_{2-3} \text{Kz}_2$); *третья* – гранит-порфирами, кварцевыми гранит-порфирами, биотит-кварц-плагииоклазовыми и диоритовыми порфиридами ($\gamma \text{пC}_{2-3} \text{Kz}_3$). Породы первых двух фаз в виде небольших тел ($5\text{--}6 \text{ км}^2$) распространены по всей площади массива. Дайки, штоки третьей фазы сосредоточены в центре массива. Мелкие тела гранитоидов, относимые к кызыкчадрскому комплексу, выделены по восточной периферии Ожинского плутона, на левобережье р. Бол. Енисей.

Породы массива имеют интрузивные и тектонические контакты с венд–раннекембрийскими вулканогенно-осадочными образованиями туматтайгинской свиты и интрузивными породами таннуольского комплекса. Контактные изменения выражаются в слабом ороговиковании, скарнировании и хлоритизации вмещающих пород. Мощность зон изменения от 3–8 до 40 м.

Плотность гранитов и гранодиоритов – $2,5\text{--}2,6 \text{ г/см}^3$, диоритов – $2,83 \text{ г/см}^3$. Радиоактивность гранитов – $12\text{--}18 \text{ мкР/ч}$ (средняя – $14\text{--}15 \text{ мкР/ч}$), диоритов – $8\text{--}12 \text{ мкР/ч}$. Магнитные свойства диоритов и гранодиоритов: магнитная восприимчивость – $(52,3\text{--}193) \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$, остаточная намагниченность – $(25,4\text{--}108) \cdot 10^{-3} \text{ А/М}$. Выходы пород данного комплекса на правобережье

р. Бол. Енисей частично отражаются повышением магнитного поля на 50–150 нТл в крупномасштабной аэромагнитной съемке масштаба 1 : 25 000 и преимущественно низкими значениями МЭД. Группа интрузивных тел, расположенных в районе Ожинского выступа, не находит собственного отражения в магнитном поле. Здесь наблюдается отрицательное магнитное поле интенсивностью от 200 до 400 нТл, которое соответствует участкам совместного распространения интрузивных пород таннуольского и кызыкчадрского комплексов с вмещающими вулканогенно-осадочными образованиями.

Площадь развития пород массива в рельефе местности плохо выражена и практически не дешифрируется. Отмечаются только фрагменты дизъюнктивов.

Габбродиориты и диориты первой фазы – породы серо-зеленого цвета, среднезернистые с массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой в сочетании с микрографической структурой. Состав: плагиоклаз (андезин) – 40–55 %, роговая обманка – 35–45 %, кварц – 2–9 %, калиевый полевой шпат – 1–2 %, биотит – 0,5–1 %. Акцессорные: апатит, титаномагнетит, циркон, сфен. Габбро встречается в виде небольших ксенолитов в вышеописанных породах. Характерным для диоритов (и для комплекса в целом) является ряд кристаллизации: плагиоклаз–темноцветные–кварц и калиевый полевой шпат. Последние образуют микропегматиты – ксеноморфные зерна (0,1–0,2 мм) с характерными взаимопрорастаниями. Кварцевые монцодиориты отличаются розоватым оттенком, наличием монцонитовой структуры и порфиroidной текстурой. Состав: плагиоклаз (олигоклаз-андезин) – 40 %, роговая обманка – 25 %, микроклин-пертит – 15–20 %, кварц – 10–15 %, биотит – 5 %. Акцессорные: апатит, магнетит, ортит, циркон. Набор вторичных минералов характерен для всех пород фазы: сосюрит, хлорит, эпидот, актинолит, серицит.

Граниты второй фазы среднезернистые массивные, имеют следующий минеральный состав: плагиоклаз (олигоклаз-альбит) – 35–40 %, микроклин-пертит – 25–30 %, кварц – 30–35 %, биотит – 5–8 %, акцессорные (apatит, циркон, гематит, ортит, монацит) – 3–5 %, среди вторичных минералов появляются альбит, мусковит, хлорит, серицит. Для гранитов характерно наличие пертитов распада, альбитизация калиевого полевого шпата, мусковитизация биотита. Гранодиориты отличаются повышенным содержанием темноцветных минералов (роговая обманка, биотит) – до 15–18 %.

В порфиroidной серии третьей фазы выделяются две породные ассоциации: одна кислого состава (гранит-порфиры, кварцевые, кварц-плагиоклазовые и биотит-кварц-плагиоклазовые порфиры), вторая – среднего (плагиоклаз-роговообманковые диорит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры, андезитовые порфиры). Биотит-кварц-плагиоклазовые порфиры (дацитовые порфиры) имеют наибольшее распространение. Ими сложен шток (0,8×1,2 км) неправильной формы, удлинённый в северо-западном направлении и ряд мелких тел в поле гранитов и диоритов. Это плотные породы светло-серого, зеленовато-серого цвета с тонкозернистой кварц-полевошпатовой основной массой. Вкрапленники представлены биотитом (1–2 %), кварцем (1–3 %), плагиоклазом (5–10 %). Зерна кварца выделяются размерами (до 12 мм) и хорошими дипирамидальными формами. Породы второй группы (порфиры) пользуются незначительным распространением.

Охарактеризованные породы комплекса по минералогическому составу имеют много общего, включая акцессорные и рудные минералы. Подчеркивается это обязательным присутствием микропегматита и титаномагнетита в большей части пород интрузии.

По химическому составу породы комплекса можно отнести к формации малых интрузий гомодромного типа (по Ю. А. Кузнецову). Породы первой фазы – натрового ряда ($K=2,4$), высокоглиноземистые ($Al=1,27$), высокожелезистые ($K_{фр}=70,8$); второй фазы – натрокалиевого ряда ($K=0,01$), высокоглиноземистые ($Al=2,9$), высокожелезистые ($K_{фр}=71,2$); третьей фазы – калиевого ряда ($K=1,1$), высокоглиноземистые ($Al=3,8$), низкожелезистые ($K_{фр}=0,8$).

К геохимическим особенностям магматических образований комплекса [26] можно отнести следующее. В петрохимическом отношении среди пород комплекса преобладают магниезильные разновидности. Исключение составляют некоторые габбродиориты и диориты с повышенной железистостью, а также граниты второй фазы. Практически все породы относятся к известково-щелочным и щелочно-известковым. Породы основного и среднего состава преимущественно метаглиноземистые, кислые разности в большинстве плюмазитовые. Общей геохимической особенностью интрузивных пород комплекса является обогащенность крупноионными литофилами – элементами мобильными в геологических процессах и склонными к флюидопереносу (K, Cs, Rb, Ba, Pb, Sr) и U по отношению к высокозарядным элементам (Na, Ta, Zr, Hf, Ti) и легким РЗЭ (La, Ce, Nd). Такая структура распределения редких элементов является отличительной чертой субдукционного магматизма. Резкие отличия отмечаются по содержанию Y и величине отношения Sr/Y, в гипабиссальных разностях это отношение – 2–13, в порфиroidной серии – 31–133. В кислых разностях порфиroidной серии низкие содержания Y (6,38–7,35 мкг/г)

сочетаются с низкими содержаниями MnO (0,019–0,07 %), что является одним из критериев продуктивности порфировых интрузий.

Для гипабиссальных разностей в ряду кварцевые монцодиориты–лейкограниты отмечаются повышенные содержания крупноионных литофилов, причем в гранитах уровни содержаний с небольшим превышением положительных аномалий K, Rb, U, Pb. Отрицательные аномалии Ti, Nb, Ta свойственны всему породному ряду, но наиболее интенсивно они проявлены в гранитах, которым также свойственны отрицательные аномалии Sr и P, не выраженные в монцодиоритах. В содержании редкоземельных элементов также мало различий, сумма РЗЭ в кварцевых монцодиоритах – 102 мкг/г и гранитах – 121,48 мкг/г при одинаковой фракционированности РЗЭ ((La/Yb)_N=4,00–4,3) и заметном увеличении Eu-минимума (от 0,72 до 0,39).

В отличие от гипабиссальных пород в порфировой серии слабо выражен или отсутствует Eu-минимум (0,87–1,28). Меланократовые породы порфировой серии (габбродиорит- и диорит-порфириты) с содержанием MgO – 3,87–5,31 % наиболее обогащены (в мкг/г): Cr (42,5–141), Co (16,8–23,8), Ni (11,4–29,3), иногда Ba (до 1 160). Содержание РЗЭ низкое (75,23–85,65 мкг/г) с отчетливым отрицательным наклоном спектров распределения ((La/Yb)_N=5,04–5,89).

Кварцевые диорит-порфириты и тоналит-порфиры более обогащены РЗЭ (сумма – 114,35–121,43 мкг/г) с более фракционированной структурой распределения ((La/Yb)_N=7,02–9,82). Гранодиорит-порфиры с крупными выделениями калишпата характеризуются наиболее высокими содержаниями РЗЭ (сумма – 138,67 мкг/г) и наиболее крутым графиком распределения ((La/Yb)_N=50,12) за счет низкого содержания тяжелых РЗЭ. В отличие от них кварцевые порфиры имеют наиболее низкое содержание РЗЭ (сумма – 61,9–94,86 мкг/г) и менее фракционированную структуру распределения ((La/Yb)_N=9,72–23,6).

Учитывая важную особенность комплекса – его металлогеническую специализацию на медно-порфировое и золото-кварцевое оруденение, авторы считают необходимым остановиться на некоторых дискуссионных вопросах, таких как количество и состав фаз комплекса и его петротипа, возраст комплекса и его взаимоотношения с породами таннуольского комплекса.

По данным геологосъемочных и поисково-разведочных работ, в составе Кызыкчадрского массива [56, 91] условно выделялось пять фаз становления, соотношения которых следующее (в % от площади массива). К первой фазе отнесены габбродиориты и диориты (30 %), ко второй – кварцевые монцодиориты (10 %), к третьей – гранодиориты (5 %), к четвертой – граниты (45 %), к пятой – малые тела и дайки кислых и средних порфировых пород (10 %). В составе массива отчетливо различаются две группы пород: одна гипабиссального облика (породы первых четырех фаз), вторая – субвулканического (пятая фаза), что давало основание предполагать [91] их принадлежность к разным комплексам. Достоверно установлены следующие взаимоотношения между породами разных фаз. Диориты первой фазы прорываются гранодиоритами третьей и гранитами четвертой фаз. Дайки кислого и среднего состава прорывают граниты четвертой фазы. Интрузивные контакты между габбродиоритами первой и кварцевыми монцодиоритами второй фазы не наблюдались. Взаимоотношения гранодиоритов третьей фазы с породами более поздних фаз также не наблюдались. Приведенные материалы позволили другим исследователям [79] породы первых трех фаз считать фациями единой фазы. Ими выделяются три фазы: первая – существенно диоритовая, вторая – гранитная, третья – плагиогранит-порфировая. Данная точка зрения нашла свое отражение в принятой легенде для Западно-Саянской серии листов Госгеолкарты-200 второго издания (1997 г.) и в настоящей работе, где комплекс трехфазный.

Возраст комплекса точно не определен. Для различных пород Кызыкчадрского интрузива приводятся K-Ar возрасты с широким разбросом дат от 408 до 255 млн лет. В серийных легендах ГГК-200/2 и ГГК-1000/3 возраст Кызыкчадрского комплекса принят раннедевонским на основании прорывания гранитами осадочных отложений атчольской свиты силура. Однако на детальном геологоразведочном плане между атчольской свитой интрузивом показаны в основном тектонические границы. Достоверных данных прорывания гранитами осадочных отложений атчольской свиты силура нет. Там где наблюдаются контактовые изменения, это контакты с венд–раннекембрийскими вулканогенными отложениями туматтайгинской свиты. В приконтактовой зоне В. Н. Долговой [63] отмечались не отличимые от сланцев силура «кристаллические рассланцованные тuffы», которые вполне могут быть отнесены к туматтайгинской свите, а в отложениях силура вулканогенных отложений нет. Отнесение прорванных осадочных отложений к раннему силуру проблематично, т. к. единичная находка трудноопределимой фауны, которая не была подтверждена геологосъемочными и поисковыми работами, находится в тектоническом блоке, а возможно в «останце» силурийских отложений, пространственно удаленном от интрузивного контакта. При проведении ГДП-200 в результате совместной работы с Н. И. Гусевым (2014 г.), получены следующие определения абсолютного возраста по U-Pb да-

тированию для пород кызыкчадрского комплекса: граниты второй фазы – $514,1 \pm 3,5$ млн лет (ранний кембрий) и $507,8 \pm 6,7$ млн лет (средний кембрий); граниты из брекчий трубки взрыва – 507 ± 2 млн лет (средний кембрий); гранодиорит-порфир третьей фазы – 490 ± 4 млн лет (рубеж позднего кембрия и ордовика).

Данные о девонском возрасте кызыкчадрского комплекса не подтверждаются результатами U-Pb датирования по цирконам [24]. В то же время в литературе за кызыкчадрским комплексом закрепилось название «длинного ряда» раннедевонского возраста. Некоторые исследователи отмечают, что последняя, рудоносная фаза, представленная гранит-порфирами, меняет общую последовательность становления комплекса на антидромную. Они даже предполагают отдельный магматический очаг для рудной фазы [44]. В пользу девонского возраста имеются данные, что в Аксугском массиве одноименного комплекса (аналог кызыкчадрского комплекса), который вмещает одноименное медно-порфировое месторождение-аналог, рудный процесс проникает в толтаковскую свиту среднего девона. Учитывая отсутствие прямых геологических наблюдений и его важное металлогеническое значение предлагается следующая датировка кызыкчадрского комплекса – средний–верхний кембрий.

Достоверных данных о взаимоотношениях интрузивных образований таннуольского и кызыкчадрского комплексов нет. Петрохимические и петрографические характеристики комплексов в общих чертах вполне сопоставимы за исключением пород третьей порфировой (рудоносной) фазы кызыкчадрского комплекса. Если принять точку зрения Н. В. Рогова [46], то именно данная фаза может соответствовать собственно кызыкчадрскому комплексу. В работе Н. И. Гусева и др. [26] отмечается, что «по возрасту и геохимическим особенностям гипабиссальные породы кызыкчадрского комплекса ближе всего к зубовскому комплексу», для формирования которого предполагается «существенная роль плюмового источника» [47]. Данные предположения позволяют предположить значительную роль плюмового источника в формировании рудоносного кызыкчадрского комплекса.

С породами кызыкчадрского комплекса генетически связано молибден-медно-порфировое и золото-кварцевое оруденение.

ТЕКТОНИКА

Площадь расположена в **Алтае-Саянской складчатой области (АССО)** в зоне сочленения структур двух складчатых систем: Западно-Саянской (ЗССС) и Восточно-Тувинской (ВТСС). В результате на площади листа оказались пространственно совмещены разновозрастные комплексы пород, сформированные в различных геоструктурных обстановках.

В складчатых системах выделяются по четыре структурных этажа: салаирский, каледонский, герцинский и альпийский.

ЗАПАДНО-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Салаирский этаж ЗССС представлен четко обособленными самостоятельными позднерифейско-кембрийскими структурами в северо-западной части площади: Куртушибинским офиолитовым поясом (ОП) и Аласугским прогибом.

Куртушибинский ОП является одной из крупных структур Западного Саяна [24]. Сложен он гипербазитами и габброидами иджимского комплекса и породами коярдской толщи позднего рифея Верхнеожинского блока (аллохтона) (1) и примыкающих к нему интенсивно деформированных формаций – макаровской и орешковской толщ венда-раннего кембрия. Складки в аллохтоне носят линейный характер, вытянуты в северо-восточном направлении с амплитудой в 2–4 км, с крутыми углами падения в крыльях, вплоть до запрокинутого, содержат клиппена гипербазитов и габброидов, конвергентные складчатые структуры, образуют линзовидные тела и небольшие олистолиты, подчиненные Куртушибинскому структурному шву, вдоль которого наблюдаются узкие зоны полимиктового меланжа, подчеркивая сутурный характер аккреционной призмы. В физических полях Куртушибинский ОП отражается повышением регионального наблюдаемого гравитационного поля, а в остаточном поле силы тяжести – положительными локальными аномалиями от 2 до 6 мГал, знакопеременным, но преимущественно отрицательным магнитным полем, низкими значениями МЭД. Низкие значения МЭД в основном отражают положение немагнитных или слабомагнитных пород (эффузивов основного состава, сланцев, габброидов). На фоне отрицательного магнитного поля фиксируется множество линейно-вытянутых в северо-восточном направлении положительных градиентных магнитных аномалий интенсивностью от 100 до 3 000 нТл, отвечающих серпентинизированным ультраосновным породам. Контакты ультраосновных тел с вмещающими породами тектонические, крутые до субвертикальных с падением на северо-запад.

Аласугский прогиб выполнен карбонатно-терригенной формацией среднего-позднего кембрия в объеме ончанской и чапшинской свит. С Куртушибинским ОП прогиб имеет тектонические взаимоотношения по Саяно-Тувинскому (СТ) надвигу с амплитудой 3–4 км (данные геофизического моделирования), по которому офиолиты надвинуты на кембрийские отложения. Прогиб находится в области гравитационной ступени. Над ним наблюдается спокойное отрицательное магнитное поле $(\Delta T)_a$, низкие значения поля МЭД. Основная часть его в остаточном поле силы тяжести характеризуется линейно-вытянутой в северо-северо-восточном направлении отрицательной аномалией интенсивностью до 4 мГал и только в северной части появляется положительная аномалия интенсивностью до 2 мГал.

Отложения кембрия смяты в линейные крутые складки с северо-восточным простиранием осей. Выделяется Хутинско-Шетхемская синклиналь (2) протяженностью 15 км с размахом крыльев в 2–3 км. Углы падения крутые (65–75°), выполаживаются в периклинальных частях до 45–50°. С каледонскими структурами прогиб имеет тектонические взаимоотношения по Аласугскому надвигу, по которому кембрийские отложения надвинуты на породы ордовика.

Каледонский структурный этаж ЗССС представлен небольшим, узким фрагментом северо-восточного замыкания *Хемчикского прогиба*, представленного Малиновским грабеном (3).

Сложен грабен ордовикскими отложениями в объеме малиновской серии флишевой формации. Породы серии в грабене смяты в простые линейные складки с углами падения в 35–60°.

ВОСТОЧНО-ТУВИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Салаирский структурный этаж ВТСС представлен двумя выступами складчатого основания: Улугойским (8) и Ожинским (9) и фрагментом Ондумского синклиория. Ограничения всех выступов тектонические.

Улугойский выступ сложен вулканогенно-терригенными отложениями туматтайгинской свиты венда–раннего кембрия с небольшими массивами гранитоидов таннуольского комплекса среднего кембрия. *Ожинский выступ* представлен одноименным интрузивным плутоном. Подавляющую часть плутона занимают породы диорит-тоналит-плагиогранитной формации таннуольского комплекса и только в центре, в провесе кровли, размещается интрузивный массив кызыкчадрского комплекса габбро-диорит-гранитной формации.

Иткинский горст (10) выполнен вулкано-карбонатно-метатерригенно-карбонатными отложениями сынакской свиты раннего кембрия и является северным фрагментом *Ондумского синклиория*, расположенного за южной рамкой листа.

В физических полях выступы фиксируются градиентным магнитным полем положительного знака с напряженностью 100–500 нТл с отдельными точечными значениями 800–1 000 нТл. В гравиметровом поле Ожинский и Улугойский выступы фиксируются положительными значениями в 2–4 мГал, причем наиболее четко оконтуривается Улугойский выступ по изодинаме 78 мГал. Иткинский горст в гравиметровом поле фиксируется значениями от 0 до 2 мТл. Судя по количественным точкам расчетов, Ожинский выступ имеет северное склонение на северо-запад и большую вертикальную мощность до 2 км, форма выступа определяется как горст-антиклиналь.

Каледониды ВТСС подразделяются на два структурных яруса. Нижний ярус представлен *Систигхемским прогибом*, который сложен ордовик–силурийскими отложениями в объеме систигхемской серии трех отделов ордовика и атчольской, семирятинской, мынаской свит раннего–позднего силура. В структурном отношении ордовикские отложения систигхемской серии выполняют штамповые структуры, облекающие выступы складчатого основания. Характерным примером является Скалистая горст-антиклиналь (6) и Таскыльская горст-антиклиналь (7), которые облекают Улугойский выступ (8). Первая выполнена породами устьхамсаринской и кургарской свит среднего–верхнего ордовика. Длина складки 20 км, при ширине 2,5–4 км. В пределах складки преобладает северо-западное простираение пород с углами падения от 30 до 70° вблизи нарушений. По оси складки наблюдается узкий грабен, выполненный атчольской свитой раннего силура. Ядро складки деформировано нарушениями сбросового характера. В силуре отмечаются складки коробчатого и сундучного плана, когда длина складки превышает размах крыльев в два–три раза. Выделяются Сейбинская антиклиналь (5), сложенная в ядре нижнеатчольской подсвитой, а на крыльях – средне- и верхнеатчольской подсвитами и Правохутинская синклиналь (4) с размахом крыльев складок 6–10 км, падение пород на крыльях – 30–40°, в ядерной части выполаживаются до 15–20°.

Над Систигхемским прогибом в региональном гравитационном поле наблюдается понижение силы тяжести на амплитуду порядка 4–6 мГал, в магнитном поле это площадь спокойного, слабоградиентного отрицательного поля интенсивностью до 200 нТл. Прогиб имеет два уровня стояния: западная и центральная части его наиболее опущены, восточная – приподнята. Над последним наблюдается область гравитационной ступени, а в остаточном поле силы тяжести фиксируется преимущественно положительная локальная аномалия интенсивностью до 2 мГал. Осложнен он линейно-вытянутыми, слабоинтенсивными до 50–200 нТл положительными магнитными аномалиями. Над ними фиксируются низкие значения МЭД.

Верхний структурный ярус каледонского этажа представлен *Центрально-Тувинским прогибом*, который сложен трахиандезибазальт-дацит-трахириолитовой формацией, характеризующей рифтогенный этап развития. Формация представлена породами кендейско-саглинского осадочно-вулканического комплекса в составе кендейской, саглинской свит раннего девона и субвулканических образований. От салаирского этажа каледонский отделен Хемчикско-Азаским взбросом (ХА) и оперяющими его разломами. Формация определяет рифтогенный характер заложения структур. Выделяются две антиклинальные складки: Малобуская (11) и Чербинская (12), сложенные в ядерной части нижнекендейской подсвитой, а на крыльях – верхней подсвитой и саглинской свитой. В Малобуской антиклинали зафиксированы субвулканические образования риолит-порфировой формации, по морфологии характеризующей трещинный ха-

рактер излияний. В северной части заложены Хутинская синклиналь (13), Кутургинская мульда (14) и Уюкская наложенная впадина.

Герцинский структурный этаж выполнен отложениями среднего, верхнего девона и раннего карбона и слагает четко обособленные, наложенные брахиформы. В северной части это Хутинская синклиналь (13) и Кутургинская мульда (14), разорванная поперечным нарушением на две равнозначные части. В плане обе структуры имеют вытянутую в северо-западном и северо-восточном направлениях форму, когда длина по оси складки в несколько раз превышает ее поперечный размер. Ядро Хутинской складки выполнено кохайской свитой позднего девона, а Кутургинской – хербесской свитой раннего карбона. Углы падения пород в структурах колеблются от 30° в ядерной до 70° на крыльях, которые осложнены дополнительными флексурными перегибами.

В пределах Уюкской наложенной впадины выделяются Усть-Уюкская синклиналь (15) и Шивилигская мульда (16). Морфологически синклиналь представляет собой широкую сундукообразную складку субширотного простирания с пологим погружением на запад. Крылья складки сложены породами среднего девона, а в центральной части фиксируются отложения позднего девона. Синклиналь имеет ассиметричное строение. Северное крыло круто падает на юг (75–90°), вплоть до запрокинутого залегания. Южное крыло имеет пологое залегание до 25° и на юге достигает 40°. Шивилигская мульда имеют коробчатообразную форму, сложена бегрединской, кохайской и джаргинской свитами позднего девона. Углы падения пород колеблются от 25–35° в ядерных частях до 50–60° – на крыльях мульды, осложнены малоамплитудными сбросами, создающие дополнительные трудности. В целом, в пределах герцинского структурного этажа фиксируются два яруса, сложенные мелководной терригенно-карбонатной ритмично-слоистой формацией среднего–верхнего девона (нижний ярус) и карбонатно-терригенной телепирокластической формацией раннего карбона (верхний ярус). Обе формации характеризуют этап развития внутриконтинентального бассейна.

Альпийский структурный этаж выделен в основном на юге площади. В пределах Уюкской впадины он сложен озерно-аллювиальными и делювиально-пролювиальными (сушинская свита) образованиями неогена. Четвертичные отложения в виде чехла повсеместно развиты на площади и включают континентальные образования элювиального, гравитационного и водного ряда. Они формируются в результате процесса новейшего горообразования, который продолжается в настоящее время.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Главными разрывными нарушениями (структурными швами) площади являются Саяно-Тувинский (Куртушибинский) надвиг (СТ) и Хемчикско-Азасский взброс (ХА). В южной части листа региональное значение имеет серия субширотных разрывных нарушений.

Саяно-Тувинский надвиг выделяется в северо-западной части, отделяя Куртушибинский ОП от Аласугского прогиба. На площади находится небольшая часть надвига, остальная фиксируется на юго-запад и северо-северо-восток на расстояние до 200–250 км. Разлом четко фиксируется морфологически серией продольно расположенных долин и логов, зонами катаклаза, зеркалами скольжения и наличием полимиктового меланжа с серпентинитовым цементом. Зоны меланжа – от 100 до 1 500 м, с наличием олистолитов вмещающих пород и клиппенов серпентинитов, не выражающихся в масштабе карты. Меланж характеризуется разнообразным составом и различными размерами обломков входящих в него пород. Здесь присутствуют обломки всего офиолитового разреза с погружением его в серпентинитовый матрикс. Он хорошо выражен на аэрофотоснимках и в физических полях по узким градиентным зонам. Расчетные данные указывают, что плоскость сместителя падает на северо-запад под углами 60–70°. Разлом контролирует размещение гипербазитовых тел иджимского комплекса и базальтов макаровской и орешской толщ, составляя вместе Куртушибинский ОП. Время заложения структурного шва поздний рифей–ранний кембрий.

Саяно-Тувинский надвиг, как структурообразующий, сопровождается крупными субпараллельными надвигами: *Аласугским* (А) и *Хемчикским* (Х). Первый отделяет Западно-Саянские салаирские структуры (Аласугский прогиб) от каледонских структур (Хемчикский прогиб). Второй – разделяет каледонские структуры ЗССС (Хемчикский прогиб) и ВТСС (Систигхемский прогиб). Аласугский надвиг хорошо фиксируется в гравиметровом поле, которое подчеркивает его глубинность. Оба разлома четко фиксируются морфологически серией продольно расположенных долин и логов, зонами рассланцевания и хорошо выражены на аэрофотоснимках.

Хемчикско-Азасский взброс выделяется в центральной части листа, протягивается в субширотном направлении на расстоянии около 400 км и сопровождается серией более мелких субпараллельных разрывных нарушений. Морфологически разлом выражен зонами рассланцевания, динамометаморфизма, милонитизации с зеркалами скольжения, дробления и катаклаза. Ширина таких зон от первых сотен метров до 1 км и протяженностью до 20–25 км.

Наиболее широко и интенсивно тектониты проявлены в районе петли р. Бол. Енисей «Марья шея», что морфологически четко отражает наличие здесь узла сочленения главного Хемчинско-Азасского взброса и его крупного оперяющего нарушения северо-западного направления. Тектониты развиты по песчаникам и алевролитам атчольской свиты нижнего силура и представлены алевро-псаммитовыми, чаще филлитовыми сланцами. Первые представлены зернами кварца и полевого шпата с примесью зерен эпидота, цоизита. Текстура сланцевая, структура бластопсаммитовая. Цемент в основном хлорит-слюдисто-кварцевый. Филлитовидные сланцы с микролепидобластовой структурой состоят из серицита, реже – хлорита. Для сланцев характерно обилие жил и прожилков молочно-белого кварца мощностью до 1 см и протяженностью – 10–20 см как согласно слоистости, так и перпендикулярно секущих. Тектониты в районе Хутинского порога р. Бол. Енисей развиты по груботерригенным отложениям кугарской свиты ордовика. Отложения представлены крупногалечными и валунными конгломератами, гравелитами, грубозернистыми песчаниками и сланцами. Породы интенсивно рассланцованы, окварцованы и очень прочные. Галька конгломератов сильно сплющена, цемент – кварцевый, интенсивно серицитизированный и хлоритизированный. Песчаники полимиктовые, реже – кварцевые с хлорит-серицитовым, реже карбонатно-хлоритовым цементом. Филлитовидные сланцы характеризуются преобладанием в породе серицита и хлорита. Во всех породах отмечаются согласно секущие жилки кварца мощностью до 5–7 см. Отдельные прожилки рассекают даже валуны и гальку в конгломератах.

В физических полях разлом смотрится неоднородно. В магнитном поле он выражен линейными зонами градиентов, в гравиметровом поле юго-западная часть выражена гравиметровой ступенью, а восточнее смещается на север и разделяется на более мелкие фрагменты неоднородных полей. Разлом в целом ограничивает и разделяет структурные ярусы салаирид: нижний (структурные выступы) и верхний – собственно Систигхемский прогиб, в котором «просвечиваются» разломы, проявленные в складчатом основании. Время заложения разлома – ранний кембрий. Разлом приурочен к западной ветви (окончанию) Байкальской рифтовой зоны. Он неоднократно подновлялся вплоть до настоящего времени.

Региональные разломы второго порядка подчеркивают рифтогенные структуры каледонид. Разломы хорошо фиксируются и в магнитном поле, его градиентами и отдельными фрагментами гравиметрового поля. С последним пространственно связаны аномалии уран-ториевой природы, продуктивные на урановую минерализацию [85].

Остальные разломы осложняют структуры первого порядка, носят сбросовый и сдвиговый характер, трассируются на АФС и фрагментами градиентов магнитного поля.

Район относится к зоне восьмибальных землетрясений (Байкальская рифтовая зона) и сейсмичен до настоящего времени [48].

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития района прослеживается с позднего рифея. Территория листа расположена в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса, возникшего в связи с геодинамической эволюцией и закрытием Палеоазиатского океана [3, 29, 50]. Океан зародился в позднем рифее при расколе суперконтинента Пангея на энсиматическом основании в условиях океанического спрединга, вещественным представителем которого является габбро-дунит-гарцбургитовая формация иджимского комплекса и коярдская толща натровых метабазальтов. Максимальное раскрытие океана происходило в Куртушибинском офиолитовом поясе в интервале 650–550 млн лет [28, 30]. Следующей стадией было формирование активной окраины и начало закрытия Палеоазиатского океана в условиях незрелой островной дуги, вещественными представителями которой являются орешская и макаровская толщи венд–кембрийского возраста.

В это же время на активной окраине с Тувино-Монгольского микроконтинента заложилась островная Хамсаринско-Таннуольская дуга [29], представленная на площади вулканогенно-терригенной формацией туматтайгинской свиты. В условиях задугового прогиба сформировались отложения сыынакской свиты метатерригенно-карбонатной формации. Судя по присутствию археоциат в подобных отложениях на смежной к востоку площади [39], море было умеренно теплым, нормальной солености. В отдельных местах происходили трещинные излияния подводного типа бимодальной формации с формированием островов.

Преддуговой (Аласугский) прогиб островной дуги выполнен карбонатно-терригенной молассой с элементами затухающей вулканической деятельности (аласугская серия среднего–позднего кембрия). В это же время окончательно сформировался Саяно-Тувинский структурный шов, отделивший Куртушибинский офиолитовый пояс от Аласугского прогиба.

В конце раннего и начале среднего кембрия произошло сближение крупного океанического поднятия (Ожинского симаунта) с Хамсаринско-Таннуольской дугой, что привело к активизации субдукционных процессов с образованием аккреционных призм, где осуществлялся длительный процесс становления гранитоидных массивов, приведший к возникновению обширных гранитоидных батолитов восточнее площади (Каахемского, Восточно-Таннуольского) [13, 22, 23, 47]. Сначала возникла пассивная окраина с Систигхемским и Хемчикским унаследованными прогибами, выполненными шельфовыми отложениями систигхемской и малиновской серий ордовика. Осадки малиновской серии терригенно-карбонатного флиша содержат фауну гастропод и брахиопод, указывающую на опресненный морской бассейн. На современном срезе малиновская серия выполняет узкую грабен-синклиналь (северо-восточное замыкание Хемчикского прогиба), что подчеркивает деструкцию земной коры в это время. В позднеордовикско–силурийское время прошла дальнейшая эволюция пассивной окраины с формированием отшнурованных лагун и биогерм, заполненных молассоидными, с элементами флиша, терригенно-карбонатными осадками дерзигской, атчольской, семибратинской, мынасской свит силура, с широким развитием фауны и флоры, и окончательно оформился Систигхемский прогиб.

Длительный характер эволюции активной и пассивной окраин обусловил многоактную аккреционную природу коллизионных и постколлизионных процессов, с каждым из которых сопряжен определенный комплекс магматических и рудных формаций. Геодинамическая эволюция площади сопряжена с длительным и пульсационно-прерывистым погружением блока мантийной части (плюма), выраженного таннуольским и кызыкчадрским гранитоидными комплексами (514–490 млн лет) и перемещением вверх магматических расплавов, сформировавших Каахемский мегаплутон в АССО [26, 47].

Раннедевонский этап на площади характеризуется коллизией с формированием рифтогенной обстановки. Вдоль сдвиговых перемещений внутри континентального террейна заложился Центрально-Тувинский рифтогенный прогиб. Формирование прогиба сопровождалось бимодальным вулканизмом трахиандезибазальт-дацит-трахириолитовой формации с образованием нек-

ков и очагов центрального типа (кендейская и саглинская свиты, субвулканические образования). В пределах прогиба выделяются более мелкие штамповые структуры в виде мульд и грабен. В конце этого этапа район вступил в фазу эпиплатформенного развития.

На плечах континентального рифта развился внутриконтинентальный бассейн регрессивного типа, объединяющий терригенно-карбонатные лагунно-озерные отложения, часто ритмично слоистые, среднего–позднего девона (атакшильская, илеморовская, уюкская, бегрединская, кохайская и джаргинская свиты). В отложениях найдена ихтиофауна, филлоподы, гастроподы и другие остатки, указывающие на теплые, слабосоленоватые воды. В застойных водах формировались урансодержащие осадки (Уюк).

На завершающей стадии раннего карбона приходится крупная трансгрессия эпиконтинентального бассейна на отдельные изолированные водоемы. Формируются отложения телепирокластической озерно-аллювиальной формации. Телепирокластические образования явно принесены из Бурятии или Монголии, где зафиксированные лавы и пеплы этого уровня. В отложениях зафиксирована фауна пелеципод, рыб и СПК кордаитов.

В течение верхнего карбона, перми и всего мезозоя, площадь была стабильно поднята и являлась источником сноса, что выражено грубыми отложениями на смежных площадях [24]. В районе преобладают вертикальные блоковые движения, перерывы в осадконакоплении, процессы корообразования, установление континентального режима. Стабильный платформенный режим предопределил проявление глиптогенеза и формирование неоген–плиоценовой поверхности выравнивания, выраженной делювиально-пролювиальными образованиями. В конце плиоцена–раннем плейстоцене заложилась древняя речная сеть р. Енисей. Происходит аллювиальное осадконакопление, выраженное лестницей террас, с участием озерной аккумуляции, которая площадного распространения не получила. В среднеплейстоценовое время гидросеть приобрела современное очертание с меридиональным направлением водостока.

Тектонические движения на площади не прекращаются до настоящего времени, о чем свидетельствуют нарушения, проявленные в четвертичное время и выраженные на поверхности тектоническими уступами. Район рассматривается как высокосейсмичный горный пояс с восьмибальными землетрясениями по шкале Рихтера, рельеф которого сформирован в условиях стабильного воздымания в зоне внутриплитного рифтогенеза, что должно учитываться при инженерно-геологических работах [48].

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа N-46-XXXV приурочена к **Алтае-Саянской геоморфологической области**, а внутри нее к зоне сочленения трех морфоструктурных подобластей: *Западного Саяна* (I), *Тувинского нагорья* (II) и *Тоджинской впадины* (III). Первая из них представлена своей небольшой краевой частью Куртушибинским хребтом, вторая – северо-западным фрагментом Тувинского нагорья сложного строения. Тоджинская впадина представлена своим западным бортом.

Западный Саян выделен в виде небольшого фрагмента в северо-западном углу листа. Представлен он Куртушибинским хребтом, для которого характерны линейность, высоты более 1 900 м, умеренное развитие альпинотипного рельефа. Хребет расчленяется широкими долинами верховьев реки Ожу с крутыми террасированными бортами.

Тувинское нагорье представляет собой возрожденные горы, слагающие систему из трех среднегорных хребтов, ориентированных в северо-западном направлении. Высоты хребтов превышают 2 000 м. Горы отделены от межгорных впадин и внутригорных котловин крутыми уступами высотой до 500–1 000 м, имеют сравнительно резкие очертания. Трапецеидальной системой речных долин, подчиненной простираению неотектонических разрывов, горные массивы расчленены на глубину 200–500 м. Долины рек на различных их участках имеют ящикообразный, V-образный и ступенчатый поперечные профили. Днища долин заполнены аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, озерно-речными, озерными, редко ледниковыми отложениями. Возраст отложений от неогена до голоцена включительно.

У западной рамки листа прослеживаются эрозионно-тектонические котловина, к которой приурочены долины рек Ожу и Стерлиг. Она обусловлена пересечением разломов и имеет неправильную конфигурацию длиной до 20 км и шириной 8–14 км. Котловина имеет неровное ложе и заполнена неоген–голоценовыми осадками большой мощности. Речные долины несут следы дряхлости, выраженные в отсутствии средних и высоких террас. Здесь предполагаются погребенные древние россыпи золота, связанные с неоген–четвертичными отложениями [37]. В юго-западном углу листа Тувинское нагорье осложнено котловинами: Турано-Уюкской и Бегрединской. По данным бурения, они отличаются большой мощностью кайнозойских накоплений до 100 и 300 м соответственно.

В северо-восточной части листа по крутому тектоническому уступу Тувинское нагорье граничит с *Тоджинской структурно-тектонической межгорной впадиной*, сложенной в пределах листа неоген–четвертичными речными, озерно-речными и озерными осадками. Следует отметить, что проведение границы Тоджинской впадины по этому уступу является авторским. Обычно она проводится восточнее в районе устья р. Систиг-Хем, но здесь впадина не имеет четкого естественного обрамления в виде горных хребтов.

В пределах листа выделяется 21 грань рельефа, которые группируются в четыре генетические категории рельефа: тектоногенный, денудационно-конструктурный, денудационный и аккумулятивный.

ТЕКТОНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

К тектоногенному рельефу отнесены крутые обвально-оползневые склоны (1), 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 приустьевой части р. Хут на р. Бий-Хем, в верховьях р. Узун-Хем (правый приток р. Улуг-О) и в ряде других пунктов [2]. Образование их, видимо, происходило неоднократно в течение всего квартала.

ДЕНУДАЦИОННО-КОНСТРУКТУРНЫЙ РЕЛЬЕФ

К денудационно-конструктурному рельефу, образовавшемуся в результате литоморфной препарировки, отнесены выровненные водоразделы, развитые на секущих интрузивных породах Ожинского массива гранитоидов таннуольского комплекса нижнего палеозоя и их приконтактовых зон (2). Он располагается на абсолютных высотах 1 200–2 300 м и на относительной высоте 500–1 600 м от русел рек, осложнен останцовыми вершинами округлой формы, вытянутыми грядами со склонами различной крутизны и уплощенными вершинами. На космоснимках данная поверхность имеет вытянутую в субширотном направлении (60×20 км) овоидную форму с центральной депрессией. В квартере эта поверхность подверглась денудации.

Куэстовый подтип денудационно-конструктурного рельефа (3), заложенный на моноклинално залегающих пластах палеозойских (девонских) пород, имеет небольшое развитие у южной рамки листа. Он имеет вид наклонных террасовидных площадок, чередующихся с крутыми уступами выходов коренных пород.

ДЕНУДАЦИОННЫЙ (АСТРУКТУРНЫЙ) РЕЛЬЕФ

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 (4) характерны вершинам горных гряд Таскыл, Донгул-Тайга, Хертеш-Тайга и Куртушибинского хребта на абсолютных отметках свыше 2 000 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 на них каров 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 неоген–четвертичным на основании известных литературных данных о скорости их формирования, равной 25–2 000 мм/1 000 лет, т. е. 25–2 000 м за 1 млн лет.

Эрозионные склоны современных речных долин (5) расчленяют склоны гор с образованием трапецеидальной системы, приуроченной к тектоническим разрывам северо-восточного и северо-западного простирания. 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, где они прорезают краевые части сводово-глыбового поднятия Тувинского нагорья. Время заложения склонов долин – неоген, но в квартере они переработаны склоновыми процессами.

Современная долина Бол. Енисея приурочена к зоне тектонических нарушений, неоднократно подновленной в ходе неотектонического этапа. Дифференцированными движениями она разделена на отрезки, существенно отличающиеся друг от друга. При пересечении хребтов река протекает в узких (0,1–0,2 км) каньонообразных долинах, стесненных высокими (200–500 м) и крутыми не террасированными склонами, сложенными породами палеозоя. Русло реки имеет здесь большой продольный уклон (до 10–20 м/км, при среднем – на участке Тоора-Хем-Кызыл – 1 м/км), к ним приурочен Хутинский порог, многочисленные шиверы и перекаты. Выше по течению от таких участков (всего их 3 по количеству хребтов) наблюдаются явления подпора стока в виде врезанных меандр, лестницы террас, в т. ч. и высоких эрозионных, накопление озерно-аллювиальных и озерных отложений. В пределах отрицательных структур, приуроченных к котловинам и впадинам, ширина долины резко возрастает, достигая местами 2–3 км. Продольный уклон реки заметно уменьшается (до 1 м/км). Здесь же наблюдаются многочисленные острова, формирование которых связано с бифуркацией русел рек и их активной боковой эрозией.

Поверхности комплексной денудации (реликты цокольного пенеплена) мел–палеогенового возраста, срезающие древнее складчатое основание (6) развиты на выположенных поверхностях грядового рельефа Тувинского нагорья на абсолютных отметках 1 800–2 400 м. Эти поверхности характеризуются плоско-выпуклой поверхностью, кары для них не характерны, либо находятся в зачаточном состоянии.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Аккумулятивный рельеф имеет достаточно широкое развитие на территории листа. Образован он рыхлыми полигенетическими осадками различного возраста. Среди них выделяются поверхности озерно-речной равнины голоценового возраста (7). Приурочены они к долинам рек Ожу, Хут, Уюк и Бол. Енисей в приустьевой части р. Сейба. Формирование озерно-речной равнины связано с местным подпором стока рек, обусловленной неотектоникой.

Плоская поверхность фитогенных равнин голоценового возраста (8) выделена в долине р. Сейба в приустьевой части. Представлена она плоской заозеренной поверхностью густо заросшей травяной растительностью.

Поверхности поймы и первой надпойменной террасы позднеоплейстоцен–голоценового возраста (9) выделены в масштабе схемы только в долинах рек Хут, Сейба, Бол. Енисей и Уюк.

Поверхности пролювиальных шлейфов позднеоплейстоцен–голоценового возраста (10) приурочены к верховьям многих долин. Долины здесь имеют значительную ширину, обычно их поверхность плавно переходит в склоны.

Плоские поверхности озерной равнины позднеоплейстоцен–голоценового возраста (11) приурочены к долинам рек Хут, Сейба и Бол. Енисей в пределах Тоджинской впадины. Сложены они в основном глинистыми отложениями, прослоями торфа. Здесь они нередко содержат захороненные стволы деревьев. Верхняя часть их разреза, по данным радиоуглеродного анализа, имеет возраст 1 200 лет [2].

Поверхности второй и третьей надпойменных террас позднеоплейстоценового возраста (12) выделены в долине р. Бол. Енисей в приустьевой части р. Хут, Бол. Хуннуг и от устья Уюк на юг вплоть до рамки листа. Террасы здесь цокольные, сложены в основном галечниками, иногда (в последнем случае) золотоносными.

Пологонаклонные поверхности озерных равнин позднеоплейстоценового возраста (13) приурочены к долинам рек Сейба, Холодная и Бол. Енисей. Сложены они здесь песчаными отложениями значительной мощности (более 9 м). В статье [2] указывается на наличие клифов на относительных высотах до 250 м.

Холмисто-западинные поверхности морен и флювиогляциальных зандров Башхемского оледенения (14) выделены в верховьях р. Ожу. Представлены они здесь грядами и валами, тянущимися от каров на несколько километров. Видимая мощность ледниковых отложений достигает 20 м.

Поверхности четвертой надпойменной террасы среднеоплейстоценового возраста (15) относительной высотой 30–45 м показаны по долине р. Бол. Енисей только в двух местах – выше устьев рек Хут и Уюк. Эта терраса имеет наиболее четкое выражение в рельефе, поверхность ее плоская и пологонаклонная.

Холмисто-западинная поверхность морены Каахемского оледенения (16) показана в одном месте по северной рамке листа. Их более широкое развитие показано на соседнем с севера листе [20].

Пологие склоны предгорных равнин, образованные течением глинистого материала четвертичного возраста (17). 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 эоплейстоценового возраста (18) выделены на бортах Ожинской котловины, где их возраст подтвержден данными спорово-пыльцевых анализов.

Плоская поверхность озерных равнин эоплейстоценового возраста (19) выделена в пределах Бегрединской котловины у южной рамки листа. Возраст ее здесь подтвержден данными спорово-пыльцевых анализов. Вследствие супесчаного состава отложений озерной равнины, она легко размывается с образованием овражной сети.

Поверхности равнин древней гидросети плиоцен–эоплейстоценового возраста (20) выделены в долинах рек Ожу, Хут, Холодная и Бол. Енисей на различных ее отрезках. Здесь на относительных высотах 45–155 м выделяются террасы рек, имеющие по данным спорово-пыльцевых анализов, эоплейстоценовый и плиоценовый возраст.

Наклонные поверхности предгорных равнин плиоценового возраста (21) выделены в пределах Турано-Уюкской котловины. Сформированы они слоистыми пролювиальными и делювиальными глинами и щебнем, которые по данным спорово-пыльцевых анализов [75] имеют среднеплиоценовый возраст.

ВНЕМАСШТАБНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Кроме описанных выше генетически однородных поверхностей рельефа, встречаются следующие линейные и внemasштабные формы рельефа.

Отпрепарированные гребни и гряды. Высота их достигает 100–300 м, ширина – от первых метров до 200 м при длине до 15 км.

Эрозионные уступы, созданные боковой эрозией рек. Высота их достигает 40 м.

Погребенные речные долины, показанные в пределах долин, в которых установлен неогеновый возраст аллювия.

Тектонические уступы. Уступы и разрывы являются границами геоморфоструктур, а также отдельных неотектонических блоков с различной степенью интенсивности неотектонических движений, которые выделяются в их пределах.

Тектонические разрывы, активные в четвертичное время, также приурочены к границам геоморфоструктур и неотектонических блоков.

Карьеры максимальной глубиной до 13 м и шириной не более 100 м.

Оползни показаны на левом крутом борту долины р. Бол. Енисей напротив устья р. Казык-Чандр. Здесь они свежие и подчеркиваются поваленными деревьями. Очевидно, что они распространены гораздо шире, но их выделение затруднительно.

Конус выноса показан в приустьевой части руч. Могай.

ИСТОРИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

В мезозое климатические условия способствовали интенсивному химическому выветриванию, приведшему к образованию мощной коры выветривания. Продукты разрушения аккумуляровались в Тоджинской, Турано-Уюкской и Бегрединской котловинах. В этот этап были сформированы основные скелетные черты рельефа, которые были унаследованы и сохранены при формировании возрожденных гор в неотектонический этап.

Новейшие тектонические движения начались в Туве по разным данным в конце палеогена–начале неогена. Окончательно рельеф сформировался в неотектонический этап. Начало формирования грубых молассоидных олигоценых и неогеновых осадков в котловинах и впадинах Тувы, видимо синхронно, с этим событием. Сводово-глыбовые движения привели в целом к большей контрастности рельефа по сравнению с меловым и современным. Одновременно с субмеридиональными хребтами формируются глубокие antecedentные ущелья, в результате чего речная сеть приобретает ортогональный (решетчатый) рисунок. Об этом свидетельствует залегание неогеновых галечников в цоколе практически всех террас и нередко под современным аллювием Бол. Енисея и его 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 гидросеть и низкие водоразделы консервируются под осадками озерной (кочковской) трансгрессии. Она имела значительные размеры по латерали и большую длительность во времени, связанную с подпором трансгрессирующим морским бассейном на севере [33, 36]. В пределах листа тыловой шов озерной поверхности приурочен к абсолютным отметкам около 1 000 м в пределах котловин и впадин. В конце эоплейстоцена озеро кочковского времени регрессирует.

С этого момента происходит однонаправленный врез Енисея и последовательное формирование террасового комплекса аллювия. Строение террас и относительно небольшая мощность аллювия на них свидетельствуют о довольно интенсивных неотектонических движениях, не компенсированных осадконакоплением. Происходит «откапывание» захороненного неогенового рельефа. В пределах долин рек Ожу, Хут и Сейба происходит избыточное накопление аллювия и здесь происходит захоронение и своего рода консервация неоген–эоплейстоценового рельефа. Связано это с подпором речного стока воздымающимися неотектоническими блоками в нижних течениях этих рек.

По количеству и масштабам оледенений Тувы единого мнения нет. Но в серийной легенде количество их принято по максимуму. По опыту работы в Туве на трех листах ГДП-200 к следам небольшого горно-долинного оледенения можно отнести лишь долинный холмисто-грядовой рельеф в верховьях р. Ожу. На смежном листе с севера авторы показали сомнительные следы горно-покровного оледенения Каахемского ледника [21]. Наши собственные материалы и материалы предшественников по спорово-пыльцевому анализу (по 45 разрезам) не дают оснований выделять более холодные периоды времени, чем современный. Развитие растительности шло от таежной с широколиственными породами и хвойными экзотами в неогене, к лесо-

степному с экзотами – в эоплейстоцене, таежному в горах и лесостепному, степному – в неоплейстоцене. О климате более холодном, чем современный, можно говорить только для времени накопления озерных отложений в Тоджинской впадине, которые относятся большей частью к голоцену.

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 6–8 и более баллов.

Современные денудационные процессы в формировании рельефа связаны с планацией горного рельефа и эрозионным расчленением всех категорий рельефа.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади известны Усть-Уюкское месторождение урана и месторождение строительных материалов. Месторождение урана инфильтрационного (водородного) генетического типа, пространственно разобщенное на два средних по размерам объекта, расположено на юге площади и приурочено к терригенно-карбонатной, озерно-лагунной геологической формации Центрально-Тувинского прогиба.

Три перспективных объекта гидротермального постмагматического плутоногенного генетического типа медно-порфировой формации приурочены к интрузивным телам кызыкчадрского комплекса. Заслуживают внимания три проявления рудного золота гидротермального постмагматического генезиса. Три россыпных проявления золота (прогнозируемые россыпи) приурочены к юго-восточному фасу Куртушибинского ОП на северо-западе площади. Известно одно проявление вольфрама гидротермального типа.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Широко известный объект *Кызык-Чадр*, упоминаемый во многих литературных источниках и производственных отчетах как медно-порфировое, медно-молибденовое с золотом месторождение, по нормативным документам не является месторождением, из-за отсутствия запасов и может классифицироваться только как проявление. Находится оно в верховьях ручьев Левого и Среднего Кызык-Чадров. По результатам поисковых работ 1949–1956 гг. [59, 63] и 1976–1978 гг. [91] проявление представляется двумя самостоятельными, пространственно разобщенными на 1,3 км объектами с различным типом оруденения: жильным золото-медно-кварцевым (участок № 1) и медно-порфировым (участок № 2).

МЕДЬ

Участок № 2 медно-порфирового Кызык-Чадрского проявления (Ш-2-16) размещается в южной части Ожинского плутона гранитоидов таннуольского комплекса, который характеризуется в плане неправильной овальной формой и прослеживается на 55 км в широтном направлении, достигая 16 км в поперечнике. В южной части плутона в провесе кровли, сложенного вулканогенными образованиями туматтайгинской свиты венд–раннекембрийского возраста, размещается Кызыкчадрский интрузивный массив, который вмещает одноименное месторождение.

Площадь проявления сложена гранитами, прорванными отдельными телами и дайками кварц-полевошпатовых и биотитовых гранит-порфиров, порфировидных гранодиоритов, а также диоритами, распространенными в его восточной части. Стержневой структурой рудного поля является тело гранит-порфиров с неправильно извилистыми очертаниями, расположенное в центре участка. Оно имеет удлиненную форму в западно-северо-западном направлении, протяженностью 2,5 км при ширине 50–500 м. Тело вытянуто согласно простиранию основного дизъюнктивного нарушения, представленного зоной дробления и расщепления мощностью до 10–20 м с крутым юго-западным падением. На восточном фланге его выявлено еще три небольших тела порфиров с размерами (50–100)×(100–400) м. Граниты и гранит-порфиры прорваны маломощными (до 1–2 м) дайками кварцевых гранит-порфиров, имеющими выдержанное северо-западное направление. Порфиры и вмещающие их граниты на значительной площади интенсивно гидротермально изменены и превращены в кварц-серицитовые и серицит-кварцевые метасоматиты (березиты), среди которых устанавливаются как апопорфировые, так и

апогранитовые разности. Рудное тело по контуру соответствует телу гранит-порфиров с размерами $((0,05-0,5) \times 2,5$ км) и представлено апопорфировыми кварц-серицитовыми и серицит-кварцевыми метасоматитами с молибден-медной минерализацией. При удалении от основного тела порфиров степень гидротермального изменения гранитов уменьшается. Метасоматиты пиритизированы с кварцевыми, реже кварц-карбонатными ветвящимися прожилками, которые часто образуют зоны прокварцевания мощностью 2,5–20 м.

Прожилково-вкрапленная минерализация представлена халькопиритом, молибденитом, пиритом, борнитом, энаргитом с подчиненными галенитом, сфалеритом, редко – с самородным золотом. Наиболее интенсивно минерализация проявлена в апопорфировых метасоматитах и в измененных гранитах в непосредственном контакте их с порфирами. По мере удаления от контакта интенсивность рудной минерализации резко снижается.

Руды характеризуются выдержанными, но невысокими содержаниями полезных компонентов: меди – 0,1–0,5 %, редко достигая 1,0–2,6 %, молибдена – 0,005–0,03 %, достигая 0,08 %. В приповерхностной зоне мощностью до 10–20 м содержание меди – менее 0,1 %. Ниже этого уровня и до забоя большинства скважин содержания меди и молибдена устойчивые. Выделяются следующие типы руд: 1) окисленные, до глубины первых метров, представленные ковеллином, малахитом, азуритом, хризоколлой и лимонитом; 2) смешанные, до глубины 50–80 м, сложенные минералами зоны окисления и гипогенными халькозином, халькопиритом, пиритом, молибденитом и гематитом; 3) первичные руды сложены преимущественно халькопиритом, в подчиненном количестве присутствуют борнит, молибденит и редко – галенит, сфалерит и самородное золото [4].

Выделено одно рудное тело, соответствующее контуру метасоматически измененных порфиров. Среднее содержание меди по рудному телу – 0,24–0,29 %, молибдена – 0,01–0,012 %. В половине проб присутствует золото в тысячных и сотых долях г/т, редко – десятых долей г/т, а в единичных случаях – 1,2–1,8 г/т. Руды характеризуются ограниченным набором и низким содержанием элементов-примесей. Более высокими содержаниями отличаются свинец (0,005 %, достигая 0,1–0,2 %) и цинк (0,005–0,03 %, достигая 0,5–1 %). По данным бурения оруденение сохраняет свои параметры без признаков выклинивания до глубины 400 м, что дает возможность прогнозировать его распространение до глубины 600 м. Геолого-промышленный или рудно-формационный тип месторождения – медно-порфировый (штокверковый).

По материалам поисковых работ 1976–1978 гг. [91] авторские прогнозные ресурсы «прогнозируемого месторождения» оценивались меди по категории P_1 – 1,05 млн т и категории P_2 – 770 тыс. т, молибдена по категории P_1 – 28 тыс. т и категории P_2 – 43,6 тыс. т. Прогнозные ресурсы Кызык-Чадрского рудного поля оценивались по категориям P_1 , P_2 , P_3 для меди – 1 053; 770; 525 тыс. т соответственно, и молибдену – 43,6; 28; 22 тыс. т [97].

В 2011 году проведен подсчет ресурсов, которые составили по категории P_2 меди – 1 млн т, молибдена – 41 тыс. т. при средних содержаниях меди – 0,29 %, молибдена – 0,012 %. Материалы направлены на апробацию в ЦНИИГРИ. Согласно технико-экономическим расчетам, извлечение ресурсов на момент оценки экономически эффективно. Начатое строительство железной дороги, которая пройдет в непосредственной близости от прогнозируемого месторождения, в корне изменит его технико-экономическое обоснование. Ресурсы его имеют промышленное значение [74]. Проявление (прогнозируемое месторождение) находится в Госрезерве.

На *участке № 1 Кызык-Чадрского проявления* (Ш-2-17) в сланцах по вулканогенно-терригенным породам выявлено небольшое тело (0,2×1 км) гранитов кызыкчадрского комплекса. Граниты брекчированы и окварцованы с прожилково-вкрапленной рудной минерализацией. Установлено рудное тело золото-сульфидно-кварцевым оруденением протяженностью 174 м, средней мощностью – 16 м и глубиной выклинивания – 160–170 м. До глубины 50–80 м руды полностью или частично окислены, представлены лимонитом, малахитом, ковеллином, хризоколлой и азуритом с реликтами первичных сульфидов. Ниже наблюдаются халькопирит, борнит, реже – халькозин, пирит, молибденит, редко – гематит и золото. Зона вторичного сульфидного обогащения отсутствует. Содержание меди – до 9 %, в среднем – 1,99 %. Ориентировочно подсчитанные авторские «геологические запасы» меди по рудному телу определялись в 8,6 тыс. т [59].

В пределах участка выявлены семь кварцевых жил с сульфидной минерализацией (золото-кварцевая формация). Наиболее крупная жила № 1 сложена молочно-белым брекчированным кварцем, который с сульфидами меди образуют руды полосчатой, петельчатой и брекчиевидной текстур. Рудные минералы представлены в основном борнитом, количество которого местами превышает 15–20 %. В небольшом количестве отмечается халькопирит и самородное золото [4]. Среднее содержание меди – 4,6 %, максимально достигая 20 %. Общие авторские «геологические запасы» меди по всем оцененным жилам – 1,46 тыс. т [59, 93].

Тараскырское проявление (Ш-1-4) и ряд *пунктов минерализаций* (Ш-1-5, 6, 8, 9), расположенных в северо-западной части Ожинского плутона таннуольского комплекса, ранее объединялись в одноименное потенциальное рудное поле [97]. Проявление является наиболее крупным и типичным объектом и представляет собой серию кварцевых, кварц-полевошпатовых жил в зоне трещиноватости среди калишпатизированных и хлоритизированных диоритов. Ширина зоны – 0,4–0,5 км, протяженность ее – 1,0–1,5 км. Жилы расположены кулисообразно и часто линзуются. Простираются зоны северо-восточное и совпадает с гнейсовидностью вмещающих диоритов. Падение жил на северо-запад под углами 70–85°. Насыщенность зоны жилами слабая. На 130 м встречена одна жила мощностью 1–1,5 м с раздувами до 4-х метров, прослеженная на 200 м, и шесть маломощных (до 0,5 м) жил. Основная жила сложена кварцем с включениями калиевого полевого шпата. В экзоконтакте жилы наблюдаются окварцевание и калишпатизация. Рудная минерализация (2–3 %) представлена пиритом, халькопиритом, реже – борнитом, малахитом и азуритом. Распространена она крайне неравномерно в виде гнезд, прожилков, примазок, тяготеющих к эндоконтакту жил. Отмечается рудная минерализация и в окварцованных диоритах экзоконтакта. Установлены следующие содержания (спектральный анализ) по жиле: меди – 0,15–1,0 %, молибдена – 0,00015–0,05 %, цинка – до 0,2 %, золота – до 0,15 г/т. Минерализованные зоны в экзоконтакте жил характеризуются несколько повышенным содержанием золота (до 0,4 г/т) и серебра (до 1,0–6,0 г/т). В *пункте минерализации* (Ш-1-2) содержание меди – 0,01 %, а во вторичных ореолах – до 0,02 % [56, 97]. Прогнозные не апробированные ресурсы меди категории Р₃ по потенциальному полю оценивались в 210 тыс. т [97].

Проявление участка Ласковий (Ш-2-7) и группа *пунктов минерализации* (Ш-2-5, 6, 8) расположены в северной части Ожинской интрузии и приурочены к ее эндоконтактовой зоне, сложены преимущественно диоритами, редко – плагиогранитами. Проявление приурочено к двум дайкам грейзенизированных микрогранодиоритов. Одна дайка прослежена по простиранию на 200 м при мощности 20 м. Вторая, мощностью 4 м, вскрыта в одном пересечении. Рудная минерализация представлена неравномерной мелкой вкрапленностью (до 1 %) пирита, реже – халькопирита и продуктами их окисления – лимонитом, реже – малахитом и азуритом. Отмечаются прожилки (1–2 мм) кварц-полевошпатового состава с ярозитом. В экзоконтакте даек отмечается вторичная минерализация, представленная малахитом и азуритом. Максимальная мощность зоны минерализации – 25 м при содержаниях меди – 0,1–1,0 % (среднее – 0,33 %), среднее содержание молибдена – 0,0025 %, золота – до 0,02 г/т. На проявлении отмечается шесть таких зон мощностью 5–10 м.

Заслуживают внимания *проявление* (Ш-3-20), многочисленные пункты минерализации и точечные аномалии, расположенные на левобережье р. Бол. Енисей (бассейн р. Бол. Бус), в восточной части Ожинской интрузии. Сложена она здесь преимущественно диоритами таннуольского комплекса. Стержневой структурой распространения «рассеянных» по площади кварцевых жил, зон прожилкового окварцевания и калишпатизации с сульфидной минерализацией являются зоны сочлененных разрывных нарушений субширотного и северо-западного простирания. Проявление расположено в поле разгнейсованных диоритов, прорванных небольшими по площади (до 1–3 км²) «штокообразными» телами гранитоидов кызыкчадрского комплекса. В эндо-экзоконтакте одного из них выявлена зона прожилкового окварцевания и калишпатизации с сульфидной минерализацией шириной до 300 м. Минерализация встречается преимущественно в жилках калишпат-кварцевого состава мощностью первые сантиметры в виде вкрапленности, прожилков, шпировых скоплений и гнезд, реже – в виде рассеянной вкрапленности в диоритах и гранитах. Представлена она пиритом, халькопиритом, реже – борнитом, халькозином, малахитом и азуритом. Установлены содержания меди – более 1 %, молибдена – до 0,006 % и золота – до 0,16–0,44 г/т. Проявление находится в пределах *геохимического ореола рассеяния* (Ш-3-15), где содержание меди достигает 0,08 %. *Пункты минерализации* (Ш-3-17, 21, 22, 24; IV-3-3, 4) представлены кварцевыми и калишпат-кварцевыми жилами мощностью до 1,2 м, реже – зонами калишпатизации и прожилкового окварцевания с содержанием меди – до 2 %, молибдена – до 0,06 %, золота – до 0,44 г/т, серебра – до 12 г/т.

Пункт минерализации Холодная речка (Ш-4-1) представлен зоной гидротермально измененных, пиритизированных пород протяженностью более 1 км. Содержание меди – от 0,37 % (химический анализ) до более 1 % (спектральный анализ). Установлено присутствие свинца (0,1 %), цинка (0,06 %), молибдена (0,03 %).

Перспективные геохимические потоки, сгруппированные в ореолы, распространены в пределах Ожинского плутона гранитоидов таннуольского комплекса. Локализованы они все по периферии интрузии. Степень превышения содержания в ореолах над фоновыми составляет от 3 до 20. Наиболее контрастный ВГХО (Ш-2-11) оконтуривает центральную, большую часть Кызыкчадрского массива с рудным полем одноименного месторождения и объединяет потоки с

содержаниями меди до 0,03–0,08 %. Заслуживает внимания ВГХО (III-2-10), расположенный по правому берегу р. Бол. Енисей, с установленными потоками с содержаниями меди до 0,03 %. В его пределах известны *пункты минерализации* (III-2-15, 18), представленные жилками, прожилками кварца с содержанием меди более 1 %, золота – до 0,47 г/т, серебра – до 1,6 г/т.

ЦИНК

В образованиях туматтайгинской свиты венд–раннекембрийского возраста, слагающих Улугойский выступ у восточной рамки листа, известны пункты минерализации полиметаллической колчеданной формации, месторождения и проявления которой широко распространены на соседнем листе N-46-XXXVI, включая эксплуатируемое Кызыл-Таштыгское колчеданно-полиметаллическое месторождение.

Пункт минерализации Таскыльское (III-4-2) расположен среди измененных, хлоритизированных эффузивов и представлен двумя линзами площадью до 15 м² окремненных, эпидотизированных пород с вкрапленностью сфалерита. Содержание цинка достигает 2,95 %, меди – 0,28 %. Площадь распространения измененных пород с вкрапленностью халькопирита и содержаниями цинка до 1 % составляет до 3 000 м².

МОЛИБДЕН

Редкие *пункты минерализации* молибдена, расположенные по северному фасу Ожинской интрузии (III-1-3, 7; III-2-2), представлены небольшими по размерам зонами гидротермальных изменений с сульфидной минерализацией в диоритах и плагиогранитах таннуольского комплекса. Содержание молибдена – до 0,01–0,03 %. В восточной части Ожинской интрузии среди диоритов встречена видимая бедная прожилковая вкрапленность молибденита (IV-3-1). Здесь же в донных отложениях выявлено содержание молибдена – до 0,0009 %. В тектонических зонах содержание молибдена достигает 0,002–0,1 % (IV-1-4).

Повышенные содержания молибдена и вкрапленность молибденита, как сопутствующая, отмечаются практически на всех объектах медно-порфировой формации.

ВОЛЬФРАМ

Кызыл-Чиринское проявление (III-1-15) шеелит-кварц-полевошпатовой формации расположено в эндоконтакте таннуольских гранитоидов Ожинского массива, которые прорывают вулканогенно-осадочные породы туматтайгинской свиты. В гранитах выявлены четыре зоны прокварцевания мощностью – 1,8–5,55 м и протяженностью – до 80 м. Представлены они прожилками (1 мм, до 30 см) и редко жилами кварца мощностью до 1,5 м с мелкой (до 1 мм) вкрапленностью шеелита. Рядовые содержания вольфрама по зонам – 0,001–0,005 %, иногда достигают 0,01–0,05 %, в единичных пробах – более 0,1 %, до 1,33 % трехокси вольфрама. Зоны сопровождаются *вторичными ореолами* размером до 350×450 м с содержанием вольфрама – 0,001–0,005 % [56].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

ЗОЛОТО КОРЕННОЕ

На площади работ известно два проявления золото-кварцевой формации и одно предположительно серебряно-золотой адуляр-кварцевой (?) формации.

Участок № 1 Кызык-Чадрского проявления (прогнозируемого месторождения) (III-2-17) известен с 1904 года. В результате поисковых работ 1949–1956 гг. [59, 63] здесь были разведаны несколько золото-кварцевых жил и небольшие рудные тела меди. В пределах участка развиты сланцы по вулканогенно-терригенным породам с небольшим интрузивным телом (апофизой) гранитов кызыкчадрского комплекса. Граниты прослеживаются в субширотном направлении на 1 км при ширине 100–200 м. Северный контакт осложнен тектоническим нарушением широтного простирания при субвертикальных углах падения. Южный контакт тектонический с падением на север под углами 45–65°, практически согласной сланцеватости вмещающих пород. Выклинивание гранитов наблюдается до глубины 220 м. Граниты брекчированы и окварцованы

с прожилково-вкрапленной рудной минерализацией. Установлено рудное тело золото-сульфидно-кварцевой формации протяженностью 174 м, средней мощностью – 16 м и глубиной выклинивания – 160–170 м. До глубины 50–80 м руды полностью или частично окислены, представлены лимонитом, малахитом, ковеллином, хризоколлой и азуридом с реликтами первичных сульфидов. Ниже наблюдаются халькопирит, борнит, реже – халькозин, пирит, молибденит, редко – гематит и золото. Зона вторичного сульфидного обогащения отсутствует. Содержание меди – до 9 %, в среднем – 1,99 %. Присутствуют золото и серебро при средних содержаниях – 0,72 и 6,4 г/т соответственно. Ориентировочно подсчитанные «геологические запасы» золота – 640 кг, серебра – около 20,0 т.

В южной части рудного поля в семи кварцевых жилах установлена золотая минерализация (золото-кварцевая формация). Наиболее крупные жилы № 1 и 3 разведаны и по ним произведен подсчет «геологических запасов». Жила № 1 залегает на южном контакте гранитов с вмещающими сланцами туматтайгинской свиты. Простирается субширотное, падение северное под углом 45–50°. С поверхности жила прослежена на 170 м, на глубину – на 95 м. Средняя ее мощность – 0,9 м, при разбросе от 0,1 до 4,5 м. Жила сложена молочно-белым, брекчированным кварцем, который с сульфидами меди образует руды полосчатой, петельчатой и брекчиевидной текстур. Рудные минералы представлены в основном, борнитом, количество которого местами превышает 15–20 %. В небольшом количестве отмечается халькопирит и самородное золото [4]. Среднее содержание золота – 8,2 г/т, максимально – до 150 г/т; меди – 4,6 %, максимально – до 20%. Установлено присутствие серебра – до 28 г/т. Запасы золота по жиле – 311,6 кг, меди – 1 400 т. Жила № 3 имеет протяженность 160 м, мощность – 0,1–2,0 м, содержание золота в среднем – 14 г/т, максимально достигая 40 г/т. Запасы золота по жиле – 298,9 кг. Мощность остальных жил – от долей до 2 м (средняя – 0,3–0,4 м) при протяженности – от 36 до 140 м. Общие «геологические (авторские) запасы» золота по всем оцененным жилам – 836,8 кг, серебра – 3 596 кг, меди – 1,46 тыс. т [59, 93].

Золото отмечается в прожилково-вкрапленных медно-молибденовых рудах штокверкового типа в измененных гранитах и гранит-порфирах участка № 2 Кызык-Чадрского проявления (Ш-2-16), где рядовые содержания его – 0,01–0,4 г/т, редко – до 1,0 г/т, среднее – 0,15 г/т.

На проявлении (Ш-2-19), расположенном на правом берегу р. Бол. Енисей в восточной части Ожинской интрузии, сложенной преимущественно диоритами таннуольского комплекса на участке площадью до 3 км² выявлены «рассеянные» кварцевые жилы мощностью до 0,6 м с сульфидной минерализацией. Представлена она пиритом, халькопиритом, реже – борнитом, халькозином, малахитом и азуридом. В жилах установлены содержания золота – 0,06–0,44 г/т, до 5 г/т и серебра – до 60 г/т.

Пункты минерализации в среднем и верхнем течении р. Мезель (Ш-1-10, 13, 14) представляют собой маломощные кварцевые жилы и зоны прокварцевания в гранитоидах таннуольского комплекса с содержанием золота – до 1–5 г/т.

В верховьях руч. Балдыргангы (проявление Ш-2-4) песчаники мынаской свиты позднего силура прорваны субвулканическими образованиями кендейско-саглинского осадочно-вулканического комплекса, которые прослежены в виде полосы из серии «субсогласных» линзообразных тел риодацит-порфиров, риолит-порфиров. Прослежена полоса в северо-восточном направлении до 1,5 км. Ширина ее достигает 100 м. Протяженность тел порфиров – первые сотни метров при мощности от 2–5 до 20–25 м. Песчаники в экзоконтакте порфиров окварцованы с различной интенсивностью, вплоть до образования вторичных кварцитов непосредственно на контакте. Вкрапленная, реже – прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация отмечается во всех разновидностях пород, достигая 7–10 % в риолит-порфирах и интенсивно прокварцованных песчаниках. Представлена она в основном пиритом, в меньшей мере арсенипиритом, галенитом, сфалеритом, редко – халькопиритом. На площади 500×1 500 м выявлены контрастные геохимические вторичные ореолы золота (0,01–0,56 г/т), серебра (1–25 г/т), свинца (0,005–0,5 %), цинка (0,03–0,7 %) и мышьяка (0,01–0,28 %), которые оконтуривают тела порфиров и зоны окварцевания. По результатам бороздового опробования установлены повышенные содержания золота, серебра (1–20 г/т, до 244,7 г/т), свинца (до 0,15 %), цинка (до 1 %), мышьяка (до 0,8 %). Выявлен интервал мощностью 13 м с содержанием золота – более 0,1 г/т, в т. ч. 2 м – 0,77 г/т.

Необходимо отметить отдельные геохимические потоки, сгруппированные в ореолы, по площади листа, где степень превышения содержания над фоновыми составляет от 3 до 30. Наиболее значимый ВГХО (Ш-2-13) оконтуривает центральную, большую часть Кызыкчадрского массива с рудным полем одноименного прогнозируемого месторождения и объединяет потоки с содержаниями золота 0,005–0,008 г/т, достигая в наиболее контрастных потоках 0,1 г/т. ВГХО (Ш-2-1) оконтуривает поля распространения субвулканических тел кендейско-саг-

линского осадочно-вулканического комплекса. Здесь отмечаются геохимические потоки рассеяния с повышенными содержаниями золота до 0,1 % (среднее – 0,021 %), серебра (до 0,3 %) и мышьяка (до 0,05 %). *Ореолы* (III-3-23; IV-3-2), расположенные по правому берегу р. Бол. Енисей, в бассейне р. Бол. Бус, оконтурены по содержанию золота – 0,005–0,01 г/т, с максимальными содержаниями – до 0,1 г/т. *Ореолы* (II-3-3; III-3-3, 4), приуроченные к Скалистой горст-антиклинали северо-западного простирания, сложенной терригенными отложениями ордовика и силура, оконтурены по содержанию золота – 0,01 г/т, с максимальными содержаниями – до 0,08 г/т. В пределах ореолов отмечаются пункты минерализации с содержаниями золота – 0,015–0,033 г/т.

По юго-восточному фасу Куртушибинского ОП, в поле развития габброидов иджимского комплекса, отмечаются зоны сульфидной минерализации (пирит, халькопирит, арсенопирит?) с развитием кварцевых жил. Протяженность зон – до 3 км и ширина – до 100 м. Здесь выявлены *пункты минерализации* (I-1-4, 8, 11) и многочисленные точечные аномалии по коренным породам с содержаниями золота – 0,01–0,8 г/т, серебра – 0,01–0,1 г/т, в единичных случаях платины – 0,1 г/т и палладия – 0,003–0,03 г/т. В *геохимических ореолах* (I-1-2, 9) установлены повышенные содержания золота с максимальными содержаниями в потоках до 1 г/т.

ЗОЛОТО РОССЫПНОЕ

Потенциально промышленные россыпи золота установлены на площади в пределах долин р. Ожу (*проявление* I-1-12) и ее левого притока р. Кара-Хем (*проявление* I-1-14 и *ШП* I-1-6). По морфологическим особенностям россыпи относятся к долинным, а генетически относятся к разновозрастному аллювию. Установлено сложное, многоструйчатое, многоярусное строение россыпей с неравномерным распределением золота.

Р. Ожу пересекает вулканогенно-осадочные толщи макаровско-орешского комплекса и иджимского габбро-гипербазитового комплекса, которые характеризуются наличием многочисленных пунктов минерализации золото-кварцевой формации. *Россыпь* (I-1-12) разделяется на две струи, расположенные по бортам основной долины реки. Струи являются висьячими. Приурочены они к базальным слоям разновозрастного аллювия и характеризуются следующими параметрами: предполагаемая протяженность – 3 200 м; мощность пласта – 0,5 м; ширина правой струи – 45 м с мощностью торфов – 18 м и содержанием – 1 287 мг/м³; ширина левой – 40 м, мощность торфов – 8 м; содержание золота в пласте – 722 мг/м³. Верхняя и нижняя части россыпи не оконтурены.

Долина р. Кара-Хем практически целиком расположена в пределах Аласугского прогиба, сложенного терригенными отложениями одноименной серии, которые по правому борту долины с тектоническим контактом граничат с габброидами иджимского комплекса. Породы серии слабо золотоносны (до 0,012 г/т). Габброиды несут сульфидную (пирит, пирротин, халькопирит) минерализацию до 20 %. Содержание полезных компонентов достигает: золото – 0,01–0,15 г/т, серебро – 0,01–0,1 г/т, платина – 0,1 г/т, палладий – 0,003–0,03 г/т.

Россыпь (I-1-5) находится в верхнем течении р. Кара-Хем и состоит из трех струй протяженностью – от 1 300 до 3 600 м, шириной – 30–62 м, мощностью пластов – 0,5–2,5 м, торфов – от 7,2 до 18,5 м. Содержания золота в пласте – от 532 до 1 225 мг/м³. Были отмечены ураганные пробы (до 5 410 мг/м³).

Россыпь (I-1-14) выявлена в нижней части долины, имеет трехструйное строение. Первая струя приплотиковая, вторая – приурочена к цокольному основанию левого берега и третья – к межформационному контакту. Параметры струй следующие: протяженность – 3 700 м, ширина – 42–45 м, мощность пластов – 0,5–2,0 м, мощность торфов – 1,5–32,0 м, средние содержания золота в пласте – 520–1 442 мг/м³.

Кроме этого, знаки золота установлены во многих шлиховых пробах по долинам рек Шивелиг, Мынас, Балдыргангыг и Оспюр, где имеются благоприятные ландшафтно-геоморфологические условия для формирования россыпей.

СЕРЕБРО

Серебро на территории листа представлено 9 небольшими пунктами минерализации и 2 вторичными геохимическими ореолами. Содержание серебра в пунктах минерализации колеблется в широких пределах, максимально достигая 80 г/т (*пункт минерализации* IV-1-10).

ПЛАТИНА

Минерализация платины (I-1-3) выявлена в габброноритах иджимского комплекса в пределах Куртушибинского ОП. Здесь прослежена зона сульфидизации на протяжении 3 км и шириной до 100 м с содержанием сульфидов – от 1 до 20 %. Представлены они пиритом, халькопиритом и арсенопиритом (?). Содержание полезных компонентов: платина – 0,1 г/т, палладий – 0,003–0,03 г/т, золото – 0,01–0,15 г/т, серебро – 0,01–0,1 г/т.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН

На площади известно *Усть-Уюкское месторождение* урана, представленное пространственно разобщенными объектами, собственно *Усть-Уюкским участком* (IV-2-6) и расположенным в 5–7 км южнее – *Бегрединским участком* (IV-2-10).

Месторождение находится в пределах Усть-Уюкской синклинальной структуры. Морфологически синклиналь представляет собой широкую сундукообразную складку субширотного простирания с пологим (до 10°) погружением на запад. Крылья складки сложены породами атакшильской, илеморовской и уюкской свит среднего девона, а в центральной части фиксируются отложения бегрединской, кохайской и джаргинской свит позднего девона. Синклиналь имеет асимметричное строение. Северное крыло синклинали, где находится Усть-Уюкский участок, круто падает на юг (75–90°), вплоть до запрокинутого залегания, с падением на север под углом до 80°. Южное крыло, к которому приурочен Бегрединский участок, имеет пологое залегание до 25° и только на самом юге достигает 40°. Строение синклинали осложняется серией более мелких разрывных нарушений, которые усложняют общее строение рудного поля. Все эти нарушения, как и строение самой синклинали влияния на распределение рудной минерализации не оказывают.

Урановое оруденение на площади месторождения отмечается в атакшильской, илеморовской и уюкской свитах. Промышленное оруденение встречено только в породах атакшильской свиты. Локализовано оно в сероцветных песчаниках и приурочено непосредственно к контакту с вышележащими красноцветными отложениями, в местах резких ступенчато-зигзагообразных смещений контакта [58]. Месторождение представлено Усть-Уюкской, первой и второй Бегрединскими рудоносными полосами. Протяженность их – 4–6 км, ширина – 300–500 м. В пределах наиболее разведанной части Усть-Уюкской полосы (участок Усть-Уюк) выделяется три типа рудных тел: 1) тела гнездового типа с размерами 1,5×5 м; 2) линзовидные тела длиной до 100–200 м и мощностью до 5–10 м; 3) тела пластового типа с размерами до 400×600 м и средними мощностями 1–2 м. В меньшей степени разведаны Бегрединские рудоносные полосы. Для них характерны рудные залежи пластового типа площадью 0,136–0,6 км² и средними мощностями 1,19–2,36 м.

Урановая минерализация в основном представлена урановой чернью. В зоне окисления (до 60–100 м) наряду с чернью встречаются силикаты и ванадаты урана, представленные карнотитом, уранофаном, уранотилом, складовскитом, соддиитом, уран-ванадиевой слюдкой. Селеновая минерализация представлена ферросилитом, кадмоселитом, клаусталитом, штиллеитом, самородным селеном и другими селенсодержащими минералами. Сопутствующие рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, борнитом, пиритом и арсенопиритом. Рудоносными являются разномзернистые, в основном крупно- и грубозернистые песчаники, с примесью гравелитистого и глинисто-алевритистого материала с растительным детритом, с прослоями и линзами автокластических брекчий.

Содержания урана на месторождении колеблются в широких пределах – от 0,012 до 0,8 %, в том числе средние содержания по рудным телам – от 0,05 до 0,099 %.

Существует несколько гипотез на генезис уранового оруденения данного типа, которые сводятся к следующим основным: 1) первично-осадочный; 2) эпигенетический; 3) инфильтрационный. Характер локализации урановой минерализации в отложениях атакшильской свиты свидетельствует о сложном его генезисе, сочетающем признаки всех трех типов. По мнению некоторых исследователей «главной стадией формирования является инфильтрационная, когда поровые водные растворы, обогащенные ураном, проникая по еще не литифицированным осадкам и попадая из окислительной обстановки (красноцветные песчаники) в восстановительную (сероцветные песчаники) осаждают уран в породе» [56]. Генетический тип месторождения – инфильтрационный (водородный), рудная формация – урановая в пестроцветных озерных и аллювиальных отложениях. Возраст оруденения оценивается в 320 млн лет [24]. Месторождение

законсервировано на стадии предварительной разведки.

Проявление Аномалия № 45 (IV-2-5) находится северо-восточнее Усть-Уюкского месторождения в поле эффузивов кендейской свиты раннего девона. Приурочено оно к широтной зоне дробления и представлено повышенной радиоактивностью в отдельных гнездах гематитизированных и окварцованных брекчированных пород. Размер гнезд – (0,5–1,0)×16 м. Прослеженная протяженность зоны с повышенной радиоактивностью (30–200 мкР/ч) – около 200 м при ширине – 1,0–5,0 м. Природа радиоактивности урановая. Содержание урана – 0,0108–0,2 %, максимальное – 0,078 %.

Хамсаринское проявление (III-1-1) урана находится среди вулканогенно-осадочных пород кендейской свиты раннего девона. Субвулканические образования в тектонической зоне окварцованы. Здесь выделены 3 локальные аномалии урановой природы с радиоактивностью – 60–100, 400–600 и 100–200 мкР/ч. Содержания урана соответственно по аномалиям составляют 0,002–0,012; 0,12–0,28 и 0,01–0,015 %.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

БАРИТ

Пункт минерализации Сушинское (IV-1-9) находится среди вулканогенных пород верхнекендейской подсвиты нижнего девона. Представлен он двумя зонами минерализации, расположенными в 800 м друг от друга и мощностью 10–50 м. Северная зона прослежена на 300 м, южная – на 1 200 м. Минерализованные породы представлены сферолитовыми и флюидалными риолит-порфирами. Минерализация имеет гнездово-вкрапленный и прожилковый характер. Барит белый, светло-серый, составляет 3–10 % породы. Флюорит (5 %) бледно-фиолетовый или бесцветный. Содержания $BaSO_4$ – от первых процентов до 14,5 %. Концентрация CaF_2 – до 7,65 %.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

На территории листа широко распространены эффузивы девона, песчаники силура, четвертичные глины и суглинки, пески и галечники, пригодные для использования в качестве строительных материалов, которые могут быть востребованы при строительстве железной дороги Курагино–Кызыл, которая пройдет западной территории листа.

Месторождение Бегрединское (IV-2-12, 13) песчано-гравийных материалов аллювиально-осадочного генетического типа представлено пластообразным горизонтальным телом площадью 880 000 м². Глубина подсчета – 4,0 м. Содержания в ПГС (%): гравия – 41,54, валунов – 14,27, песка – 40,75. Утвержденные балансовые запасы составляют по категориям А+В+С₁ = 78,0 тыс. м³. Возможная продукция: гравий и песок для бетона марки «250».

Строительные пески месторождения представлены горизонтальным, линзообразным телом мощностью 2,3–3,6 м, протяженностью – 550 м и с глубиной подсчета – 4,0 м. Утвержденные запасы составляют по категориям А+В+С₁ = 124 тыс. м³, в т. ч. С₁ = 124 тыс. м³. Возможная продукция: песок для строительных растворов. Запасы проявления (месторождения) утверждены ТКЗ в 1989 году и поставлены на баланс ПГО «Красноярскгеология». Месторождение находится в резерве [96].

Другие проявления строительных материалов [96]: Уюкское (камни строительные, песчаник), Атакшил (карбонатные породы для производства строительной извести), бутовый камень в районе пос. Уюк, глины и суглинки на правом берегу р. Сейба 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.

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**, 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 тектономагматических циклов, отвечающих минерагеническим эпохам. Общая направленность геологического развития площади позволяет выделить салаирскую (позднерифейско–раннепалеозойскую) эпоху и эпохи, отвечающие этапам тектономагматической активизации – каледонскую, герцинскую и альпийскую.

Салаирская эпоха на площади является одной из самых продуктивных. С ней связаны минерализация хрома, платины, асбеста, вольфрама, полиметаллическое колчеданное, медно-порфировое 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, асбеста и золота. Венд–раннекембрийское время характеризуется формированием вулканогенно-терригенных отложений, вмещающих пластовые залежи полиметаллического колчеданного оруденения (туматтайгинская свита). К диорит-гранитными интрузиями таннуольского комплекса среднего кембрия приурочено бедное медно-порфировое и золото-кварцевое оруденение и вольфрамовая минерализация. С палеозойскими интрузиями кызыкчадрского комплекса генетически связано медно-порфировое оруденение с молибденом и золотом.

В каледонский этап (верхний структурный ярус) происходило интенсивное накопление вулканогенных образований кендейско-саглинского осадочно-вулканического комплекса, к которым приурочены гидротермальные проявления урана и минерализация барита. С субвулканическими образованиями комплекса, возможно, связаны проявления серебряно-золотой формации.

Герцинский этап характеризуется формированием терригенно-карбонатных отложений, в которых локализовалось оруденение урана стратиформной формации.

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 листа, представляющих или могущих представлять промышленный интерес.

МЕДЬ, МОЛИБДЕН

Основные рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки медно-порфировой формации Алтае-Саянской минерагенической провинции характерны и для прогнозируемого Кызыкчадрского золото-молибден-меднорудного узла и одноименного прогнозируемого месторождения. Оруденение обнаруживает четкую связь со структурами палеозойского орогенного этапа. Характерным является широкий диапазон дифференциации магматических образований таннуольского и кызыкчадрского комплексов, как по составу (от габбро и габбродиоритов до гранитов и порфиров), так и по глубинности становления от типичных интрузивных (габбродиориты и диориты) до субвулканических пород (гранит-порфиры). Значительную роль играют дизъюнктивные нарушения разного порядка. Более крупные из них, и особенно, участки пересечения разнонаправленных нарушений контролируют размещение рудоносных интрузий, а менее

протяженные создают поля мелкой тектонической трещиноватости, необходимой для формирования рудоносных штокверков. Характерно широкое площадное распространение благоприятных типов гидротермального изменения (беризитизация), представленных аргиллизированными, серицитизированными, окварцованными и пиритизированными породами, которые находят отражение в виде контрастных региональных геохимических аномалий по потокам рассеяния меди и в меньшей мере – молибдена.

СВИНЕЦ, ЦИНК

В региональном плане размещение оруденения полиметаллической колчеданной формации определяется приуроченностью к туматтайгинско-сыынакскому осадочно-вулканическому комплексу контрастного и непрерывного ряда. Рудные узлы и поля контролируются крупными региональными разрывными нарушениями и вулканическими центрами, которые фиксируются участками кустового развития субвулканических образований. Особо благоприятны места сочленения крупных разломов с оперяющими дизъюнктивами. Для размещения рудных тел важное значение имеют контакты пластов вулканогенных пород различного состава, субвулканических образований, разрывные нарушения и зоны метасоматически измененных пород серицит-кварцевого состава.

ЗОЛОТО

Золото в качестве сопутствующего элемента практически присутствует на всех проявлениях медно-порфировой формации, являющейся золотосодержащей, со всеми характерными для него вышеприведенными рудоконтролирующими факторами и поисковыми признаками.

Единичные проявления собственно золоторудной кварцевой формации пространственно и генетически тесно связаны с медно-порфировым оруденением. Проявление приурочено к тектонической контактовой зоне гранитоидов кызыкчадрского, реже – таннуольского комплексов и терригенно-вулканогенным и метатерригенными отложениями позднерифейского и силурийского возраста. Оруденение золота локализовано в кварцевых жилах, реже – в метасоматически измененных (окварцевание, сульфидизация) интрузивных породах комплексов.

Потенциально перспективны объекты золоторудной кварцевой и золоторудно-сульфидно-кварцевой формаций, приуроченных к Куртушибинскому поясу, сложенному породами офиолитовой ассоциации с подчиненной ролью флишоидных образований позднего кембрия. В тектоническом плане это складчатая структура сложного генезиса, усложненная серией поперечных нарушений, которые определяют размещение золоторудных объектов с ореолами гидротермально-метасоматических изменений березитового, листовенитового и пропилитового состава.

Для площади листа характерен широкий спектр гидротермальных изменений, сопровождающих золотое оруденение всех формаций. Преобладает окварцевание – это зоны прокварцевания (линейные штокверки) и поля кварцевых жил. На отдельных проявлениях широко развиты процессы березитизации, реже – листовенитизации и пропилитизации. Все эти процессы сопровождаются сульфидной минерализацией различной интенсивности, которая фиксируется контрастными региональными геохимическими аномалиями (потоки рассеяния) золота и мышьяка.

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, СЕРЕБРО

В геолого-структурном плане размещение объектов прогнозируемой серебряно-золотой адуляр-кварцевой (?) формации определяется приуроченностью к границе терригенных отложений силура с вулканогенными образованиями раннего девона. Размещение оруденения контролируется разрывными нарушениями и зонами сочленениями их с оперяющими дизъюнктивами, которые фиксируются участками развития субвулканических образований. Для локализации рудных тел благоприятны места контактов терригенных пород различного состава с субвулканическими образованиями, представленные «субсогласными» линзообразными телами

риодацит-порфиров и риолит-порфиров кендейско-саглинского осадочно-вулканического комплекса. В контактовой зоне интенсивно проявлены процессы окварцевания, пропилитизации и сульфидной минерализации, которые фиксируются контрастными региональными геохимическими аномалиями (потоки рассеяния) золота, серебра, мышьяка.

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 юго-восточного склона Куртушибинского хребта и приурочены к узлам сопряжения и пересечения разрывных нарушений различной ориентировки. Россыпи погребенные аллювиальные и аллювиально-пролювиальные. Образовались они за счет перемива золотосодержащих ледниковых отложений. Источником поступления золота в морену послужили доледниковые золотоносные коры выветривания наряду с сохранившимися коренными источниками и склоновыми отложениями. Распределение россыпей связано, в первую очередь, с закономерностями размещения коренных источников, их денудацией и перераспределением в корах выветривания, ледниковых отложениях и речных системах.

УРАН

Месторождения и проявления урана представлены урановой формацией в пестроцветных озерных и аллювиальных континентальных отложениях и редко – урановорудной формацией в аргиллизитах вулканотектонических структур, что и определяет особенности их локализации. Оруденение первой приурочено к терригенно-карбонатной, озерно-лагунной геологической формации Центрально-Тувинского прогиба, локализуясь в озерно-аллювиальных (русловых и прибрежно-озерных) фациях на различных стратиграфических уровнях разреза отложений среднего девона – раннего карбона. Наиболее продуктивными являются терригенные отложения атакшильской свиты среднего девона с локализацией рудных тел в песчаниках, на границе их сероцветных разностей с красноцветными.

Гидротермальные проявления урана размещаются в вулканитах кендейской свиты раннедевонского возраста. Отмечается напряженный характер разрывной тектоники разной направленности, которая контролирует развитие низко-среднетемпературных эпигенетических образований (аргиллизитов). Оруденение локализуется на участках сопряжения или пересечения нарушений в гидротермально измененных вулканических и субвулканических породах весьма разнообразного состава. Рудоконтролирующими являются крутопадающие зоны дробления и повышенной трещиноватости с широким развитием гидротермальных окологорудных изменений, представленных гематитизацией и кварц-гидрослюдистыми метасоматитами.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Площадь листа расположена на сочленении двух минерагенических субпровинций **Западно-Саянской** и **Верхне-Енисейской**, со сложным геологическим строением и длительной историей развития. Многоэтапность процессов рудообразования, 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 [24] и в связи с полученными новыми данными, на площади листа незначительно изменены контуры известных минерагенических подразделений и введены четыре новых рудных узла, три из которых прогнозируемые.

ЗАПАДНО-САЯНСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СУБПРОВИНЦИЯ

Настоящее трансрегиональное подразделение охватывает небольшую северо-западную часть площади листа и представлено **Куртушибинской нефрит-золото-асбестоносная минерагенической зоной** (МЗ) (1 asb, Au, np/RF₃ – C₃, Q). Она по своим границам отвечает распространению

одноименного офиолитового пояса с возрастным диапазоном поздний рифей–ранний кембрий и сопряженных с ним Аласугского прогиба с возрастом средний–поздний кембрий и северо-восточного замыкания ордовикского Хемчикского прогиба. В составе МЗ выделены ограниченные фрагменты **Усинского золоторудно-россыпного района** (1.1 Au) и *Туран-Ожу-Хутинского золоторудно-россыпной узел* (1.0.1 Au). В пределах узла известны небольшие россыпи золота, пункты минерализации золота и платины.

ВЕРХНЕ-ЕНИСЕЙСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СУБПРОВИНЦИЯ

Субпровинция на территории листа представлена двумя минерагеническими зонами и одним минерагеническим подразделением за их пределами.

Таннуольско-Улугуйская свинцово-цинково-золоторудная МЗ (2 Au,Zn,Pb/Rf₃-S,Q) пространственно охватывает выступы складчатого основания, сложенные вулканогенно-терригенными образованиями венда–раннего кембрия и штамповые салаирские структуры, выполненные ордовикско–силурийскими терригенными отложениями. Зона представлена небольшими фрагментами **Ондумско-Улугуйского медно-свинцово-цинковорудного** (2.1 Zn,Pb,Cu) и **Тапса-Каахемского золоторудно-россыпного** (2.2 Au) **районов**, а также *Хуннугским прогнозируемым золоторудным узлом* (2.0.1 Au). В пределах первого находится западная часть *Таскыльского прогнозируемого медно-свинцово-цинковорудного узла* (2.1.1 Zn,Pb,Cu), охватывающего Улугуйский выступ у восточной рамки листа. На площади листа узел характеризуется наличием пунктов полиметаллической колчеданной минерализации. Фрагмент Тапса-Каахемского золоторудно-россыпного района приурочен к горсту, выполненному вулкано-карбонатно-терригенными отложениями раннего кембрия в юго-восточной части площади. Хуннугский прогнозируемый золоторудный узел в терригенных отложениях ордовика–силура приурочен к тектоническому блоку северо-западного простираения в центральной части листа и выделяется по наличию пунктов минерализации и контрастных геохимических аномалий золота.

Центрально-Тувинская гипс-уран-угленосная МЗ (3 УК,U,g/D-J) представлена на территории листа своим северо-восточным окончанием и охватывает поля распространения вулканогенно-терригенных девонских отложений. В МЗ выделен **Центрально-Тувинский урановорудный район** (3.1 U) и его северо-восточный фланг – *Усть-Уюкский урановорудный узел* (3.1.1 U). Перспективность узла определяется месторождениями и проявлениями урана.

Внезональные минерагенические подразделения расположены в пределах развития терригенных отложений Систигхемского прогиба и интрузивных образований Улугуйского выступа.

Ожинский золото-молибден-меднорудный район (0.1 Cu,Mo(Au)) охватывает большую часть одноименного плутона гранитоидов таннуольского комплекса. В состав района входит *прогнозируемый Кызыкчадрский золото-молибден-меднорудный узел* (0.1.1 Cu,Mo(Au)) с одноименным прогнозируемым месторождением и рядом проявлений медно-порфировой формации. На восточном фланге выделяется *Улугбусский прогнозируемый золото-молибден-меднорудный узел* (0.1.2 Cu(Mo,Au)), в пределах которого известны проявления, пункты минерализации и контрастные геохимические аномалии меди и золота.

Балдыргангынский прогнозируемый золоторудный узел (0.0.1 Au) расположен в краевой западной зоне Систигхемского прогиба и захватывает часть наложенной структуры, сложенной вулканогенными образованиями раннего девона. Он фиксируется наличием проявления золота и серебра с контрастными геохимическими аномалиями.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Площадь листа неоднородна по степени хозяйственной освоенности. Юго-западная часть, где имеется отрезок федеральной автомобильной дороги и проходит ЛЭП, относится к среднеосвоенным районам. Западнее площади начато строительство железной дороги Курагино–Кызыл. Большая часть территории относится к малоосвоенным, энергетически она не обеспечена и практически с полным бездорожьем. 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.

МЕДЬ, МОЛИБДЕН

Прогнозируемый Кызыкчадрский золото-молибден-меднорудный узел (0.1.1 Cu,Mo(Au)) с одноименным прогнозируемым месторождением и рядом проявлений обладает значительным металлогеническим потенциалом. По рудному полю месторождения ресурсы меди по категории P_1 – 1 053 тыс. т и P_2 – 770 тыс. т учтены МПР Республики Тыва (1998 г), а в 2011 году в ЦНИИГРИ направлены на апробацию, но не апробированы ресурсы по категории P_2 меди – 1 млн т и молибдена – 41 тыс. т. Ресурсы узла поставлены на учет во ВСЕГЕИ по категории P_3 в количестве: по меди – 1,4 млн т, по молибдену – 21 тыс. т (Паспорт № 5960098, 2008 г.). Ранее в 1998 году прогнозные ресурсы узла по категории P_3 оценивались для меди – 525 тыс. т, по молибдену – 22 тыс. т.

Прогнозные ресурсы узла при составлении паспорта дополнительно определялись по методу аналогий по формуле: $M=K \times m \times S$, где K – поправочный коэффициент подобия (0,65); m – удельная рудоносность эталонного узла (30 000 т/км²); S – продуктивная площадь Кызыкчадрского узла (125 км²). За эталонный объект принят Аксугский молибден-меднорудный узел с продуктивной площадью – 170 км² и удельной продуктивностью – 30 тыс. т/км².

Прогнозные ресурсы по категории P_3 составили 2,4 млн т меди, что в целом соответствует металлогеническому потенциалу узла.

При составлении Паспорта учета № 5960795 ресурсы *потенциального Улугбусского золото-молибден-меднорудного узла (0.1.2 Cu(Mo,Au))* по категории P_3 определялись методом аналогий по формуле: $M=K \times m \times S$, где K – поправочный коэффициент подобия; m – удельная рудоносность эталонного узла; S – площадь Улугбусского золото молибден-меднорудного узла (104 км²). За эталонный объект принят Аксугский молибден-меднорудный узел с продуктивной площадью – 170 км², удельной продуктивностью – 30 тыс. т/км², коэффициентом подобия – 0,35.

Прогнозные ресурсы узла по категории P_3 , составляющие 1,0 млн т меди, после рассмотрения рекомендованы к постановки на учет.

СВИНЕЦ, ЦИНК

Наиболее изученным и доступным является восточный фланг (за пределами площади листа) *Таскыльского прогнозируемого медно-свинцово-цинковорудного узла (2.1.1 Zn,Pb,Cu)*, где известен ряд проявлений. Западная часть находится в крайне неблагоприятных физико-географических условиях и в поисковом отношении изучена слабо. Здесь на известных проявлениях содержания полезных компонентов иногда достигают промышленных значений, но из-за ограниченных масштабов оруденения практического значения не имеют. Перспективы узла сосредоточены в восточной части и составляют по не апробированным авторским оценкам [97] категории P_3 цинка – 2 035 тыс. т, свинца – 395 тыс. т, меди – 347 тыс. т.

ВОЛЬФРАМ

Перспективы площади на выявление значимых объектов вольфрамового оруденения незначительны и ограничиваются минерализацией вольфрама в кварцевых жилах, приуроченных к эндоконтактовым зонам гранитоидов таннуольского комплекса.

ЗОЛОТО

Перспективы золотого оруденения площади связаны в первую очередь с месторождением и проявлениями медно-порфировой формации, являющейся золотосодержащей. Исходя из расчетов методом региональной геохимической оценки (геохимическая основа) [88], используя результаты опробования по потокам рассеяния, проведен подсчет прогнозных (геохимических) ресурсов по золоту *Кызыкчадрского золото-молибден-меднорудного узла (0.1.1 Cu,Mo(Au))*, которые составили 25 т и *Улугбусского золото-молибден-меднорудного узла (0.1.2 Cu(Mo,Au))* – 53 т.

Заслуживает внимания проявление серебряно-золотой адуляр-кварцевой формации и широкое распространение аномальных потоков рассеяния золота и серебра в пределах *Балдырганьского прогнозируемого золоторудного узла (0.0.1 Au)*. Исходя из расчетов методом региональной геохимической оценки (геохимическая основа) [88], используя результаты опробования по потокам и ореолам рассеяния, проведен подсчет прогнозных ресурсов узла по золоту,

которые составили 35 т.

Хуннугский прогнозируемый золоторудный узел (2.0.1 Au) выделен, в основном, по результатам геохимического опробования (потоки рассеяния). В силу слабой изученности перспективы его неясны. По геохимическим данным (геохимическая основа) [88] его прогнозные ресурсы предположительно составляют 32 т золота.

Россыпная золотоносность *Туран-Ожу-Хутинского золоторудно-россыпного узла* (1.0.1 Au) в пределах листа ограничена прогнозным потенциалом верховьев р. Ожу и ее левого притока р. Кара-Хем. Обусловлено это тем, что наряду с благоприятными факторами (коренная золотоносность вмещающих образований, наличие золотоносных кор выветривания, высокие содержания золота в пластах), потенциальная россыпная золотоносность площади значительно снижается за счет неблагоприятных морфологических условий для формирования россыпей в пределах листа. Это проявляется в широком развитии отложений горно-долинного оледенения, в наложении 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 верхнего течения р. Ожу (I-1-12) – 139 кг и для р. Кара-Хем – 950 кг, в том числе для верхнего течения (I-1-5) – 260 кг и для нижнего (I-1-14) – 690 кг [82].

ПЛАТИНА И ЭПГ

Несмотря на выявление на площади минерализации платины и ЭПГ, перспективы выявления значимых объектов незначительны, в силу ограниченного распространения и размеров тел гипербазитов платиноносной (хромит-платиновой) формации.

УРАН

Перспективность *Усть-Уюкского урановорудного узла* (3.1.1 U), в силу его достаточной изученности, определяется запасами и ресурсами Усть-Уюкского месторождения (IV-2-6, 10), которые составляют по категории C_{1+2} – 13,2 тыс. т, забалансовых – 10,7 тыс. т, P_{1+2} – 8,0 тыс. т [24].

На площади все известные и вновь выявленные объекты золота, медно-молибденовых, урановых руд со значительными прогнозными ресурсами требуют дальнейшего доизучения, соответствующего следующим стадиям геологоразведочных работ. В первую очередь это поисковые работы в пределах *Кызыкчадрского прогнозируемого золото-молибден-меднорудного узла*, которые уже были включены в Перечень объектов ГРР по воспроизводству МСБ ТПИ за счет средств федерального бюджета на 2015 год в качестве резервного нового (конкурсного) объекта.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Площадь расположена в пределах **Саяно-Тувинской гидрогеологической складчатой области** (eXI-B) (структура II порядка), входящей в **Алтае-Саянскую сложную гидрогеологическую складчатую область** (gXI) (структура I порядка) [90], и характеризуется сложным геологическим и тектоническим строением, орографическими 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. 7): *Западно-Саянский* (eXI-B-1) и *Восточно-Тувинский* (eXI-B-2) гидрогеологические массивы и *Турано-Уюкский межгорный артезианский бассейн* (eXI-B-3) [23]. Турано-Уюкский межгорный артезианский бассейн располагается в основном в наложенных герцинских впадинах области каледонской складчатости, Западно-Саянский и Восточно-Тувинский гидрогеологические массивы – в областях салаирской и каледонской складчатости (табл. 1).

Таблица 1

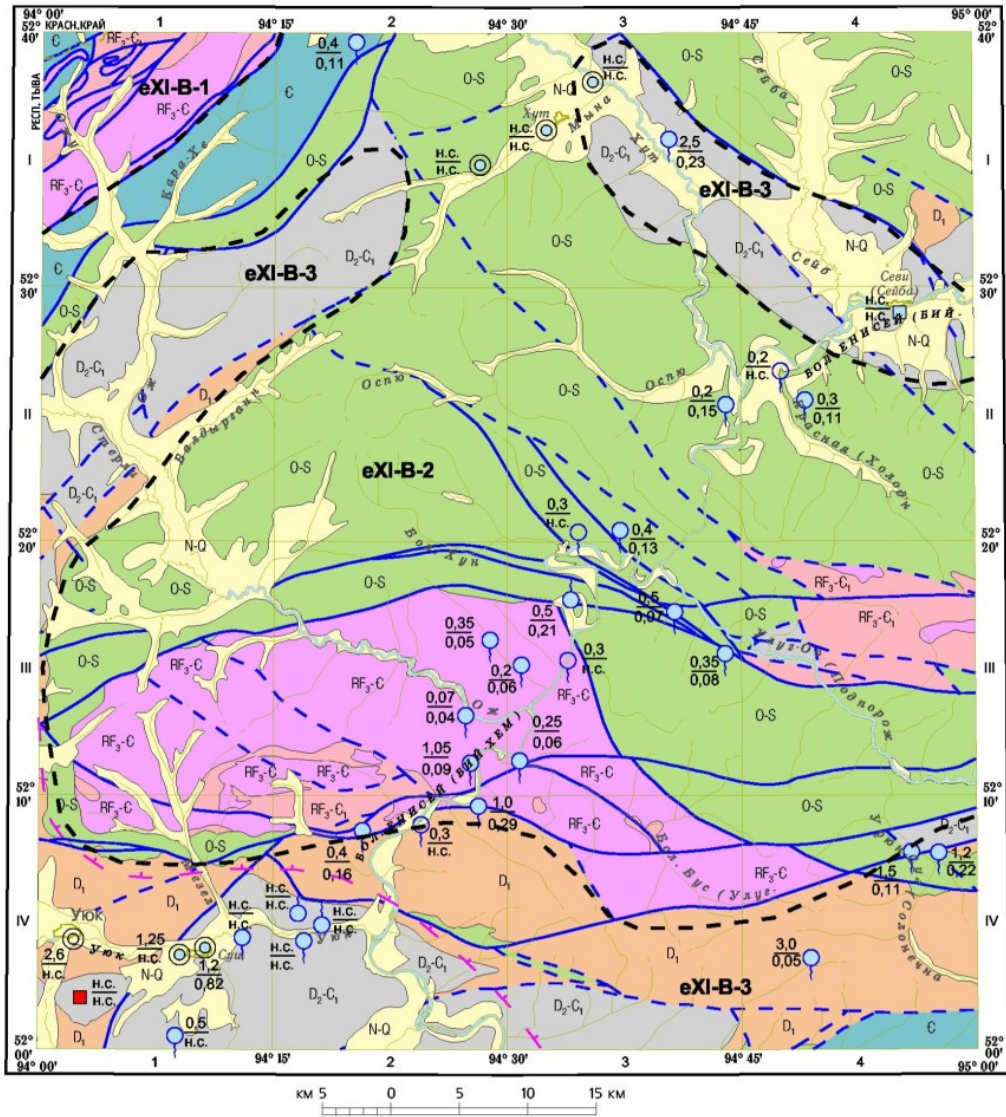
Структурно-гидрогеологическое районирование листа N-46-XXXV

Структурно-гидрогеологические единицы (порядок)			Структурно-тектонические единицы
I	II	III	
Алтае-Саянская сложная гидрогеологическая складчатая область (gXI)	Саяно-Тувинская гидрогеологическая складчатая область (eXI-B)	Западно-Саянский гидрогеологический массив (eXI-B-1)	Куртушибинский офиолитовый пояс
		Восточно-Тувинский гидрогеологический массив (eXI-B-2)	Аласугский прогиб Хемчикский прогиб
		Турано-Уюкский межгорный артезианский бассейн (eXI-B-3)	Центрально-Тувинский прогиб Систигхемский прогиб

Исходя из стратиграфо-генетического принципа с учетом условий питания, разгрузки, гидравлических взаимосвязей, на исследованной территории выделяются следующие **водоносные комплексы и зоны** (рис. 7): водоносный неоген–четвертичный комплекс (N-Q), водоносные зоны трещиноватости среднедевонско–нижнекаменноугольных карбонатно-терригенных образований (D₂-C₁), нижнедевонских осадочно-вулканогенных образований (D₁), ордовикско–силурийских карбонатно-терригенных образований (O-S), кембрийских кремнисто-карбонатно-сланцево-терригенных образований (C), верхнерифейско–нижнекембрийских карбонатно-терригенно-кремнисто-сланцево-метабазальтовых образований (RF₃-C₁), верхнерифейско–кембрийских интрузивных пород (RF₃-C) [62].

Водоносный неоген–четвертичный комплекс (N-Q) приурочен к аллювию речных долин крупных водотоков рек – Бол. Енисей, Уюк, Ожу, Хут и их притоков, элювиальным, делювиальным и пролювиальным образованиям. Максимальная мощность данных отложений наблюдается в Центрально-Тувинском прогибе, где образуются грунтовые потоки. В скважинах пос. Суш 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 комплекса 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 без цвета, запаха, вкуса, прозрачные, температура – 0,3–11,5 °С (преобладает 2–3,7 °С).



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

<p>Гидрогеологическое районирование</p> <p> eXI-B-1 Гидрогеологические массивы: Западно-Саянский (eXI-B-1), Восточно-Тувинский (eXI-B-2); Турано-Уюкский (eXI-B-3) межгорный артезианский бассейн </p>		<p>Границы гидрогеологических подразделений</p> <p> а — Водонасыщенные зоны разломов: установленные (а), предполагаемые (б) </p>	
<p>Гидрогеологические подразделения</p>			
<p> N-Q</p> <p>Водонасыщенный неоген-четвертичный комплекс. Гравийно-галечниковые отложения с включениями валунов и песчаным, реже супесчаным и суглинистым заполнителем, супеси, суглинки с прослоями песков</p>	<p>Водонасыщенные зоны трещиноватости:</p>		
<p> D₂-C₁</p> <p>Среднедевонско-нижнекаменноугольных карбонатно-терригенных образований. Песчаники, алевролиты, туффиты, гравелиты и конгломераты</p>	<p> D₁</p> <p>Нижнедевонских осадочно-вулканогенных образований. Эффузивы основного, среднего и кислого состава, их туфы, туфоконгломераты, туфогравелиты и туфочесанники</p>		
<p> O-S</p> <p>Ордовикско-силурийских карбонатно-терригенных образований. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, реже известняки</p>	<p> C</p> <p>Кембрийских кремнисто-карбонатно-сланцево-терригенных образований. Метаморфизованные песчаники, метаморфические сланцы, порфириты и их туфы</p>		
<p> RF₃-C₁</p> <p>Верхнерифейско-нижнекембрийских карбонатно-терригенно-кремнисто-сланцево-метабазальтовых образований. Метабазальты, туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, метаморфические сланцы, линзы известняков</p>	<p> RF₃-C</p> <p>Верхнерифейско-кембрийских интрузивных пород. Граниты, гранодиориты, диориты, габбро, реже перидотиты и серпентиниты</p>		
<p> Сквжина</p>	<p>Опорные водопункты: сверху – его номер, справа в числителе: для источников – дебит, для скважин – удельный дебит (л/м³/сек), в знаменателе – минерализация (г/дм³), слева – преобладающий газовый состав.</p>		
<p> Колодец</p>	<p>Закраска соответствует химическому составу воды: синяя – с преобладанием гидрокарбонатного аниона, красная – хлоридного аниона, без закрашки – по составу нет сведений</p>		
<p> Источник восходящий</p>			
<p> Источник нисходящий</p>			

Рис. 7. Гидрогеологическая схема листа N-46-XXXV.

По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные натриево-кальциевые, по величине минерализации – пресные (0,02–0,35 г/л), 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 – слабокислой 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 [56].

Водоносная зона трещиноватости среднедевонско–нижнекаменноугольных карбонатно-терригенных образований (D₂–С₁) распространена на северо-западе, северо-востоке и юге территории в бассейнах рек Ожу, Сейба и Уюк. 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 и более метров – 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 до 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 – 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/л, 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 для целей 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 юге и северо-западе изученной территории. Водовмещающие породы представлены трещиноватыми эффузивами основного, среднего и кислого состава, их туфами, туфоконгломератами, туфогравелитами и туфочесчаниками. Мощность трещиноватой зоны в основной 100 м, а в зонах тектонических нарушений может достигать до 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 м, иногда 100–150 м под горизонтами неоген–четвертичного возраста, с которыми гидравлически связан. Верхние части склонов и водоразделы, как правило, 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/л, 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 мало, но в связи с достаточной водообильностью и хорошими качествами их 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. Воды зоны в целях водоснабжения используются очень мало. В связи с достаточной водообильностью и хорошими качествами воды зоны 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.

Водоносная зона трещиноватости ордовикско–силурийских карбонатно-терригенных образований (O–S) широко распространена на большей части изученной территории, преимущественно в центральной ее части, а также на северо-востоке и востоке. 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/л, 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 малопригодны для употребления из-за повышенного содержания фтора (2,7 мг/л).

Водоносная зона трещиноватости кембрийских кремнисто-карбонатно-сланцево-терригенных образований (Є) распространена участками на северо-западе и юго-востоке 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 воды 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 которыми 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/л, 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 не используются. В связи с хорошей водообильностью в дальнейшем воды этой зоны 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-терри-

генно-кремнисто-сланцево-метабазальтовых образований (RF₃-C₁) участками распространена на северо-западе и востоке и центральной части изученной территории. Водовмещающими породами являются трещиноватые метабазалты, 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 5,0 и 56,0 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/л, от очень мягких до умеренно жестких (общая жесткость – 0,2–4,5 мг-экв/л, 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 настоящее время воды зоны не используются. 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-кембрийских интрузивных пород (RF₃-C) достаточно широко распространена в центральной части территории, а также на северо-западе и фрагментарно на востоке. 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 до 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 колеблется 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 [62]. 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/л (преобладает 0,06 г/л), от очень мягких до умеренно жестких, единично – жесткие, общая жесткость – от 0,1 до 4 мг-экв/л, с нейтральной, реже слабощелочной 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 пользуются широким распространением. Это воды рек и речек, менее распространены воды озер. Основными водными артериями территории являются реки Бол. Енисей, Уюк, Ожу, Сейба, Хут и их крупные притоки. По физическим свойствам поверхностные воды прозрачные, без цвета, вкуса и запаха, пресные с

минерализацией – 0,01–0,27 г/л. Воды в основном очень мягкие и мягкие (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-магниевые. 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.

В зависимости от характера распространения **многолетней мерзлоты** в районе развита многолетняя мерзлота островного типа. Острова многолетней мерзлоты приурочены в основном к склонам северной экспозиции и высотами более 1 700 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

Площадь листа приурочена к Западно-Саянской горно-таежной области в составе семиаридной крайне континентальной, центрально-азиатской ландшафтной зоны с тремя природными ландшафтами, различающиеся по макрорельефу, литологии коренных пород, почвам, растительности.

Геоморфологически площадь листа относится к приподнятым денудационным массивам Западного Саяна и Тувинского нагорья с осложняющими их впадинами и котловинами.

Эколого-геологические работы на территории листа не проводились за исключением ряда специализированных работ по определению токсичных металлов и радиоцезия в почвах Турано-Уюкской котловины и всей Тывы [40, 44], эколого-географической диагностики природно-хозяйственных систем межгорных котловин [1]. 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 не освоенным природным ландшафтам, поэтому при оценке эколого-геологической обстановки, учитывалась в основном интенсивность опасных (неблагоприятных) природных объектов.

Выделены следующие ландшафты: грядовое среднегорье Западного Саяна и Тувинского нагорья; равнины и холмистое низкогорье; поймы и русла крупных рек, долины мелких рек; равнинный долинный; низкогорный холмистый.

Грядовое среднегорье Западного Саяна и Тувинского нагорья (1) занимает большую часть площади на абсолютных высотах 1 500–2 500 м в морфоструктурной области денудации. Поверхность плато субгоризонтальная, слабовыпуклая, склоны пологие покрыты элювиальными, делювиальными и солифлюкционными отложениями. Часто встречаются гребневидные водоразделы. На крутых склонах возможно локальное проявление процессов осыпеобразования. Почвенный слой обычно представлен маломощными горно-тундровыми, лесотундровыми и горно-таежными подзолистыми почвами. Растительность на каменистых склонах лишайниковая, на выположенных поверхностях – мохово-лишайниковая, на склонах – кедровое редколесье и кедрово-лиственничные леса.

В связи с продолжающимся процессом горообразования, здесь фиксируется 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.

Равнины и холмистое низкогорье (2) занимает значительную часть площади листа в морфоструктурной области денудации. Приурочен к рельефу впадин и котловин, располагающихся на абсолютных отметках от 700 до 1 300 м. Рельеф имеет эрозионно-тектонический характер. Впадины и котловины сложены галечниками, песками, супесями, суглинками и глинами мощностью в десятки и первые сотни метров (максимально до 300 м), нередко с островной многолетней мерзлотой. 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 (заблачивание, оврагообразование и др.) слабы по интенсивности и проявлены локально.

Поймы и русла крупных рек, долины мелких рек (3) включают в себя днища верховий долин, русла и поймы рек в морфоструктурной области транспортировки. Аллювиальные, аллювиально-пролювиальные и ледниковые отложения всех форм этого ландшафта представлены галеч-

никами, песками и супесями с включениями торфа. Растительность таежная, степная до лесотундровой.

В истоках рек, на участках развития рыхлых пород, часто отмечаются процессы оврагообразования, оползневые явления, боковая эрозия, наледи. Геохимическая и геодинамическая устойчивость низкая.

Равнинный долинный тип ландшафтов (4) представлен террасовым комплексом рек, озерными, озерно-аллювиальными и озерно-болотными, а также аллювиальными и пролювиальными современными ландшафтами в морфоструктурной области аккумуляции. Спектр осадков широк – от галечников до глин и илов с торфами. Почвы горно-таежные подзолистые, участками черноземные, степные каштановые, иногда мерзлотные.

Низкогорный холмистый рельеф (5) представлен ледниковыми неоплейстоценовыми и древними эоплейстоценовыми аллювиальными и пролювиальными ландшафтами, приуроченными к долине р. Ожу в верхнем течении и бортам Ожунской эрозионно-структурной депрессии (котловины). Отложения представлены супесями, суглинками и глинами валунными, щебенистыми. Почвы горно-таежные подзолистые, участками мерзлотные, степные каштановые.

В целом геоэкологические 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 долин рек Ожу, Хут и Сейба, 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) в донных осадках, которая определялась по формуле: $Z=K-(n-1)$, где n – число определяемых элементов; K – коэффициент концентрации элемента по отношению к фону с использованием элементов, относящихся к 1–3 классу опасности (Pb, Zn, Co, V, Cr, Ni, Mn, Mo, Ba, Be, Sr, B, Bi, W, Cd, As, Sb).

Всего выделено четыре локальные аномалии Ni, As, Co, Cr, Sr, Cu, Pb, Mn (табл. 2). Из них одна аномалия Ni, As, Co с умеренно опасным уровнем загрязнения $8<Z<16$ приурочена к верховьям долины р. Ожу у западной рамки листа. Три аномалии Ni, Cr, Co, As, Cu, Pb, Mo, Mn, Sr с опасным уровнем загрязнения $16<Z<32$ выявлены на правом склоне долины р. Ожу в ее верховьях, в районе медно-порфинового месторождения Казык-Чадр и на правом берегу р. Уюк в приустьевой части р. Могай. Все аномалии являются природными и связаны с геохимической специализацией горных пород и рыхлых образований.

Таблица 2

Каталог природных ореолов загрязнения

№ ореола	Элементный состав ореола/среднее значение коэффициента концентрации	Кол-во проб	Основные элементы-загрязнители	Среднее значение коэффициента загрязнения
1	Ni _{9,5} As _{2,8} Co _{2,3}	6	NiAsCo	13,5
2	Ni _{18,7} As _{6,1} Cr _{2,6} Co _{2,5}	4	NiAsCrCo	26,8
3	Sr _{29,2}	5	Sr	31,2
4	Cu ₁₀ Pb ₅ Mo _{3,2} Mn _{2,5}	4	CuPbMoMn	20,0

В целом, пораженность территории листа экзогенными геологическими процессами достаточно высокая. В горной части распространены гравитационные (обвалы, осыпи), речная и овражная эрозия. На большей части территории листа развита островная мерзлота, что способствует развитию мерзлотных процессов (термокарст, мерзлотное пучение, солифлюкция и др.). Но, в связи с тем, что проявления этих процессов наблюдаются в труднодоступных, горных, необжитых районах, большой опасности для человека они не представляют.

На территории листа находится три заказника Хутинский, Тапсинский и ГПП «Тайга» площадью каждый 107 000, 109 000, 23 298 га соответственно, которые охватывают и территории на смежных листах.

Территория Республики Тува относится к территориям с высокой природной радиацией, где величина гамма-излучения превышает 1 250 мкЗв/год в основном за счет природных факторов. Наибольший вклад сюда внесли гранитоиды, сиениты, эффузивы раннего–среднего девона. Их радиоактивность составляет 25–40 мкР/ч (эффективная доза излучения – 2 200–3 400 мкЗв/год) при содержании урана – 6–10 г/т, тория – 16–20 г/т, калия – 5–7 %. Они послужили основным

материалом для формирования осадочных отложений средне-верхнедевонского и карбонового возраста, выходящих на поверхность по периферии Тувинской впадины. Повышенное содержание урана в осадочных породах обусловило образование здесь многочисленных уран-фосфатных проявлений и гидротермальных месторождений урана – Усть-Уюкского, Бегрединского, Онкажинского и др. Радиоактивность на этих месторождениях достигает 500–11 000 мкР/ч, но размеры рудных образований невелики и на общий радиоактивный фон они практически не влияют. В 1995 году силами ТувИКОПра на территории Тувы и сопредельных регионов Монголии была выполнена оценка степени загрязнения ландшафтных комплексов тяжелыми металлами, токсикогенами и радионуклидами естественного и искусственного происхождения. Определялись содержания искусственных радионуклидов ^{137}Cs и ^{90}Sr в почвах, лесном опаде и мхах. В ряде пунктов были выявлены их высокие концентрации, которые подтверждают факт многократного радиационного загрязнения территории воздушным путем. Геохимическое изучение природного фона позволило авторам сделать вывод о современном радиационном благополучии среды обитания человека на большей части территории Тувы, в т. ч. и характеризуемого листа [40].

Комплекс современных экзогенных геологических процессов связан как с проявлениями природных неблагоприятных факторов, так и с антропогенным воздействием.

Техногенная нарушенность территории, связанная с деятельностью человека, относительно невелика. Здесь находится 4 постоянных сельских поселения с общим количеством жителей не более 500 человек, но их техногенное влияние выразилось в полевых дорогах, зимовках, заимках, множестве летних ферм. В летний период реки Бол. Енисей, Улуг-О, Ожу являются популярными среди рыбаков и туристов со всей России. В связи с этим здесь построены и строятся базы отдыха, что также вносит дополнительную нагрузку на экологию района. Немалое влияние на нее оказывает автострада Красноярск–Госграница (М-54). Выявленное загрязнение почв свинцом приурочено к участкам, расположенным вдоль автомобильных дорог. Турано-Уюкская котловина уже несколько тысяч лет используется для поливного 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 % [1]. В связи с этим стал использоваться безотвальный способ сева. Необходимо упомянуть о том, что территория Тувы является природным очагом бубонной чумы, изучением, профилактикой и противоэпидемическими мероприятиями которой занимается соответствующий институт в г. Кызыле. Вода большинства рек листа характеризуется как «очень загрязненная» и «грязная» [1, 19].

В целом можно констатировать, что современное состояние экосистем территории листа благоприятное, местами удовлетворительное, но тревожное и при возрастании техногенной нагрузки может перейти в напряженное состояние.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных работ составлен комплект Госгеолкарты-200 листа N-46-XXXV (Уюк), включающий в себя геологическую карту донеогеновых образований, карту неоген–четвертичных образований, карту полезных ископаемых и закономерностей их размещения. Две последние карты для Уюкской площади составлены впервые.

Были 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 Госгеолкарты-200.

Комплект карт масштаба 1 : 200 000 составлен в рамках легенды Западно-Саянской серии с учетом предшествующих исследований и обработки собственных полевых материалов.

Проделана работа по уточнению геологических границ, состава, строения и возрастного положения известных стратиграфических, интрузивных подразделений, тектонических элементов и по выделению новых, ранее не картировавшихся, образований.

Уточнен литологический и петрографический состав и формационная принадлежность большинства стратиграфических и интрузивных подразделений.

В Куртушибинском офиолитовом поясе выделены образования верхнего рифея–нижнего кембрия (коярдская, макаровская и орешская толщи), ранее относившиеся к породам чингинской свиты нижнего кембрия. Установлена потенциальная перспективность толщ, совместно с породами иджимского комплекса, на золотое и платиновое оруденение. Венд–кембрийский туматтайгинско-сыынакский базальт-риолитовый вулканический комплекс в составе двух свит выделен в двух блоках: на восточной рамке и в виде провеса кровли в южной части Ожинского выступа. Подтверждена его металлогеническая специализация на колчеданно-полиметаллическое оруденение. Отложения среднего–верхнего кембрия (ончанская и чапшинская свиты) откартированы в пределах Аласугского краевого прогиба. На карте первого издания они относились к тапсинской свите нижнего кембрия. Северо-восточное замыкание Хемчикского прогиба представлено небольшим фрагментом, сложенным ордовикскими отложениями в объеме малиновской серии. В Систигхемском прогибе отложения систигхемской серии расчленены на узинскую, устьхамсаринскую, кугарскую свиты ордовика, которые совместно с впервые выделенными на площади субвулканическими образованиями составляют систигхемский осадочно-вулканический комплекс. Структуры Центрально-Тувинского прогиба в южной части площади сложены образованиями кендейско-саглинского осадочно-вулканического комплекса раннего девона и осадочными свитами среднего–верхнего девона. Венчают стратиграфический разрез площади на севере терригенные отложения раннего карбона, на юге – рыхлые образования палеогена.

Интрузивные образования площади представлены иджимским, таннуольским и кызыкчадрским комплексами. Иджимский – приурочен к Куртушибинскому офиолитовому поясу. Установлено наличие протрузий серпентинитового состава среди образований макаровско-орешковского вулканического пояса. Таннуольский комплекс представлен крупным Ожинским плутоном, в пределах которого установлены многочисленные поля гидротермальных изменений с золотым, медным оруденением. По породам первой и второй фаз комплекса получены радиологические датировки по цирконам, соответствующие среднему–позднему кембрию, а по Rb-Sr изохронному датированию – раннему–среднему ордовику. Исторически сложившееся мнение о нижнедевонском возрасте Кызыкчадрского комплекса не подтверждается результатами U-Pb датирования по цирконам (средний кембрий и рубеж позднего кембрия–ордовика). Учитывая отсутствие прямых геологических наблюдений и его важное металлогеническое значение принята следующая датировка кызыкчадрского комплекса – средний–поздний кембрий.

При изучении неоген–четвертичных образований во многих разрезах впервые выявлены характерные эоплейстоценовые и плиоценовые спорово-пыльцевые спектры, позволившие уве-

ренно выделять отложения этого уровня на площади. Установлено, что террасы рек сложены разновозрастными осадками, часто имеют эрозионный характер и не несут чехла коррелятивно-го аллювия. Установлена золотоносность аллювия второй надпойменной террасы р. Бол. Енисей в районе устья р. Уюк.

Классификация всех вулканических и интрузивных образований, развитых на площади, выполнена в рамках Петрографического кодекса (2008 г.). В итоге этой работы выделены новые и уточнены многие известные семейства и виды вулканических и интрузивных пород.

На площади листа незначительно изменены контуры известных минерагенических подразделений и введены четыре прогнозируемых рудных узла. По узлам подсчитаны прогнозные ресурсы категории P_3 и рекомендованы следующие стадии геологоразведочных работ.

По структурно-минерагеническому положению территория листа относится к одной из перспективных площадей республики Тыва на медь, золото и уран. Наличие на рассматриваемой территории крупного Кызыкчадрского прогнозируемого золото-молибден-меднорудного месторождения, россыпей золота и месторождений урана позволяет положительно оценить ресурсный потенциал площади. Несмотря на свою неоднозначную оценку, площадь имеет реальные перспективы для развития горнорудной промышленности.

На настоящее время на Уюкской площади остался ряд дискуссионных и нерешенных вопросов.

Необходимо уточнение возраста венд–кембрийского туматтайгинско-сыынакского вулканического комплекса в связи с возрастным разночтением в серийных легендах к Госгелкарте-200 и Госгеолкарты-1000/3. Требуется доизучение состава и возраста субвулканических образований систигхемского осадочно-вулканического комплекса. На основании большого количества спорово-пыльцевых анализов установлено, что климат района на протяжении плиоцена–неоплейстоцена был всегда более теплым, чем современный. Более холодным он был только в самом начале голоцена. Это противоречит превалирующей концепции неоднократных оледенений региона, которой придерживаются многие предшественники.

Остается дискуссионным вопрос о формационной принадлежности ультрабазитовой и габброидных ассоциаций иджимского комплекса разреза Куртушибинского офиолитового пояса и их взаимоотношений с базальтоидами коярдской толщи. В связи с получением новых радиологических датировок по породам таннуольского и кызыкчадрского комплексов необходимо уточнение их фазового состава, взаимоотношений между собой и с вмещающими отложениями. Широкое развитие полей даек в пределах Систигхемского прогиба и отнесение их полностью к кендейскому вулканическому комплексу не всегда отвечает геолого-структурному районированию и ставит вопрос о наличии более молодых дайковых образованиях.

В минерагеническом плане необходимо уточнение площадей вновь выделенных узлов, их перспективной оценки, а также генетического и рудно-формационного 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 серийную легенду в соответствии с последними инструктивными документами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *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.
2. *Аржанников С. Г., Алексеев С. В., Глызин А. В., Кулагина Н. В., Игнатова Н. В., Орлова В. А.* Динамика развития природной среды в конце плейстоцена и голоцене западной части Тоджинской впадины (Восточная Тува) // *Геология и геофизика*. Т. 51, № 2. – Новосибирск: Сибирское отделение РАН, 2010. С. 206–221.
3. *Берзин И. А., Кунгурцев Л. В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // *Геология и геофизика*. Т. 37. – Новосибирск, 1996. С. 63–81.
4. *Бурдин Н. В., Лебедев В. И.* Полупромышленные испытания технологии обогащения руд месторождения Кызык-Чадр (Тува) // *Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества*. Вып. 9. – Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2007. С. 155–159.
5. *Бухаров Н. С.* Фации ондумского вулканического комплекса Тувы и связь с ними оруденения // *Материалы по геологии Тувинской АССР*. Вып. IV. – Кызыл, 1979. С. 64–71.
6. *Бухаров Н. С.* О стратиграфии венд–нижнекембрийских отложений бассейна рек Тапса, Черби, Ондум (Центральная Тува) // *Материалы по геологии Тувинской АССР*. Вып. V. – Кызыл, 1981. С. 58–64.
7. *Вислобокова И. А., Лавров А. В.* Древнейшие кабарги рода *Moschus* на территории России и их значение для уточнения эволюции и родственных отношений семейства *Moschidae* // *Палеонтологический журнал*. № 3. – М.: Наука, 2009. С. 87–99.
8. *Галанин А. А.* Каменные глетчеры северо-востока Азии: картографирование и географический анализ // *Криосфера Земли*. Т. XIII, № 4, 2009. С. 49–61.
9. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Саянская. Лист М-46-V. Объяснительная записка / Ред. Агентов В. Б. – М.: Недра, 1966. 84 с.
10. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Саянская Лист N-46-XXXIV. Объяснительная записка / Ред. Красильников Б. Н. – М., 1959. 72 с.
11. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXXV. Объяснительная записка / Благонравов В. А., Благонравова В. И., Канторович В. И. и др. – М.: Недра, 1966. 80 с.
12. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Саянская Лист N-46-XXXVI. Объяснительная записка / Ред. Чудинов Ю. В. – М., 1959. 72 с.
13. Геологическая карта Тувинской АССР масштаба 1 : 500 000 / Ред. Подкаменный А. А., Шерман М. Л. – Л., 1983. 83 с.
14. Гидрогеологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Саянская. Лист М-46-V / Ред. Фесенко Н. А. – М.: Недра, 1973. 76 с.
15. *Головин А. А., Клюев О. С., Криночкин Л. А.* Прогнозно-геохимические карты: задачи и технологии составления // *Прикладная геохимия*. Вып. 1 / Гл. ред. Буренков Э. К. – М.: ИМГРЭ, 2000. С. 83–104.
16. *Горбунов А. П.* Каменные глетчеры азиатской России // *Криосфера Земли*. Т. X, № 1, 2006. С. 22–28.
17. *Горбунов А. П.* Каменные глетчеры мира: общее обозрение (Сообщение 2) // *Криосфера Земли*. Т. XII, № 3, 2008. С. 58–68.
18. *Горбунов А. П.* Каменные глетчеры мира: общее обозрение (Сообщение 3) // *Криосфера Земли*. Т. XII, № 4, 2008. С. 14–23.
19. Госдоклад о состоянии окружающей среды Республики Тыва в 2010 году. – Кызыл, 2011. 351 с.
20. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (Издание второе). Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXIX (Верхний Амыл). Объяснительная записка / Попов В. А., Митус А. И., Нечаева С. П. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2003. 135 с.
21. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (Издание второе). Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXX (Ырбан). Объяснительная записка / Попов В. А., Митус А. И. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2003. 133 с.
22. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (Третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-47 (Кунгуртург). Объяснительная записка / Александровский Ю. С., Семенов М. И., Шаталина Т. А. и др. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 350 с.

23. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (Новая серия). Лист N-46,(47) (Абакан). Объяснительная записка/ Беззубцев В. В. и др. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2000. 295 с.
24. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (Третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-46 (Абакан). Объяснительная записка / Беззубцев В. В., Махлаев М. Л., Кириченко В. Т. и др. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 391 с.
25. *Грайзер М. И.* Новые данные по стратиграфии и литологии нижнего карбона Тувы // Известия АН СССР. Серия геологическая. № 9, 1959. 146 с.
26. *Гусев Н. И., Берзон Е. И., Семенов М. И.* Кызыкчадрское медно-порфировое месторождение (Тува): геохимические особенности и возраст магматизма // Региональная геология и металлогения. № 59. – СПб, 2014. С. 70–79.
27. *Даценко В. М., Александровский Ю. С. и др.* Главнейшие эпохи и геодинамические обстановки гранитоидного магматизма и эндогенного рудообразования в структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы // Отечественная геология. № 10. – М., 1994. С. 27–39.
28. *Добрецов Н. Л., Симонов В. А. и др.* Океанические и островодужные офиолиты юго-восточной части Горного Алтая // Геология и геофизика. № 2. – Новосибирск, 1992. С. 3–14.
29. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. – М.: Недра, 1990. 326 с.
30. *Ковач В. П., Джек П., Ярмлюк В. В. и др.* Магматизм и геодинамика ранних стадий формирования палеозойского океана: результаты геохронологических исследований офиолитов Баян-Хонгорской зоны // Докл. РАН. Т. 404, № 2, 2005. С. 229–234.
31. *Коростин П. В., Иванова Т. Н., Занин М. В.* Описание Улайской и Чозской группы железорудных месторождений. – Л.: ВСЕГЕИ, 1948. 28–30 с.
32. *Колямкин В. М.* Новый взгляд на время и условия формирования террас Енисея // В сб.: Геология и полезные ископаемые Красноярского края и республики Хакасия. Вып. 5. – Абакан: (ГУ РХ «Национальная библиотека им. Доможакова Н. Г.»), 2000. 379 с.
33. *Колямкин В. М., Попова Н. Н.* Эоплейстоцен Приенисейского региона и возможная его корреляция с событиями на севере Сибири // В сб.: Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. – Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 298–300.
34. *Колямкин В. М., Прошина Т. Г.* Новые данные по террасам Енисея // Материалы 7 Республиканской науч. конф. «География на службе науки, практики и образования», посвященной 100-летию КО РГО РАН. – Красноярск: КГПИ, 2001. С. 15–18.
35. *Колямкин В. М., Прошина Т. Г.* Опорный разрез кайнозоя Кызылской впадины. Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейшего исследования // Материалы IX Всеросс. совещ. по изучению четвертичного периода (г. Иркутск, 15–20 сентября 2015 г.). – Иркутск: Изд-во ин-та географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, 2015. С. 228–230.
36. *Колямкин В. М., Прошина Т. Г., Сидорас С. Д., Пиманов А. В., Рубцов С. М.* О латеральном распространении эоплейстоценовых озерных отложений в Приенисейской Сибири // Материалы конференции ОАО «Красноярскгеолсъемка». – Красноярск, 2010. С. 270–275.
37. *Крупник В. М., Шашкин В. М., Левин А. Ю., Киселев Н. А., Коновод А. В., Корнилов Д. В., Желдакова С. В.* Составление карты россыпной золото- и платиноносности с целью совершенствования методики поисков и прогнозной оценке площадей на россыпи на примере Куртушибинского золотоносного пояса. – М.: ЦНИГРИ, 1992. 266 с.
38. *Кудрявцев Г. А., Агентов В. Б.* Колчеданно-полиметаллическое оруденение в восточной Туве // Тр. СНИИГГиМС. Вып. 6. – Новосибирск: Наука, 1961. С. 80–84.
39. *Кузубный В. С.* Кызыл-Таштыгский эталон туматтайгинского риолит-базальтового комплекса (Восточная Тува). – Новосибирск, 1995. 131 с.
40. *Лебедев В. И., Щербов Б. Л., Орлова С. В.* Токсичные металлы и радиоцезий в природных средах Тувы // Экология и здоровье. – Кызыл: Тувинское книжное изд-во, 1995. С. 15–33.
41. Литология, геоэкология и фауна млекопитающих позднего миоцена Улуг-Хемского месторождения глин (Центральная Тува) / *Кудрявцева А. И., Лавров А. В., Забелин В. И., Кудрявцев В. И.* // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. Вып. 9. – Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2007. С. 243–248.
42. *Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М.* Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. – М.: Наука, 1964. 193 с.
43. *Прудников С. Г.* Закономерности размещения россыпей золота в морфоструктурах Тувы и Западного Саяна (Диссертация на соискание уч. степ. кандидата геолого-минералогических наук). – Кызыл, 2004. С. 21–23.
44. *Пузанов А. В., Мальгин М. А.* Селен в почвах Тувы // Сибирский экологический журнал. № 2. – Новосибирск: СО РАН, 2000. С. 233–241.
45. Решения Всероссийского стратиграфического совещания по разработке региональных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Сибири (Девон восточной части Алтае-Саянской области. Ч. V). Постановления МСК 2012 года. – Новосибирск, (в печати).

46. *Рогов Н. В.* Геолого-структурные аспекты магматизма Кызык-Чадрского медно-молибден-порфирирового месторождения Тувы // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. – Новосибирск: Наука, 1989. С. 59–74.
47. *Руднев С. Н., Владимиров А. Г., Пономарчук В. А. и др.* Каахемский полихронный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. № 2. – Екатеринбург, 2006. С. 3–33.
48. *Рычкова К. М., Лебедев В. Н., Чушикова С. А.* Сейсмичность Тувы и проблемы прогноза землетрясений // В сб.: Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. – Кызыл, 2002. С. 62–68.
49. *Сенников Н. В., Обут О. Т., Изох Н. Г., Хабабулина Р. А. и др.* Региональная стратиграфическая схема ордовика Тывы. Постановления МСК 2012 года. – Новосибирск, (в печати).
50. *Ярмолюк В. В., Коваленко В. И.* Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. № 6. – Новосибирск, 2003. С. 556–586.

Фондовая

51. *Агентов В. Б., Благодрагов В. А., Агентов В. В.* Материалы к стратиграфии кембрия, ордовика и силура Тувы (Окончательный отчет тематических партий № 8 и 9 за 1960 г.). – Кызыл, 1961.
52. *Благодрагов В. А., Благодрагова Л. А., Канторович В. И.* Геологическое строение северо-восточной части листа N-46-XXXV. Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. – М., 1960.
53. *Блюменцвайг В. Г.* Отчет о результатах работ Саянской аэромагнитной партии № 23/60 за 1960 год. – Л., 1960.
54. *Богомолов В. Г.* Стратиграфия, тектоника, магматизм восточной части Центральной Тувы в целях составления геологической карты масштаба 1 : 500 000. – Л., 1960.
55. *Богомолов В. Г., Терентьев В. М.* Геология и полезные ископаемые бассейнов рек Ожу, Хут, Сейба и Систиг-Хем (Отчет о поисково-съёмочных работах партии № 13 за 1951 год). – Л., 1952.
56. *Бухаров Н. С., Анастасиев Н. С., Ковалев П. Ф. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Уюк, Бол. 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 съёмке масштаба 1 : 50 000 Уюкской партии по работам 1972–1976 гг. Т. 1 и 2. – Кызыл, 1977.
57. *Бухаров Н. С., Бизюк И. К., Лесонен Н. И. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Тапса, Ондум, Терехтыг, Баян-Кол в пределах листов М-46-10-А (б, г), Б, В (б, г) и Г (Окончательный отчет Ондумской партии по геологическим работам за 1969–1972 гг.). Т. 1, 2. – Кызыл, 1973.
58. *Бухаров Н. С., Корж И. И., Забрусков Ю. Д.* Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных на Усть-Уюкском месторождении урана в Тувинской АССР в 1958–1961 гг. (с подсчетом запасов по состоянию на 01.09.1961 г.). – Кызыл, 1962.
59. *Варанд Э. Л.* Кызык-Чадрское месторождение меди и золота в Тувинской АО. – Кызыл, 1956.
60. *Владимирская Е. В., Кривобородова А. В.* Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений Тувы (Окончательный отчет по работам за 1955–1959 гг.). – Л., 1960.
61. *Владимирский Г. М., Задорожная Н. М., Осадчая Д. В.* Опорные разрезы кембрия Тувы (Информационный отчет Куртушибинской партии). – Л., 1963. Красноярский филиал ФБУ «ТФГИ по Сибирскому федеральному округу», № 12290.
62. *Власов Э. Я., Муромцев В. А., Кретинин Ю. П.* Гидрогеологические условия восточной части Западно-го Саяна. Лист N-46-Г. Масштаб 1 : 500 000 (Отчет партии № 1328 за 1971–1973 гг.). – М., 1976.
63. *Долгова В. Н., Растрепин А. К.* Геологическое строение бассейна среднего течения р. Бий-Хем (Отчет о работах поисковых и поисково-съёмочных отрядов Уюкской поисково-разведочной партии за 1952–1953 гг.). – Минусинск, 1954.
64. *Зайков В. В., Куликов С. С., Зайков Е. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые хр. Таскыл и Оттуг-Тайга в пределах листов N-46-А, Б (Окончательный отчет Таскыльской ГСП по работам 1966–1968 гг.). Т. 1, 2. – Кызыл, 1970.
65. *Зайкова Е. В., Чечеткин В. А., Моргунов Ю. И.* Отчет ревизионно-оценочного отряда по работам 1976–1979 гг. – Кызыл, 1979.
66. *Кабанов О. М.* Отчет о работе Горно-Алтайской аэромагнитной партии за 1958 год. – Л., 1959.
67. *Ключко В. П.* Гравиметрическая съёмка масштаба 1 : 200 000 на Ермаковской площади. Лист N-46-XXII, XXIII, XXVIII, XXIX, XXXV (Отчет Ермаковской партии о работах за 1987–1989 годы). – Красноярск, 1989.
68. *Колямкин В. М.* ГДП-200 листа М-46-V (Кызыльская площадь). – Красноярск, 2015.
69. *Кочетков В. В. и др.* Опережающие геохимические поиски масштаба 1 : 50 000 на Хутинской площади (Отчет Геохимической партии по работам 1988–1990 гг.). – Кызыл, 1990.
70. *Кунгурцев Л. В.* Отчет о гравиметрической съёмке 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 годов). – Красноярск, 1979.

71. *Кунгурцев Л. В.* Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1 : 200 000 на Саянской площади. Лист N-46-XXIX, N-46-XXX, N-46-XXXV, N-46-XXXVI (Работы Саянской партии за 1979–1980 гг.). – Красноярск, 1980.
72. Легенда Западно-Саянской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (Издание второе). – Кызыл, 1997.
73. *Лисовский А. Л., Владимирский Г. М.* Геология и полезные ископаемые района в среднем течении р. Бий-Хем. – Л., 1949.
74. *Минаков А. Н.* Переоценка прогнозных ресурсов золота коренного, золота россыпного, МГП россыпных, меди, никеля, свинца, цинка на территории Республики Хакасия, Республики Тыва, Красноярского края по состоянию на 01.01.2010 г. – Красноярск, 2011.
75. *Минина Е. А., Борисов Б. А.* Расчленение и корреляция кайнозойских отложений Тувы с целью составления опорных легенд для Госгеолкарты-50 (Отчет по договору № 01423429/808 с Тувинской геологоразведочной экспедицией ПГО «Красноярскгеология» за 1989–1991 гг.). – СПб, 1991.
76. *Митинская Т. С.* Легенда Западно-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (Издание второе). – Кызыл, 1997.
77. *Образцов Б. В., Аристархов Г. И., Каргаполов Б. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Туран, Оджа, Хут (Отчет о поисковых работах партии № 121 за 1958 г.). – Кызыл, 1959.
78. *Осадчая Д. В., Кривобродова А. В., Котельников Д. В.* Расчленение и корреляция нижнепалеозойских осадочных образований Тувы с целью подготовки опорных легенд для Госгеолкарты-50 (Отчет о результатах опытно-методических работ, проведенных в 1988–1991 гг. по Договору № 3 с ПГО «Красноярскгеология»). – Л., 1991.
79. *Пискорский П. П., Шостацкий А. Н.* Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на медь в Минусинском межгорном прогибе и его обрамлении за 1976–1979 гг. – Красноярск, 1979.
80. *Предтеченский Н. Н.* Стратиграфия и фации девонских отложений Тувы и прилегающих к ней районов (Окончательный отчет Усинской партии по работам 1956–1959 гг.). – Л., 1960.
81. *Предтеченский Н. Н., Владимирская Е. В., Кривобродова А. В.* История осадконакопления и закономерности развития фауны в силурийских платформенных и геосинклинальных бассейнах СССР // Силур Тувы. – Л., 1973. Красноярский филиал ФБУ «ТФГИ по Сибирскому федеральному округу», № 18228.
82. *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.
83. *Рафленко Н. И.* Геологическое строение, минералогия и генетические особенности Кызык-Чадрского золото-медно-молибденового месторождения в Туве. – М., 1954.
84. *Самков В. В.* Отчет Саянской гравиметрической партии по работам 1966–1969 годов. – Красноярск, 1969.
85. *Саранцев Ф. Г.* Аэрогеофизическая съемка масштаба 1 : 25 000 на Хутинской площади в Тувинской АССР (Отчет Саянской аэрогеофизической партии). – Абакан, 1991.
86. *Слезнев И. М., Лешаков Э. И., Мишинов В. М.* Геологическое строение и полезные ископаемые р. Улуг-О (Отчет о поисково-съёмочных работах партии № 111 за 1957 г.). – Кызыл, 1958.
87. *Семенов М. И.* Оценка геологической, геохимической, геофизической изученности и подготовка геологического обоснования ГДП-200 листа N-46-XXXV (Уюкская площадь). – Красноярск, 2011. Фонды АО «Красноярскгеолсъемка», № 635.
88. *Семенов М. И.* ГДП-200 листа N-46-XXXV (Уюкская площадь) (Отчет о результатах работ за 2011–2013 гг.). – Красноярск, 2013.
89. *Семенов М. И.* Составление и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 листа N-46-XXXV (Уюкская площадь) (Отчет о результатах работ за 2014–2015 гг.). – Красноярск, 2015.
90. Справка о состоянии гидрогеологического районирования территории Российской Федерации и гидрогеологической стратификации для ведения государственного мониторинга состояния недр. – М., 2011.
91. *Уссар Р. Т.* Результаты поисков месторождений меди на участке Кызык-Чадр и в его районе за 1976–1977 гг. – Кызыл, 1978.
92. *Холяндра Л. И., Саранцев Ф. Г., Ковалев В. А.* Результаты аэрогеофизических работ в Туве и на сопряжении Восточного Саяна и Минусинской котловины. – Минусинск, 1964.
93. *Чеблаков В. П.* Отчет о геологоразведочных работах Уюкской поисково-разведочной партии на Кызык-Чадрском золото-медно-молибденовом месторождении за 1952–1954 гг. – Минусинск, 1954.
94. *Чернышов Н. М., Егоркин А. В.* Отчет о результатах работ сейсмических партий Специальной региональной экспедиции на профилях: п-ов Ямал–пос. Кяхта, пос. Ныда–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.
95. *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.
96. *Чучко В. Н.* Анализ и обобщение материалов по минерально-сырьевой базе строительных материалов Республика Тыва по состоянию на 01.01.1993 г. – Кызыл, 1993. Красноярский филиал ФБУ «ТФГИ по Сибирскому федеральному округу», № 26772.
97. *Чучко В. Н., Подкаменный А. А.* Геолого-экономическое районирование и оценка прогнозных ресурсов территории Тувинской АССР на важнейшие полезные ископаемые (Отчет Тематической партии за 1988–1990 гг.). – Кызыл, 1990.

98. *Шаповалов Д. Н.* Легенда Верхнеенсейской серии Государственной карты четвертичных образований Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). – Кызыл, 2001.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа N-46-XXXV

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку литерату- ры	Примечание, состоя- ние эксплуатации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Радиоактивные элементы					
<i>Уран</i>					
IV-2	6	Усть-Уюкское	К	[24, 58]	Разведано
IV-2	10	Усть-Уюкское (Бегрединский участок)	К	[24, 58]	Разведано

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте неоген–четвертичных образований листа N-46-XXXV

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку литературы	Примечание, состояние эксплуатации
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
<i>Обломочные породы</i>					
<i>Песчано-гравийный материал</i>					
IV-2	12	Бегрединское	Р	[96]	Разведано
<i>Песок строительный</i>					
IV-2	13	Бегрединское	Р	[96]	Разведано

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ПП), первичных геохимических ореолов (ПГХО) и вторичных геохимических ореолов (ВГХО), показанных на карте полезных ископаемых и карте неоген–четвертичных отложений листа N-46-XXXV

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
П-2	2	Истоки р. Мынас, хр. Таскыл	[11]	ПМ. В песчаниках семибратинской свиты раннего-среднего силура вкрапленность сульфидов меди
П-3	2	Северный склон хр. Таскыл в среднем течении р. Оспюр	[11]	ПМ. В песчаниках верхнеатчольской подсвиты раннего силура вкрапленность сульфидов меди
П-3	5	Правый берег р. Бий-Хем	[88]	ПМ. Ожелезненные песчаники кугарской свиты позднего ордовика с кварцевыми прожилками мощностью до 1 см, с налетами, пленками вторичных минералов меди. Содержание меди - 0,3-0,8%, золота - до 0,015 г/т
П-1	2	Верховья р. Мезель и правого притока р. Ховалыг	[88]	ВГХО. Ореол меди по содержанию 0,01%
П-1	5	Верхнеглухариный (участок №39)	[56]	ПМ. В диоритах таннуольского комплекса зоны прокварцевания и кварцевые жилы с сульфидной минерализацией. Содержание меди - 0,01-1%
П-1	8	Тараскырское-2 (участок №38)	[56]	ПМ. В диоритах таннуольского комплекса зоны прокварцевания с сульфидной минерализацией. Содержание меди - 0,01-1%, серебра - 1-6 г/т, золота - 0,003-0,4 г/т
П-2	1	Левобережье р. Ожу (группа проявлений №47)	[56]	ПМ. В диоритах таннуольского комплекса зоны гидротермальных изменений с сульфидной минерализацией. Содержание меди - 0,01-1%, серебра - до 1 г/т
П-2	3	Левый борт р. Ожу (группа проявлений №49)	[56]	ПМ. В диоритах таннуольского комплекса зоны гидротермальных изменений, кварцевые жилы с сульфидной минерализацией. Содержание меди - до 1%
П-2	5	Правый борт р. Ожу, в приустьевой части р. Глухарина-2 (группа проявлений №49)	[56]	ПМ. В диоритах и плагиогранитах таннуольского комплекса зоны гидротермальных изменений, кварцевые жилы с сульфидной минерализацией. Содержание меди - до 1%
П-2	6	Левый борт р. Глухарина-2, водораздел с р. Ожу (группа проявлений №49)	[56]	ПМ. В диоритах таннуольского комплекса зоны гидротермальных изменений, кварцевые жилы с сульфидной минерализацией. Содержание меди >1%, серебра - до 5 г/т
П-2	8	Левый борт р. Глухарина-2, (группа проявлений №49)	[56, 91]	ПМ. В диоритах и плагиогранитах таннуольского комплекса зоны гидротермальных изменений с сульфидной минерализацией. Содержание меди - до 1%
П-2	9	Водораздел рр. Ожу и Бий-Хем (группа проявлений №51)	[56]	ПМ. В диоритах и плагиогранитах таннуольского комплекса зоны гидротермальных изменений с сульфидной минерализацией. Содержание меди - до 0,8%, золота - 0,08-0,1 г/т
П-2	10	Правые притоки р. Бол. Енисей, ниже устья р. Ожу	[88]	ВГХО. В донных отложениях ореол меди по содержанию 0,01%. Максимальные содержания в потоках - до 0,03%
П-2	11	Верхнее течение р. Казык-Чадер	[88]	ВГХО. В донных отложениях ореол меди по содержанию 0,01%. Максимальные содержания в потоках - до 0,05%
П-2	15	Правый берег р. Бий-Хем	[88]	ПМ. В эпидотизированных диоритах таннуольского комплекса прожилки кварца мощность до 5 см с вкрапленностью сульфидов и вторичных минералов меди. Содержание меди - 0,44%, золота - 0,34 г/т, серебра - 0,8 г/т

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-2	18	Правый берег р. Бий-Хем	[88]	ПМ. В диоритах таннуольского комплекса жила кварца мощностью 0,6 м и протяженностью – более 15 м с вкрапленностью (до 5%) халькопирита, борнита, азурита, малахита. Содержание меди >1%, золота - 0,47 г/т, серебра - до 1,6 г/т
III-3	5	Левый берег р. Бол. Енисей	[88]	ПМ. В интенсивно расланцованных песчаниках нижеатчольской подсвиты раннего силура прожилки, линзы кварца с вкрапленностью сульфидных минералов. Содержания меди - 0,76%, золота - 0,33 г/т, серебра - 28 г/т
III-3	6	Стрелка рр. Бол. Енисей и Улуг-О	[11]	ПМ. В песчаниках нижеатчольской подсвиты раннего силура вкрапленность сульфидов меди
III-3	7	Водораздел рр. Бол. Енисей и Улуг-О	[88]	ПМ. В гидротермально измененных брекчированных песчаниках нижеатчольской подсвиты раннего силура вкрапленность сульфидов. Содержание меди - 0,32%, серебра - 7,6 г/т
III-3	8	Левый берег р. Улуг-О	[11]	ПМ. В тектонической зоне песчаники с вкрапленностью сульфидов меди
III-3	11	Левые притоки р. Бол. Енисей	[88]	ВГХО. В донных отложениях ореол меди по содержанию 0,01%. В наиболее контрастных потоках содержания меди - до 0,02%
III-3	12	Хр. Хертеш-Тайга	[11]	ПМ. В песчаниках нижеатчольской подсвиты раннего силура вкрапленность сульфидов. Содержание меди - до 0,1%
III-3	13	Водораздел на устье р. Ожу	[11]	ПМ. В диоритах таннуольского комплекса вкрапленность сульфидов меди
III-3	15	Левые притоки р. Бол. Енисей и его водораздел с р. Улуг-Бус	[88]	ВГХО. В донных отложениях ореол меди по содержанию 0,01%. В наиболее контрастных потоках содержания меди - до 0,1%
III-3	16	Истоки р. Черная, хр. Хертеш-Тайга	[11]	ПМ. В песчаниках нижеатчольской подсвиты раннего силура вкрапленность сульфидов. Содержание меди - до 0,1%
III-3	19	Правый берег р. Бол. Енисей	[88]	ПМ. В плагиогранитах таннуольского комплекса примазки «медной зелени». Содержания меди - 0,2%, золота - 0,02 г/т
III-3	21	Среднее течение правого притока р. Бол. Бус	[11, 88]	ПМ. В диоритах таннуольского комплекса кварцевые прожилки с вкрапленностью сульфидов. Содержания меди >1%, золота - 0,16 г/т, серебра - 12 г/т
III-3	24	Правый борт р. Бол. Бус	[88]	ПМ. В измененных диоритах таннуольского комплекса кварцевые прожилки с вкрапленностью сульфидов меди. Содержания меди >1%, золота - 0,44 г/т, серебра - 9,3 г/т
III-4	1	Холодная речка	[64, 97]	ПМ. В зоне гидротермально измененных, пиритизированных пород туматтайгинской свиты содержание меди - от 0,37 до более 1%, свинца - 0,1%, золота - 0,1 г/т
IV-1	1	Верховья правого притока р. Сарлык	[88]	ВГХО. В донных отложениях ореол меди по содержанию 0,01%
IV-1	2	Бассейн среднего течения р. Мезель, его правого (р. Сарлык) и левого притоков	[88]	ВГХО. В донных отложениях ореол меди по содержанию 0,01%
IV-1	5	Левый борт р. Мезель (группа проявлений №62)	[56]	ПМ. Среди вулканитов нижнекендейской подсвиты раннего девона участки гидротермальных изменений. Содержание меди от 0,01 до более 1%
IV-2	3	Левый приток р. Мал Бус (группа проявлений №68)	[56]	ПМ. Среди вулканитов верхнекендейской подсвиты раннего девона участки гидротермальных изменений. Содержание меди - 0,01-1%, серебра - 1-15 г/т
IV-2	11	Юго-западнее тр. п. 1282 (группа проявлений №76)	[56]	ПМ. В породах кохайской свиты позднего девона содержание меди - до 1%, золота - 0,1 г/т
IV-3	3	Водораздел кл. Кварцевого и Песчаного, правых притоков р. Бол. Бус	[63]	ПМ. В плагиогранитах таннуольского комплекса кварцевая жила мощностью 1,2 м с вкрапленностью халькопирита, борнита. Содержания

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				меди - до 2%, молибдена - 0,003%
IV-3	5	Водораздел р. Бол. Бус и его левого притока - кл. Махового	[63]	ПМ. В милонитизированных тоналитах таннуольского комплекса вкрапленность халькопирита, малахита, азурита. Содержания меди - до 1%
IV-4	2	Верховья р. Бол. Бус	[11]	ПМ. В гранитоидах таннуольского комплекса вкрапленность сульфидов меди
<i>Медь, молибден</i>				
III-1	4	Тараскырское (Тараскырский участок №38)	[56, 91]	П. В диоритах и плагиогранитах таннуольского комплекса зоны гидротермальных изменений с сульфидной минерализацией. Содержание меди - 0,15-1,0%, молибдена - до 0,05%, цинка - до 0,2%, золота - до 0,15 г/т
III-1	6	Верхнеглухариный (участок №39)	[56]	ПМ. В диоритах таннуольского комплекса зоны гидротермальных изменений с сульфидной минерализацией. Содержание меди - 0,01-1%, молибдена - до 0,02%, серебра - 0,5-10 г/т
III-1	9	Верхнеглухариный (участок №39)	[56]	ПМ. В диоритах и плагиогранитах таннуольского комплекса зоны гидротермальных изменений с сульфидной минерализацией. Содержание меди - 0,01-1%, молибдена - до 0,01%, серебра - 0,5-10 г/т
III-2	7	Участок Ласковый	[56, 91]	П. В дайках грейзенизированных микрогранодиоритов мелкая вкрапленностью (до 1%) пирита, реже - халькопирита и продуктами их окисления. Мощность зоны минерализации до 25 м. Содержания меди - 0,1-1,0%, молибдена - среднее 0,0025%, золота - до 0,02 г/т
III-2	16	Кызык-Чадское (участок №2)	[56, 91]	П. Граниты кызыкчадрского комплекса, прорванных телами и дайками порфиров. Тело порфиров в центре участка гидротермально изменено и превращен в серицит-кварцевые метасоматиты (березиты) с прожилково-вкрапленной минерализацией (халькопирит, молибденит, пирит, борнит). Содержания меди - 0,1-0,5%, достигающая 1,0-2,6%, молибдена - 0,005-0,03%, достигающая до 0,08%
III-3	10	Участок Чернореченский	[63]	ПМ. В зоне тектонического контакта тоналиты таннуольского комплекса с кварцевыми прожилками (до 20 см) и сульфидной вкрапленностью. Содержание меди - 0,04-1,63%, молибдена - до 0,08%
III-3	17	Водораздел р. Бол. Енисей и руч. Холодный (правый приток р. Улуг-Бус в нижнем течении)	[63]	ПМ. В диоритах таннуольского комплекса серия кварцевых жил северо-восточного простирания мощностью 0,05-0,5 м с вкрапленностью сульфидов меди. Содержания меди - до 2%, молибдена - до 0,01%
III-3	20	Водораздел рр. Бол. Енисей и Бол. Бус	[88]	П. В эндо-экзоконтакте диоритов с гранитами (таннуольский комплекс) зона прожилкового окварцевания и калишпатизации с вкрапленностью пирита, халькопирита, реже - борнита, халькозина, малахита и азурита. Содержания меди >1%, золота - 0,16-0,44 г/т, молибдена - до 0,006%
III-3	22	Правый борт в нижнем течении р. Улуг-Бус	[63, 88]	ПМ. В диоритах таннуольского комплекса серия кварцевых жил мощностью до 0,3 м с вкрапленностью сульфидов меди. Содержания меди >1%, золота - 0,28 г/т, серебра - 4,2 г/т, молибдена - 0,006%
IV-3	4	Водораздел р. Бол. Бус и его правого притока кл. Большого	[63]	ПМ. В диоритах таннуольского комплекса кварцевая жила мощностью 0,2 м с вкрапленностью сульфидов. Содержания меди - до 2%, молибдена - 0,06%
<i>Свинец</i>				
IV-2	8	Нижнее течение р. Ниж. Атыкташ	[11]	ШП. В трех шлихах галенита - до 40 знаков
IV-3	6	Правый приток р. Бол. Шиви-	[69]	ВГХО. В донных отложениях ореол свинца по

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		лиг		содержанию 0,005%. В потоках максимальные содержания - до 0,03%
<i>Цинк</i>				
III-4	2	Таскыльское водораздел верховья р. Улуг-Хем	[64, 97]	ПМ. Представлен линзами окремненных эффузивных пород туматтайгинской свиты с вкрапленностью сфалерита. Содержание цинка достигает 2,95%, меди - 0,28%
<i>Никель, кобальт</i>				
III-3	14	Водораздел рр. Черная и Улуг-Суг	[69]	ВГХО. В донных отложениях наиболее контрастного потока содержания никеля - 0,1-0,12%, кобальта - 0,004-0,01%, по ореолу среднее - 0,028 и 0,0036% соответственно
<i>Молибден</i>				
III-1	3	Верхнеглухариный участок №39	[56]	ПМ. В диоритах и плагиогранитах таннуольского комплекса зоны гидротермальных изменений с сульфидной минерализацией. Содержание молибдена - до 0,01%
III-1	7	Верховья р. Глухариная-2 (группа проявлений №40)	[56]	ПМ. В диоритах таннуольского комплекса зоны гидротермальных изменений с сульфидной минерализацией. Содержание молибдена - до 0,001-0,03%, меди - до 0,1%, серебра - до 1 г/т
III-2	2	Левобережье р. Ожу (группа проявлений №47)	[56]	ПМ. В диоритах таннуольского комплекса, прорванных дайкообразными телами гранитов кызыкчадрского комплекса, зоны гидротермальных изменений с сульфидной минерализацией. Содержание молибдена - 0,003-0,02%
III-3	18	Правый борт р. Бол. Бус и верхнее течение его правого притока	[88]	ВГХО. В донных отложениях ореол молибдена по содержанию 0,0003%. В наиболее контрастном потоке содержания молибдена - до 0,0009%
IV-1	4	Левый борт р. Мезель (группа проявлений №62)	[56]	ПМ. В тектонической зоне гидротермально измененные породы (нижеатчольская подсвита раннего силура) с содержанием молибдена - 0,002-0,1%
IV-3	1	Правый берег нижнего течения р. Бол. Бус	[88]	ПМ. В диоритах таннуольского комплекса бедная прожилковая вкрапленность молибденита. Содержания молибдена - 0,00024%
<i>Вольфрам</i>				
III-1	12	Правый борт р. Тараскыр (группа проявлений №41)	[56]	ПМ. В кварцевой жиле содержание вольфрама - 0,1%
III-1	15	Кызыл-Чиринское	[56]	П. В эндоконтакте таннуольских гранитоидов зоны прокварцевания с мелкой (до 1 мм) вкрапленностью шеелита. Содержания вольфрама по зонам - 0,001-0,005%, трехокси вольфрама - до 1,33%
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-1	1	Правый приток верховья р. Кара-Хем	[11]	ШП. В шлихах единичные знаки золота
I-1	2	Правый приток в верхнем течении р. Кара-Хем	[88]	ВГХО. В донных отложениях ореол золота по содержанию 0,01 г/т. В потоках максимальные содержания - до 1 г/т
I-1	4	Правый борт долины р. Кара-Хем, верховья правого притока	[82]	ПМ. В габброноритах иджимского комплекса кварцевые жилы с сульфидной минерализацией. Содержание золота - 0,8 г/т
I-1	5	Верхнее течение р. Кара-Хем	[82]	П. Россыпь состоит из трех струй протяженностью - от 1300 до 3600 м, шириной - 30-62 м, мощностью пластов - 0,5-2,5 м, торфов - от 7,2 до 18,5 м и с содержаниями золота - от 532 до 1225 мг/м ³
I-1	6	Р. Мокрый Сайлыг и верховья р. Ожу	[11, 82, 97]	ШП. В шлихах знаковые содержания золота
I-1	7	Среднее течение р. Кара-Хем	[82]	ШП. В шлихах знаковые содержания золота
I-1	8	Водораздел рр. Ожу и Кадырлыр	[82]	ПМ. В кварцевых жилах содержание золота - 0,8 г/т
I-1	9	Верхнее течение левого притока р. Кадырлыр	[88]	ВГХО. В донных отложениях ореол золота по содержанию 0,01 г/т. В потоках максимальные

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				содержания - до 0,03 г/т
I-1	10	Р. Чагай-Хем	[82]	ШП. В шлихах знаковые содержания золота
I-1	11	Левый приток р. Кыдырлыр	[88]	ПМ. В брекчиях по габброидам иджимского комплекса содержание золота - 0,33%
I-1	12	Среднее течение р. Ожу	[82]	П. Россыпь приурочена к горизонту межформационных отложений. Протяженность - 3200 м, мощность пласта - 0,5 м, ширина - до 85 м, мощность торфов - 8-18 м, содержания золота - 722-1287 мг/м ³
I-1	13	Левый приток р. Кадырлыр	[11, 82, 97]	ШП. В шлихах знаковые содержания золота
I-1	14	Нижнее течение р. Кара-Хем	[82]	П. Россыпь протяженностью - 3700 м, шириной - 42-45 м, мощностью пластов - 0,5-2,0 м, мощностью торфов - 1,5-32,0 м. Средние содержания золота - 520-1442 мг/м ³
I-1	15	Нижнее течение р. Ожу с правыми притоками	[82]	ШП. В шлихах знаковые содержания золота
I-1	16	Нижнее течение рр. Кара-Хем и Ожу	[11, 82, 97]	ШП. В шлихах знаковые содержания золота
I-2	1	Р. Калбакташ	[97]	ШП. В шлихах знаковые содержания золота
I-2	2	Верхнее течение р. Мынас	[97]	ШП. В шлихах знаковые содержания золота
I-4	1	Р. Узун-От	[97]	ШП. В шлихах знаковые содержания золота
II-1	1	Р. Орджил	[97]	ШП. В шлихах знаковые содержания золота
II-1	2	Верхнее и среднее течение р. Балдырганнуг	[97]	ШП. В шлихах знаковые содержания золота
II-2	1	Бассейн верховьев рр. Балдырганнуг и Оспюр	[69]	ВГХО. В донных отложениях ореол золота по содержанию 0,008 г/т. В потоках максимальные содержания - до 0,05 г/т
II-2	3	Бассейн верховьев рр. Балдырганнуг и Оспюр	[69]	ВГХО. В донных отложениях ореол золота по содержанию 0,01 г/т. В потоках максимальные содержания - до 0,02 г/т
II-3	1	Верховья правого притока р. Чапка	[69]	ВГХО. В донных отложениях ореол золота по содержанию 0,01 г/т. В потоках максимальные содержания - до 0,025 г/т
II-3	3	Р. Мал. Хуннуг и его левые притоки	[69]	ВГХО. В донных отложениях ореол золота по содержанию 0,01 г/т. В потоках максимальные содержания - до 0,08 г/т
II-3	4	Правые притоки р. Бол. Енисей	[69]	ВГХО. В донных отложениях ореол золота по содержанию 0,01 г/т. В потоках максимальные содержания - до 0,08 г/т
III-1	10	Тараскырский (участок №38)	[69]	ПМ. В кварцевых жилах среди диоритов таннуольского комплекса содержание золота - до 2 г/т
III-1	11	Верхнеглухариный (участок №39)	[56]	ПМ. В кварцевых жилах среди гранитов таннуольского комплекса содержание золота - до 1,5-2 г/т
III-1	13	Правый борт р. Мезель (группа проявлений №43-восточный)	[56]	ПМ. В кварцевых жилах и зонах прокварцевания среди гранитоидов таннуольского комплекса содержание золота - до 1-5 г/т
III-1	14	Левый борт р. Мезель (группа проявлений №43-западный)	[56]	ПМ. В кварцевых жилах и зонах прокварцевания среди гранитоидов таннуольского комплекса содержание золота - до 1-5 г/т
III-2	4	Левобережье р. Ожу	[56]	ПМ. В кварцевых жилах среди гранитов таннуольского комплекса содержание золота - до 5 г/т
III-2	13	Верхнее течение р. Казык-Чадер	[88]	ВГХО. В донных отложениях ореол золота по содержанию 0,005 г/т. В потоках максимальные содержания - до 0,1 г/т
III-2	19	Правый берег р. Бий-Хем (группа проявлений №53)	[56]	П. В диоритах таннуольского комплекса серия кварцевых жил мощностью до 0,6 м с вкрапленностью сульфидов меди. Содержания золота - 0,1-5 г/т, серебра - 0,5-60 г/т, меди - от 0,1 до более 1%
III-3	3	Левые и правые притоки р. Бол. Енисей, ниже устья р. Улуг-О	[69]	ВГХО. В донных отложениях ореол золота по содержанию 0,01 г/т. В потоках максимальные содержания - до 0,06 г/т
III-3	4	Правые притоки в нижнем течении р. Улуг-О	[69]	ВГХО. В донных отложениях ореол золота по содержанию 0,01 г/т. В потоках максимальные

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				содержания - до 0,05 г/т
III-3	9	Правые притоки р. Бол. Енисей, выше устья р. Улуг-О	[69]	ВГХО. В донных отложениях ореол золота по содержанию 0,01 г/т. В потоках максимальные содержания - до 0,04 г/т
III-3	23	Левый приток р. Бол. Бус	[69]	ВГХО. В донных отложениях ореол золота по содержанию 0,01 г/т. В потоках максимальные содержания - до 0,1 г/т
III-4	3	Среднее течение р. Улуг-О	[86, 97]	ШП. В шлихах знаковые содержания золота
IV-1	6	Нижнее течение р. Мезель	[97]	ШП. В шлихах знаковые содержания золота
IV-1	7	Левый борт р. Мезель (группа проявлений №62)	[56]	ПМ. В гидротермально измененных породах нижнекенейской подсвиты. Содержания золота - до 1 г/т
IV-2	1	Среднее течение р. Кызык-Чадыр	[56]	ШП. В шлихах золото - 1-7 знаков
IV-2	2	Правый борт р. Кызык-Чадыр в приустьевой части р. Желвак (группа проявлений №65)	[56]	ПМ. Гидротермально измененные породы в тектонической зоне с содержаниями золота - 2 г/т, серебра - 0,5 г/т
IV-3	2	Бассейн р. Бол. Бус в его среднем течении	[56]	ВГХО. В донных отложениях ореол золота по содержанию 0,005 г/т. В потоках максимальные содержания - до 0,1 г/т
IV-4	1	Среднее течение р. Урюн-Суг и его правый приток	[11]	ШО. В шлихах знаковые содержания знаки золота
<i>Золото, медь</i>				
III-2	17	Кызык-Чадрское (участок №1)	[56, 59, 91]	П. В кварцевой жиле средние содержания золота - 8,2 г/т, серебра - 28 г/т, меди - 3,9%. В других жилах содержания золота - до 14 г/т. В теле дробленных окварцованных гранит-порфиров кызыкчадрского комплекса отмечается прожилково-вкрапленное оруденение со средним содержанием меди - 1,5-2% (максимальное - до 9%), золота - 0,7 г/т, серебра - 6,4 г/т
<i>Золото, серебро</i>				
II-2	4	Левый борт верховья р. Балдыргангыг	[88]	П. В зоне метасоматических изменений песчаников мынаской свиты, прорванных риолитовыми порфирами раннего девона, минерализация пирита, пирротина, галенита, сфалерита - до 7-10%. Содержания золота - 0,1-0,77 г/т, серебра - до 10 г/т, свинца - до 0,1%, цинка - до 1%
IV-2	4	Тинникский участок (правый и левый берег р. Бий-Хем)	[56]	ПГХО. В вулканитах раннего девона, вдоль зоны разлома содержания золота - 0,001-0,1 г/т, серебра - 0,5-10 г/т, мышьяка - 0,01-0,3%
<i>Серебро</i>				
I-3	1	Бассейн левых притоков р. Чапка и правого притока р. Хут	[69]	ВГХО. В донных отложениях ореол серебра по содержанию 0,3 г/т. В потоках максимальные содержания - до 0,6 г/т
III-1	16	Правый борт р. Мезель (группа проявлений №43)	[56]	ПМ. В окварцованных ксенолитах туматтайгинской свиты среди диоритов и плагиогранитов таннуольского комплекса содержания серебра - 1-30 г/т
III-2	12	Водораздел р. Ожу в приустьевой части с р. Бий-Хем (группа проявлений №51)	[56]	ПМ. В диоритах и плагиогранитах таннуольского комплекса зоны гидротермальных изменений с сульфидной минерализацией. Содержание золота - 0,08-0,1 г/т, серебра - 0,1-5 г/т
III-2	14	Водораздел рр. Бий-Хем и Ожу в районе выс. 1837 (группа проявлений №52)	[56]	ПМ. В окварцованных ксенолитах туматтайгинской свиты среди диоритов таннуольского комплекса содержания серебра - 1-10 г/т
III-3	1	Правый берег р. Бий-Хем, 550 м от устья р. Черемуховый	[88]	ПМ. В окварцованных, сульфидизированных песчаниках кугарской свиты позднего ордовика содержания золота - 0,023 г/т, серебра - 0,98 г/т
III-3	2	Правый берег р. Бий-Хем, район устья р. Бол. Хуннуг	[88]	ПМ. В окварцованных, сульфидизированных песчаниках кугарской свиты позднего ордовика содержания золота - 0,023 г/т, серебра - 4,9 г/т
IV-1	3	Левый борт р. Мезель в районе устья р. Сарлык (группа проявлений №62)	[56]	ПМ. В окварцованных ксенолитах узинской свиты раннего ордовика среди диоритов и плагиогранитов таннуольского комплекса содержания серебра - 0,5-10 г/т

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	8	Левый борт р. Мезель (группа проявлений №62)	[56]	ПМ. В отложениях атакшильской свиты среднего девона содержания серебра - 0,5-10 г/т, максимумно - 50 г/т
IV-1	10	Придорожное (район выс. 926 м) (группа проявлений №64)	[56]	ПМ. В измененных песчаниках атакшильской свиты среднего девона содержание серебра - до 80 г/т
IV-2	7	Среднее течение р. Ниж. Атыкташ и правый приток р. Атакшил	[88]	ВГХО. В донных отложениях ореол серебра по содержанию 0,05 г/т. В потоках максимальные содержания - до 0,6 г/т. Ореол свинца по содержанию 0,005%. В потоках максимальные содержания - до 0,03%
IV-2	9	Верховья р. Атакшил (группа проявлений №75)	[56]	ПМ. В отложениях верхнекендейской подсвиты раннего девона содержания серебра - до 30 г/т, золота - до 0,5 г/т
<i>Платина</i>				
I-1	3	Правый борт в верховьях долины р. Кара-Хем	[82]	ПМ. В габброноритах иджимского комплекса зона сульфидизации. Содержание платины - 0,1 г/т, палладия - 0,003-0,3 г/т
Радиоактивные элементы				
<i>Уран</i>				
III-1	1	Хамсаринское	[56]	П. В вулканогенных отложениях кендейской свиты раннего девона содержание урана - 0,002-0,28%, тория - 0,098%
IV-2	5	Аномалия №45 (Усть-Уюкское-2)	[56]	П. В вулканиках кендейской свиты раннего девона «рудная» линза с содержанием урана - 0,02-0,076%
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Химическое сырье				
<i>Барит</i>				
IV-1	9	Сушинское. Правый борт р. Уюк	[56]	ПМ. В вулканиках кендейской свиты раннего девона гнездово-вкрапленная и прожилковая минерализация барита - 3-10% и флюорита - 5%. Содержания BaSO ₄ - до 14,5%. Концентрация CaF ₂ - до 7,65%

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений листа N-46-XXXV

№ п/п	Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь S, км ²	Запасы, категории А, В и С			ΣА+В+С	Прогнозные ресурсы			Минерагенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы)
				А	В	С ₁ +С ₂		Р ₁	Р ₂	Р ₃			
1	Туран-Ожу-Хутинский золоторудно-россыпной узел (1.0.1) ^{***}	золото россыпное (тыс. т)	342*	-	-	-		-	1,09*	-	1,09	1,09	0,003
2	Таскыльский прогнозируемый медно-свинцово-цинковорудный узел (2.1.1) ^{***}	медь, свинец, цинк (т)	63*	-	-	-		-	-	347 ^{***}	347	347	-
3	Хуннугский прогнозируемый золоторудный узел (2.0.1) ^{***}	золото (т)	101	-	-	-		-	-	32	32	32	0,32
4	Усть-Уюкский урановорудный узел (3.1.1)	уран (тыс. т)	185*	-	-	13,2		10,7	8,0	-	18,7	31,9	0,17*
5	Кызыкчадрский прогнозируемый золото-молибден-меднорудный узел (0.1.1)	медь (тыс. т)	125	-	-	-		-	1000	2400	3400	3400	27,2
6	Улугбусский прогнозируемый золото-молибден-меднорудный узел (0.1.2)	медь (тыс. т)	104								1000	1000	9,62
7	Балдыргангский прогнозируемый золоторудный узел (0.0.1) ^{***}	золото (т)	101								35	35	0,35

* Только в пределах листа.

** Для всего узла, в том числе за пределами листа.

*** Ресурсы не апробированы, приведены в авторском варианте.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Цветные металлы	Медь (тыс. т)	1	P ₂	1000
		2	P ₃	3400
Благородные металлы	Золото рудное (т)	2	P ₃	67*
	Золото россыпное (т)	3	P ₂	1,1*
Радиоактивные элементы	Уран (тыс. т)	1	P ₁ +P ₂	8,0*

* Ресурсы не апробированы, приведены в авторском варианте.

Таблица впервые выявленных или переоцененных по результатам работ прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов по листу N-46-XXXV

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Ед. изм.	Оценка ресурсов по категории Р ₃		Балансы ресурсов по результатам работ (+/-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
			на начало работ	по результатам работ		
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ						
Цветные металлы						
<i>Медь</i>						
1	Кзыкчадрский прогнозируемый узел (0.1.1)*	тыс. т	1400	2400	+1000	ПР
2	Улугбусский прогнозируемый узел (0.1.2)	тыс. т	0	1000	+1000	ПР

Примечание: ПР – поисковые работы.

* За исключением собственно рудного поля прогнозируемого месторождения Кзык-Чадр.

Список петротипов и опорных обнажений, показанных на геологической карте донеогеновых образований

№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
12	Разрез илеморовской свиты	обн. 62006-62007
13	Разрез илеморовской свиты	обн. 62008
15	Разрез кохайской, бегрединской и уюкской свит	обн. 62009
17	Разрез семибратинской свиты	[55]
24	Разрез среднеатчольской подсвиты. Верховье р. Холодной, в 1,5 км южнее высоты 2379	[11]
25	Разрез кугарской свиты	[55], обн. 81026-81034, 81042-81043, 82203-82205
26	Разрез верхней части семибратинской свиты. Правый берег р. Стерлиг, напротив устья р. Арджил	[56]
27	Разрез систигхемской серии нерасчлененной. Верховье р. Холодной 52°20'	[11]
29	Разрез нижне-, средне- и верхнеатчольской подсвит	[56]
31	Разрез устьхамсаринской и узинской свит	[11]
43	Петротип кызыкчадрского комплекса	[72]
47	Разрез туматтайгинской свиты	[56]
49	Разрез туматтайгинской свиты	[56]
51	Разрез саглинской свиты	[56]
53	Разрез илеморовской и уюкской свит	[56]
54	Разрез нижне- и верхнекендейской подсвит	[56]
55	Разрез низов кендейской свиты. Левый борт р. Уюк, против устья р. Суш	[11]
58	Разрез уюкской свиты	[80]
64	Разрез кохайской свиты. Приустьевая часть р. Суш, у Сушинской мельницы и по правобережью р. Уюк ниже устья р. Суш	[11]
66	Разрез джаргинской свиты. Бассейн р. Уюк, у Сушинской мельницы	[80]
67	Разрез атакшильской свиты. Правобережье р. Бол. Енисей, 2 км выше устья р. Бегреда	[80]
70	Разрез бегрединской свиты. Бассейн р. Бегреда в 7 км ниже устья	[80]

Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте неоген–четвертичных образований

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	Разрез аллювиальных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 720781
2	Разрез озерных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 72081
3	Разрез аллювиальных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 72085
4	Разрез аллювиальных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой, вскрытых в придорожном карьере под современным аллювиумом	[88], обн. 72034
5	Разрез аллювиальных отложений неогена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 72067
6	Разрез озерных отложений эоплейстоцена	[11], обн. 616
7	Разрез аллювиальных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 720621
8	Разрез аллювиальных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 72064
9	Скважина, 46 м, вскрывает кору выветривания, аллювий плиоценового возраста	[82], скв. 40
10	Разрез аллювиальных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 720701
11	Разрез озерных отложений позднего неоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 71021
16	Разрез озерно-аллювиальных отложений позднего неоплейстоцена-голоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 71011
18	Разрез аллювиальных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 72009
19	Разрез аллювиальных отложений голоцена	[88], обн. 2
20	Разрез аллювиальных отложений неоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 71046
21	Разрез аллювиальных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 1
22	Разрез аллювиальных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 72014
23	Разрез аллювия террасы высокой поймы со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 71045
28	Разрез аллювиально-пролювиальных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 71078
30	Разрез озерно-аллювиальных отложений голоцена, озерных и аллювиальных отложений позднего неоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 71001
32	Разрез аллювиальных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 6
48	Разрез аллювия четвертой надпойменной террасы среднего неоплейстоцена и залегающего в цоколе, со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 71082
50	Разрез аллювия четвертой надпойменной террасы эоплейстоцена, залегающего в цоколе, со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 8
52	Разрез аллювиальных отложений позднего неоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 72028
56	Разрез аллювиальных отложений позднего неоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 71066
57	Разрез аллювиальных отложений эоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 72094
59	Скважина, 16,8 м, вскрывает аллювий голоцена, неполный разрез озерных эоплейстоценовых отложений со спорово-пыльцевой характеристикой	[62], скв. 32
60	Скважина, 15,5 м, вскрывает аллювий голоцена, неполный разрез озерных неоплейстоценовых отложений со спорово-пыльцевой характеристикой	[62], скв. 35
61	Разрез пролювиальных и делювиальных отложений сушинской свиты со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 72095
62	Скважина, 6,7 м, вскрывает аллювий голоцена, неполный разрез озерных неоплейстоценовых отложений со спорово-пыльцевой характеристикой	[62], скв. 33

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
63	Скважина, 24 м, вскрывает аллювий голоцена, неполный разрез озерных неоплейстоценовых отложений со спорово-пыльцевой характеристикой	[62], скв. 34
65	Разрез аллювиальных отложений позднего неоплейстоцена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 71073
68	Разрез озерных отложений эоплейстоцена и неогена со спорово-пыльцевой характеристикой	[88], обн. 72096
69	Скважина, 293 м, вскрывает полный разрез кайнозоя (от палеогена до озерных осадков эоплейстоцена)	[58], скв. 373

Список пунктов, для которых имеются радиологические определения возраста пород

№ на карте	№ пробы (т. н.)	Название породы	Метод определения	Возраст, в млн лет (* тыс. лет)	Наименование геологического подразделения объекта	№ источника по списку литературы	Исполнитель анализа
14	Beta-107352	Горф	C	1,2±0,07*	Озерные отложения	[2]	Beta Analytic Inc, Germany
33	83040 (81044)	Плагиогранит	U-Pb	496,5±3,2	Таннуольский комплекс, вторая фаза, Ожинский массив	[89]	ЦИИ ВСЕГЕИ
34	83041 (81047)	Плагиогранит	U-Pb	503,7±4	Таннуольский комплекс, вторая фаза, Ожинский массив	[89]	ЦИИ ВСЕГЕИ
35	81038 (81038)	Плагиогранит	U-Pb	496±4	Таннуольский комплекс, вторая фаза, Ожинский массив	[88]	ЦИИ ВСЕГЕИ
36	81038 (81038)	Плагиогранит	Rb-Sr	458,4±2,8	Таннуольский комплекс, вторая фаза, Ожинский массив	[88]	ЦИИ ВСЕГЕИ
37	81038 (81038)	Плагиогранит	Rb-Sr	469±51	Таннуольский комплекс, вторая фаза, Ожинский массив	[88]	ЦИИ ВСЕГЕИ
38	81038 (81038)	Плагиогранит	Rb-Sr	471,2±2,8	Таннуольский комплекс, вторая фаза, Ожинский массив	[88]	ЦИИ ВСЕГЕИ
39	81038 (81038)	Плагиогранит	Rb-Sr	478,5±2,9	Таннуольский комплекс, вторая фаза, Ожинский массив	[88]	ЦИИ ВСЕГЕИ
40	207	Гранит-порфир	U-Pb	490±4	Кызыкчадрский комплекс, третья фаза, Кызыкчадрский массив	[26]	ЦИИ ВСЕГЕИ
41	821062 (82106)	Лейкогранит	U-Pb	514±3,5	Кызыкчадрский комплекс, вторая фаза, Кызыкчадрский массив	[89]	ЦИИ ВСЕГЕИ
42	82111 (82111)	Гранодиорит	U-Pb	507±2	Кызыкчадрский массив, из брекчий трубки взрыва	[88]	ЦИИ ВСЕГЕИ
44	21008 (21008)	Гранит	U-Pb	507,8±6,7	Кызыкчадрский комплекс, вторая фаза, Кызыкчадрский массив	[88]	ЦИИ ВСЕГЕИ
45	83043 (82228)	Кварцевый диорит	U-Pb	500,9±4,4	Таннуольский комплекс, первая фаза, Ожинский массив	[89]	ЦИИ ВСЕГЕИ
46	81051 (81051)	Диорит	U-Pb	509±3	Таннуольский комплекс, первая фаза, Ожинский массив	[89]	ЦИИ ВСЕГЕИ

Каталог памятников природы, показанных на листе N-46-XXXV

№ по схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	Геоморфологический	Сквозная долина между реками Хут и Сейба, ГД*
2	Геоморфологический	Сквозная долина между реками Мынасом и Балдырганныгом, ГД
3	Геоморфологический	Комплекс высоких речных террас в приустьевой части р. Оспор, ГД
4	Тектонический	Сейсмодислокации в приустьевой части р. Хут, ГД
5	Геоморфологический	Комплекс высоких речных террас в долине р. Красная, ГД
6	Геоморфологический	Хутинский порог, ППТ**
7	Геоморфологический	Сквозная долина между реками Камыксал и Бол. Хуннуг, ГД
8	Геоморфологический	Останец выветривания, ГД
9	Тектонический	Сейсмодислокации в верховьях р. Красной, ГД
10	Геоморфологический	Сквозная долина между реками Туран и Ожу, ГД
11	Геоморфологический	Сквозная долина между реками Туран и Ожу, ГД
12	Геоморфологический	Оползень на левом склоне долины р. Бол. Енисей, ГД
13	Общегеологический	Обнажение отложений дерзигской свиты силура с обильной фауной мшанок и брахиопод, ГД
14	Памятники древней культуры	Древние захоронения на берегу р. Туран, ГД
15	Геоморфологический	Комплекс речных террас в приустьевой части р. Уюк, ГД
16	Общегеологический	Разрез девона на р. Бол. Енисей, ГПП***
17	Тектонический	Складки в девонских породах, ГД

* Здесь и далее – местная геологическая достопримечательность.

** Памятники природы Республики Тыва [19].

*** Геологические памятники природы России.

Химический состав пород стратифицированных и интрузивных образований Уюкской площади

№ п/п	№ пробы	п.п.п.	Химический состав породы												Источник	Название породы по Петрографическому кодексу (2008 г.)
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ		
<i>Иджимский габбро-гипербазитовый комплекс</i>																
<i>Зона ультрабазитов (σRF₃?id)</i>																
1	826304	11,2	40,24	0,05	1,11	5,32	4,5	0,13	0,31	35,66	0,07	0,02	<0,1	99,22	[88]	лерцолит
2	826306	7,77	42,01	0,2	4,79	4,59	6,46	0,2	5,72	26,93	0,49	0,02	<0,1	100	[88]	верлит
3	826307	5,58	45,57	0,23	4,57	3,3	8,19	0,17	7,54	22,83	0,23	0,03	<0,1	99,25	[88]	верлит
4	826312	8,43	39,12	0,19	3,6	8	5,88	0,2	4,47	27,95	0,28	0,03	<0,1	98,9	[88]	перидотит (верлит)
<i>Зона габброидов (νRF₃?id)</i>																
5	82038	3,12	47,71	0,12	17,6	1,11	3,88	0,11	15,08	9,52	0,97	0,046	<0,1	99,8	[88]	габбро
6	826293	2,71	48,74	0,17	13,72	1,73	4,72	0,14	15,13	11,57	0,64	0,022	<0,1	99,92	[88]	габбро
7	826323	3,85	46,33	0,14	16,76	1,01	5,23	0,15	12,74	11,11	2,33	0,061	<0,1	100,39	[88]	габбро
8	82629	2,98	50,92	0,16	13,65	1,04	4,42	0,13	9,51	12,1	3,81	0,043	0,67	99,91	[88]	габбро
<i>Коярдская толща (RF₃?kr)</i>																
9	826324	1,9	53,59	1,01	15,7	1,85	8,03	0,18	6,56	5,41	4,9	0,18	<0,1	100,3	[88]	андезибазальт
10	826325	2,44	50,89	1,27	15,4	2,03	8,61	0,18	6,79	6,31	4,22	0,3	0,14	99,54	[88]	андезибазальт
11	826282	2,46	48,67	2,18	13,09	2,12	9,91	0,21	11,27	6,91	2,16	0,18	0,31	100,57	[88]	базальт оливиновый
<i>Макаровская толща (V?mk)</i>																
12	826230	3,85	51,16	2,4	16,07	4,67	5,76	0,17	5,89	3,42	5,15	0,89	0,45	100,52	[88]	трахиандезибазальт
13	826233	1,66	46,05	3,08	15,39	9,78	5,65	0,2	8,8	3,97	3,6	1,1	0,41	100,32	[88]	трахиандезибазальт
<i>Орешская толща (С,?or)</i>																
14	826202	2,29	51,58	1,4	14,37	0,7	9,03	0,18	7,76	6,81	3,53	0,87	0,14	99,57	[88]	базальт
15	826205	3,35	47,2	2,41	15,95	2,16	>10(≈11,3)	0,24	4,77	7,01	3,12	1,85	0,39	99,75	[88]	трахибазальт
16	826194	2,42	51,98	2,69	11,55	1,63	8,88	0,15	9,61	4,39	2,35	2,32	<0,1	99,06	[88]	базальт магнезиальный
<i>Таннуольский комплекс, первая фаза (qδ,δС,t)</i>																
17	540	2,18	63,88	0,55	16,56	3,19	2,12	0,08	3,66	1,72	5,28	0,8	0,23	100,25	[56]	кварцевый монцодиорит
18	19233-1	1,73	63,4	0,53	16,76	1,72	2,94	0,1	4,62	1,51	4,45	1,74	0,15	99,65	[56]	кварцевый диорит
19	535	2,44	62,12	0,56	16,99	4,24	0,93	0,06	5,35	1,11	4,5	1,18	0,28	99,76	[56]	кварцевый диорит
20	8694-2	1,1	61,54	0,64	17,79	1,25	3,63	0,09	5,94	2,25	4,1	1,4	0,3	100,03	[56]	кварцевый монцонит
21	629	3,25	61,16	0,56	16,81	2,43	4,56	0,09	3,94	1,72	3,72	1,64	0,26	100,14	[56]	кварцевый монцонит
22	4462-4	1,76	58,92	0,59	17,71	3,28	2,87	0,1	5,97	2,89	4,6	1,3	0,24	100,23	[56]	кварцевый монцонит
23	4402-7	-	58,5	0,61	17,42	3,04	2,94	0,15	5,27	2,79	5,22	2,08	0,26	100,27	[56]	кварцевый диорит
24	7568-1	2,4	58,38	0,74	16,55	3,01	3,95	0,13	5,59	3,69	3,34	2,08	0,31	100,17	[56]	кварцевый диорит
25	4462-1	1,38	58,36	0,74	16,68	2,87	4,17	0,1	6,08	3,39	4	1,86	0,29	99,92	[56]	кварцевый диорит
26	4404-3	2,02	57,78	0,68	16,29	2,94	3,95	0,12	5,92	4,44	3,76	2	0,3	100,20	[56]	диорит
27	4462	1,9	57,04	0,64	18,03	3,52	3,23	0,13	5,97	2,89	4,44	1,86	0,28	99,93	[56]	диорит

№ п/п	№ пробы	п.п.п.	Химический состав породы												Источник	Название породы по Петрографическому кодексу (2008 г.)
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ		
28	4464	1,57	55,12	0,79	18,29	3,22	4,2	0,12	7,67	3,59	4,44	0,92	0,34	100,27	[56]	кварцевый диорит
29	7591-7	2,23	54,84	0,7	17,1	3,07	4,56	0,14	7,12	4,83	3,7	1,2	0,3	99,79	[56]	диорит
30	4417-1	1,96	53,82	0,75	18,57	3,35	4,53	0,13	7,81	3,89	4,22	0,92	0,38	100,33	[56]	габбродиорит
31	4647-1	1,57	52,84	0,85	18,21	2,94	5,5	0,13	8,58	7,37	3,84	0,8	0,4	100,03	[56]	габбродиорит
32	81050	0,86	63,64	0,58	14,16	1,76	3,47	0,13	4,78	3,09	3,54	2,04	0,18	98,62	[56]	кварцевый диорит
33	81051	0,7	60,25	0,72	15,94	2,01	3,78	0,13	5,47	2,99	4,56	2,17	0,26	99,41	[88]	кварцевый диорит
34	825272	0,88	59,91	0,66	16,25	2,36	3,38	0,11	5,99	3,34	4,3	1,31	0,22	99,09	[88]	кварцевый монцодиорит
35	822283	0,96	54,71	0,66	17,9	4,33	3,5	0,13	7,61	3,47	4,22	0,87	0,29	99,04	[88]	монцодиорит
36	83043	1,38	59,59	0,69	16,19	2,65	3,33	0,14	5,37	3,2	4,27	1,14	0,25	98,93	[89]	кварцевый диорит
<i>Таннунский комплекс, вторая фаза (группа C₂)</i>																
37	671-1	0,96	66,58	0,37	17,22	2,08	1,29	0,06	4,65	0,71	4,54	1,46	0,16	100,08	[56]	тоналит ближе к гранодиориту
38	661	1,68	65,56	0,48	17,38	2,1	1,52	0,06	3,38	1	5,1	1,57	0,16	99,99	[56]	тоналит ближе к гранодиориту
39	669	1,74	65,24	0,41	17,45	2,23	1,58	0,06	4,09	0,81	4,82	1,56	0,16	100,15	[56]	тоналит ближе к гранодиориту
40	19234	1,25	64,32	0,59	16,3	1,44	3,1	0,1	5,18	1,91	3,82	1,75	0,16	99,92	[56]	гранодиорит
41	81037	0,41	69,24	0,29	15,87	0,9	1,11	0,074	3,27	0,97	4,61	1,89	0,1	98,85	[88]	плаггиогранит
42	81038	0,55	69,12	0,28	15,38	0,91	1,18	0,061	3,23	0,96	4,81	2,17	0,10	98,88	[88]	плаггиогранит
43	81047	0,34	70,17	0,26	15,6	1,05	1,14	0,07	3,31	0,89	4,72	1,44	0,1	99,22	[88]	плаггиогранит
44	81049	0,18	70,68	0,18	15,82	0,64	0,92	0,055	2,87	0,66	5,18	1,62	<0,1	99,01	[88]	плаггиогранит
45	82608	0,55	70,05	0,2	15,79	0,79	0,81	0,03	2,91	0,45	5,07	1,92	<0,1	98,77	[88]	плаггиогранит
46	82609	0,81	70,25	0,19	15,9	0,97	0,65	0,032	2,61	0,48	5,01	1,9	<0,1	98,97	[88]	плаггиогранит
47	83040	0,88	71,34	0,23	15,21	0,76	0,63	0,041	2,54	0,55	6,32	0,63	<0,1	99,4	[89]	плаггиогранит
48	83041	0,29	75,46	0,055	13,1	-	<0,25	0,022	0,73	0,1	4,53	4,75	<0,1	99,97	[89]	плаггиогранит
49	41143	0,4	70,42	0,27	15,12	0,93	1,07	0,072	2,9	0,87	4,38	2,21	0,1	98,86	[88]	гранит
50	1925-3	0,95	75,9	0,22	12,19	1,47	1,37	0,048	1,54	0,2	5,54	0,36	0,05	99,84	[56]	плаггиогранит
51	19262-1	0,85	75,68	0,23	12,15	1,42	2,22	0,046	1,12	0,1	5,18	0,72	0,04	99,76	[56]	плаггиогранит
52	4647-10	0,3	74,52	0,1	14,16	1,12	0,72	0,01	2,33	0,39	3,76	2,74	0,02	100,17	[56]	лейкогранит
53	9784-3	0,87	72,36	0,17	15,19	0,53	1,02	0,02	2,33	1,05	4,24	1,74	0,06	99,58	[56]	плаггиогранит
54	3829-2	0,97	72,2	0,2	15,19	1,15	1,02	0,04	1,6	0,84	4,38	2,2	0,05	99,84	[56]	плаггиогранит
55	7581-6	0,81	71,72	0,18	15,22	0,81	1	0,03	2,58	0,75	4,76	1,76	0,08	99,70	[56]	плаггиогранит
56	8683-1	0,88	70,62	0,23	15,78	1,13	0,95	0,05	2,48	1,05	4,77	1,74	0,1	99,78	[56]	плаггиогранит
57	8676-2	0,9	70,58	0,21	15,68	0,25	1,83	0,04	2,62	0,94	4,1	2,42	0,06	99,63	[56]	плаггиогранит
58	4411-1	0,56	70,4	0,25	15,96	1,32	1,04	0,03	3,61	0,3	4,66	2,08	0,12	100,33	[56]	гранит
59	8680	0,79	70,26	0,19	15,44	1,13	1,5	0,037	2,77	0,94	4	2,84	0,09	99,99	[56]	плаггиогранит
60	19225	0,67	70,02	0,24	15,85	1,31	1,15	0,046	3,22	0,4	4,73	1,86	0,07	99,57	[56]	гранит
61	4464-1	0,21	69,78	0,21	16,37	1,17	1,18	0,03	3,61	0,5	5,02	0,96	0,1	100,14	[56]	плаггиогранит
62	4410-2	0,24	69,76	0,27	15,77	1,28	1,08	0,26	3,61	0,3	4,79	1,8	0,12	100,28	[56]	плаггиогранит
63	7532-12	0,63	68,78	0,3	16,2	1,56	1,18	0,04	3,75	0,9	4,6	1,94	0,11	99,99	[56]	гранит
64	19226-1	0,87	68,48	0,31	16,26	1,07	1,55	0,053	4,2	0,3	4,91	1,74	0,1	99,84	[56]	плаггиогранит

№ п/п	№ пробы	п.п.п.	Химический состав породы											Источник	Название породы по Петрографическому кодексу (2008 г.)	
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅			Σ
65	19214	0,59	66,96	0,4	16,99	1,6	1,52	0,062	4,2	0,81	5	1,3	0,12	99,55	[56]	тоналит
66	7581	1,54	67,24	0,4	17,11	1,68	1,65	0,04	3,19	0,8	4,9	1,4	0,16	100,11	[56]	тоналит
67	4464-4	0,83	67,66	0,41	17,25	1,95	1,69	0,05	5	0,9	5	1,1	0,18	100,36	[56]	тоналит
68	4173	0,57	66,38	0,45	16,31	2,4	1,72	0,05	4,3	1,1	4,54	1,8	0,21	99,83	[56]	тоналит
69	19296	1,61	63,96	0,49	16,63	2,55	2,28	0,13	4,62	0,81	4,45	1,74	0,23	99,50	[56]	тоналит
70	4130-1	0,24	92,64	0,05	3,24	0,24	0,65	0,01	0,14	0	0,81	1,6	0,02	99,63	[56]	пегматит
71	3829-3	0,28	76,08	0,09	13,4	0,07	1,24	0,03	1,17	0,31	4,23	3,48	0,01	100,39	[56]	лейкогранит
72	5227-4	0,42	75,7	0,11	13,76	0,44	0,73	0,03	1,31	0,52	4,6	2,07	0,04	99,73	[56]	лейкоплагиогранит
73	4121	0,45	75,26	0,07	13,58	0,57	0,86	0,01	2,1	0	4,63	2	0,02	99,55	[56]	гранит аплитовидный
74	19295	0,3	74,9	0,55	13,5	0,51	0,68	0,032	1,02	0,1	4,27	4,46	0,03	100,35	[56]	лейкогранит
75	19296-5	0,28	74,86	0,56	13,75	0,56	0,66	0,016	1,12	0,1	4,07	4,5	0,03	100,51	[56]	лейкогранит
76	8681	0,41	74,4	0,042	13,75	0,66	0,99	0,017	0,87	0,73	4	3,66	0,04	99,57	[56]	лейкогранит порфировидный
77	4119	0,57	74,16	0,1	13,47	0,63	1,02	0,01	0,48	0	2,72	6,43	0,02	99,61	[56]	лейкогранит порфировидный
78	8676-5	0,61	73,8	0,058	13,75	0,05	1,17	0,027	0,87	1,15	3,6	4,8	0,03	99,92	[56]	лейкогранит
79	8678	-	73,62	0,09	14,89	0,21	1,87	0,03	1,27	0,31	4,8	2,16		99,25	[56]	лейкоплагиогранит
80	3910	1,06	73,2	0,1	15,23	0,47	0,88	0,04	1,17	1,05	5	1,6	0,03	99,83	[56]	плагиогранит
81	3912-1	0,66	73,12	0,11	15,09	1,02	0,58	0,03	1,75	0,42	5	2	0,06	99,84	[56]	плагиогранит
82	3678-1	0,65	72,44	0,12	15,25	1,03	1,36	0,04	2,12	0,51	4,8	1,8	0,08	100,2	[56]	плагиогранит
83	8679	0,57	71,78	0,15	15,63	0,79	1,39	0,04	2,97	0,1	4,7	2	0,083	100,2	[56]	плагиогранит
84	19231	0,81	71,36	0,16	15,12	1,13	1,31	0,033	1,96	0,2	5,09	2,36	0,05	99,58	[56]	плагиогранит
85	8673-10	0,8	72,84	0,11	15,07	0,43	0,92	0,036	2,04	0,73	4,7	2,22	0,06	99,96	[56]	плагиогранит порфир
<i>Систигхемский субвулканический комплекс (дайки) (рлп; рлп, рупО₁₋₃ss)</i>																
86	82212	1,47	72,39	0,2	13,58	0,98	0,77	0,09	1,68	0,37	6,69	0,47	<0,1	98,88	[88]	лейкогранит
87	6103301	1,64	68,61	0,31	14,7	2,86	0,34	0,03	2,46	0,51	7,89	0,074	0,11	99,57	[88]	трахидацит
<i>Кендейская свита (D, kn)</i>																
88	8745-3	1,71	64,64	0,59	15,47	5,34	1,17	0,13	3,04	1,14	4,4	2,09	0,21	99,93	[56]	дацит
89	4919-2	2,66	56,7	0,99	17,41	3,89	3,22	0,14	6,94	3,85	3,05	1,04	0,29	100,18	[56]	андезибазальт
90	8745	1,84	54,64	1,45	16,72	3,63	5,41	0,14	7,38	4,78	2,89	0,25	0,37	99,50	[56]	андезибазальт
91	9921-3	3,04	44,26	3,07	14,6	4,55	9,72	0,23	8,39	7,07	2,8	0,62	1,21	99,56	[56]	умереннощелочной пикробазальт
92	9921-1	3,57	44,18	3,22	14,64	7,84	6,94	0,27	8,25	6,24	2,66	1,12	0,7	99,63	[56]	умереннощелочной пикробазальт
93	9239-3	1,55	65,4	0,5	14,53	6,47	0,65	0,08	1,37	0,59	3,62	4,92	0,09	99,77	[56]	трахидацит-порфир
94	6950-6	2,76	58,24	1,2	17,25	2,52	3,63	0,06	3,75	3,69	5	1,3	0,3	99,70	[56]	трахиандезит
95	9238-6	1,97	53,08	0,9	20,56	3,9	3,31	0,09	7,81	2,95	4,12	1	0,42	100,11	[56]	андезибазальт пограничный с трахиандезибазальтом
96	3819-13	3,17	49,24	1,76	16,54	6,32	4,45	0,14	8,3	5,95	3,16	0,67	0,32	100,02	[56]	базальт пограничный с трахибазальтом
97	3819-12	2,81	48,6	2,16	16,28	6,31	5,46	0,22	8,4	5,81	3,22	0,63	0,41	100,31	[56]	базальт пограничный с трахибазальтом
98	9244-1	2,78	47,8	1,8	17,1	7,11	4,31	0,14	8,77	5,91	2,99	0,62	0,32	99,65	[56]	базальт пограничный с трахибазальтом
99	3819-11	2,96	46,7	2,12	16,52	8,59	4,49	0,19	8,36	6,3	2,96	0,46	0,34	99,99	[56]	трахибазальт пограничный с базальтом
100	6101301	1,97	58,78	1,1	16,68	5,72	1,98	0,37	2,59	2,04	6,22	0,73	0,56	98,96	[88]	трахиандезит
101	III-143	2,58	57,14	2,01	14,62	9,66	0,58	0,094	4,55	1,56	4,58	0,82	0,48	98,73	[88]	трахиандезит
<i>Кендейско-саглинские субвулканические образования (3 фации)</i>																

№ п/п	№ пробы	п.п.п.	Химический состав породы											Источник	Название породы по Петрографическому кодексу (2008 г.)	
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅			Σ
<i>субвулканические образования (γπ-τλπ;δπ-βπD,κп-sg)</i>																
102	7098	0,63	77,86	0,2	10,86	1,31	0,83	0,01	0,01	0,4	2,5	4,88	0,03	99,63	[56]	риолитовый порфир
103	10119-3	0,78	77,02	0,18	12,72	1,79	0,36	0,05	0,27	0,49	5,92	0,34	0,05	99,97	[56]	риолитовый порфир
104	4563	0,57	75,7	0,14	12,71	1,05	1,02	0,022	0,72	-	4	3,84	0,056	99,83	[56]	риолитовый порфир
105	7515-2	0,84	75,5	0,17	12,81	0,93	0,75	0,03	0,56	0,2	3	5	0,05	99,84	[56]	риолитовый порфир
106	10131	1,46	74,82	0,2	11,7	2,47	0,68	0,03	0,3	2,25	3,7	2,72	0,03	100,36	[56]	кварцевый риолитовый порфир
107	211-1	0,61	74,44	0,19	12,67	1,13	0,84	0,017	1,45	0,62	4,06	3,7	0,073	99,80	[56]	риолитовый порфир
108	3732	0,68	74,28	0,22	12,72	2,11	0,86	0,04	0,36	0,53	3,8	4,08	0,05	99,73	[56]	гранит-порфир
109	19047	0,9	73,96	0,26	12,62	2,86	0,95	0,025	0,43	0,52	3,64	3,56	0,073	99,80	[56]	риолитовый порфир
110	4317-1	1,3	73,62	0,21	13,11	1,76	1,29	0,04	0,69	0,3	2,87	4,94	0,04	100,17	[56]	риолитовый порфир
111	3736	1,07	73,29	0,23	12,5	2,52	0,97	0,06	0,82	0,49	3,22	4,47	0,04	99,68	[56]	риолитовый порфир
112	19050	0,69	73,16	0,25	13,18	2,8	0,9	0,23	0,58	0,21	4,76	3,5	0,06	100,11	[56]	риолитовый порфир
113	10274	1	82,84	0,17	14,57	0,76	1,29	0,04	0,6	1,24	5,6	1,6	0,04	99,75	[56]	дациториолитовый порфир
114	7063	0,96	72,54	0,37	13,43	2,56	0,57	0,03	1,53	0,4	4	3,22	0,06	99,67	[56]	дациториолитовый порфир
115	7519-3	1,44	70,3	0,31	14	1,63	1,76	0,06	2,26	1,5	4,33	2,08	0,11	99,78	[56]	гранодиорит-порфир
116	1677	1,35	68,9	0,35	13,79	3,13	1,9	0,062	2,46	0,42	4,46	3,28	0,08	100,18	[56]	дациториолитовый порфир
117	213-6	1,43	68,9	0,36	13,79	3,06	1,87	0,059	1,59	1,04	4,6	3,2	0,083	99,98	[56]	дацитовый порфир
118	9237-5	2,58	66,76	0,52	14,03	2,03	2,87	0,07	2,06	1,58	3,92	2,68	0,13	99,23	[56]	гранодиорит-порфир
119	9929-2	1,71	65,46	0,52	13,69	4,15	2,78	0,16	2,46	1,25	4,31	2,86	0,16	99,51	[56]	дацитовый порфир
120	10274-1	1,64	65,14	0,68	16	4,42	1,11	0,06	3,92	1,62	3,92	1,54	0,18	100,23	[56]	дацитовый порфир
121	3733	1,08	64,58	0,58	15,31	6,74	0,86	0,1	0,9	1,02	4,9	3,56	0,17	99,80	[56]	дацитовый порфир
122	14027-2	2,3	59,52	1,04	15,56	2,89	2,67	0,09	4,92	4,16	4,12	2,13	0,27	99,67	[56]	роговообманковый диорит
123	7648-5	2,13	57,08	1,16	14,44	7,54	2,77	0,27	9,29	0,56	2,72	0,96	0,63	99,55	[56]	кварцевый андезибазальт
124	4563-2	2,39	56,56	1,97	14,6	6,76	4,09	0,22	3,91	2,29	3,8	2,09	0,92	99,60	[56]	умереннощелочной кварцевый диорит
125	3741-1	2,49	56,4	0,82	16,63	3,31	4,06	0,12	6,99	5,12	2,88	0,96	0,17	99,95	[56]	габбродиорит
126	14780	3,5	52,64	2,14	16,67	4,29	6,1	0,23	6,02	1,81	5,45	0,16	0,57	99,58	[56]	трахиандезиобазальт
127	7052-2	3,5	48,44	2,18	16,79	3,87	6,29	0,2	6,8	6,59	4,08	0,8	0,33	99,89	[56]	умереннощелочной габбродиабаз
128	7969-4	2,43	48,16	2	17,92	4,44	5,35	0,16	9,99	6,09	2,83	0,36	0,31	100,04	[56]	габбродиабаз
129	3812-3	3,74	47,36	3,4	15,45	12,2	1,94	0,39	6,03	3,35	4,28	0,8	0,76	99,71	[56]	метатрахибазальтовый порфирит
130	9916-4	4,53	47,24	2,22	15,98	4,06	7,45	0,18	8,97	6,03	2,52	0,27	0,41	99,86	[56]	метатрахибазальтовый порфирит
131	3836-2	3,12	46	2,48	15,97	12,0	2,08	0,18	7,4	4,97	3,88	1,12	0,54	99,77	[56]	метатрахибазальтовый порфирит
132	13016	3,28	44,35	2,73	15,42	4,93	8,98	0,2	7,96	6,97	2,83	0,94	0,49	99,08	[56]	умереннощелочной пикробазальт
133	6102203	0,99	72,16	0,11	13,98	1,57	0,99	0,058	0,91	0,45	5,4	2,82	<0,10	99,65	[88]	трахириодацит
134	61023001	1,39	72,92	0,11	13,96	1,32	0,84	0,045	0,9	0,46	4,62	2,85	<0,10	99,61	[88]	риодацит
135	41178	0,41	74,41	0,06	13,8	0,32	0,42	0,05	0,53	0,47	3,92	4,96	<0,1	99,5	[88]	лейкогранит (аляскит)
136	61022	2,63	55,53	1,13	17,4	3,44	5,15	0,19	3,53	2,34	7,05	0,07	0,78	99,81	[88]	трахиандезит
<i>дайку (γπ-λπ;δ-δπD,κп-sg)</i>																
137	III-0376	-	48,38	3,48	14,87	2,33	9,57	0,23	7,35	5,28	3,04	1,48	0,45	99,28	[88]	трахибазальт
138	81040	1,35	55,25	2,22	13,86	4,62	5,57	0,31	5,69	3,64	5,41	0,46	0,31	99,31	[88]	монзонит
139	81041	2,76	47,12	2,22	13,5	7,02	6,22	0,21	12,91	3,93	2,72	0,15	0,21	99,66	[88]	лейкодолерит

№ п/п	№ пробы	п.п.п.	Химический состав породы											Источник	Название породы по Петрографическому кодексу (2008 г.)	
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅			Σ
<i>Кызыкчадрский комплекс (3 фазы)</i>																
<i>первая фаза (δ,ϕ,δ,νδC₂₋₃kz₁)</i>																
140	11-32	3,93	60,84	0,62	16,61	4,54	3,52	0,12	0,97	3,39	1,8	3,2	0,16	99,70	[56]	кварцевый диорит
141	7223-2	2,94	56,66	1,18	15,66	3,12	5,24	0,16	5,69	4,19	3,01	1,4	0,31	99,56	[56]	диорит
142	14756	1,28	55,38	1,76	17,77	2,79	5,74	0,11	6,58	1,41	4,54	1,6	0,68	99,64	[56]	монцодиорит
143	7225	3,31	53,36	1,6	16,22	4,23	5,68	0,17	6,8	4,39	2,94	0,9	0,41	100,01	[56]	габбродиорит
144	19178-2	2,4	52,16	2,72	17,71	2,82	6,62	0,16	6,16	2,52	4,54	1,28	0,47	99,56	[56]	умереннощелочной габбродиорит
145	14997	3,45	51,92	1,37	16,58	3,37	5,49	0,18	7,29	4,83	4,18	1	0,23	99,89	[56]	умереннощелочной габбродиорит
146	7225	-	53,36	1,6	16,22	4,23	5,68	0,17	6,8	4,39	2,94	0,2	0,41	99,86	[91]	диорит
147	7223-2	-	56,66	1,18	15,66	3,12	5,24	0,16	5,69	4,19	3,01	1,4	0,31	99,86	[91]	диорит
148	8454	3,4	54,06	1,11	16,93	4,45	4,34	0,14	5,6	4,53	3,54	1,7	0,31	96,82	[91]	умереннощелочной диорит
149	504	-	53,66	1,33	15,06	2,64	6,69	0,21	6,65	4,48	3	1,4	1,49	99,46	[91]	диорит
150	4Б	-	51,68	1,2	16,5	4,23	6,55	0,2	8,28	4,59	2	1,64	0,2	99,91	[91]	монцогаббро
151	8915-1	2,18	61,5	0,56	17,55	3,52	2,01	0,06	3,94	1,82	3,74	2,96	0,2	100,04	[56]	кварцевый диорит
152	825434	1,88	61,65	1,39	14,13	3,98	3,88	0,2	3,23	1,56	4,54	1,5	0,59	98,96	[88]	кварцевый монцодиорит
153	825435	2,5	50,96	1,19	16,81	4,28	3,69	0,13	9,05	4,65	4,28	0,92	0,16	99,03	[88]	габбро
154	5196	-	58,22	0,86	16,78	2,91	3,66	0,14	5,32	3,42	3,47	2,78	0,23	97,79	[91]	кварцевый монцодиорит
155	5129	2,3	59,52	0,86	16,92	3,03	3,2	0,11	4,44	2,98	3,75	2,5	0,29	97,60	[91]	кварцевый монцодиорит
156	8285	2,22	57,9	0,89	17,43	2,34	4,31	0,18	5,29	2,98	3,95	2,33	0,32	97,93	[91]	кварцевый диорит-монцонит
<i>вторая фаза (γC₂₋₃kz₂)</i>																
157	821062	1,27	73,29	0,16	12,6	0,79	0,81	0,032	1,39	0,34	3,74	4,23	<0,1	98,84	[88]	лейкогранит
158	821072	0,89	73,35	0,17	12,8	0,57	1,23	0,049	0,79	0,34	3,88	4,47	<0,1	98,78	[88]	лейкогранит
159	82525	1,54	63,42	0,51	16,17	2,2	1,61	0,099	5,11	1,24	5,52	1,08	0,21	98,89	[88]	гранодиорит
160	82526	0,53	73,39	0,09	13,82	0,37	0,38	0,025	1,3	0,23	4,47	4,09	<0,1	98,84	[88]	лейкогранит
161	82115	0,71	74,36	0,15	12,99	1,15	0,73	0,064	0,75	0,22	3,51	4,53	<0,1	99,34	[88]	лейкогранит
162	82607	0,53	73,87	0,13	14,33	0,51	0,61	0,037	1,39	0,28	4,81	2,84	<0,1	99,51	[88]	лейкогранит
163	3242-2	-	65,9	0,48	15,91	1,6	2,51	0,087	3,5	1,51	4	3,17	0,14	98,81	[91]	кварцевый сиенит
164	3242-1	-	66,4	0,41	15,68	1,5	2,51	0,083	3,36	1,61	4	3	0,12	98,67	[91]	гранит
165	5245	-	63	0,64	16,55	2,26	2,9	0,1	3,64	1,91	3,92	3,1	0,16	98,18	[91]	кварцевый монцодиорит
166	8242	-	64,22	0,59	16,4	1,58	2,52	0,084	3,43	1,85	2,69	4,68	0,21	98,27	[91]	кварцевый сиенит-кварцевый монцодиорит
167	8273-1	-	63,46	0,6	16,45	1,78	2,76	0,097	3,72	1,85	4,09	3,05	0,22	98,08	[91]	
168	8454-1	-	64,68	0,54	16,45	1,52	2,57	0,096	3,43	1,96	3,88	3,58	0,2	98,91	[91]	
169	7256	0,41	75,08	0,17	12,98	1,51	0,79	0,01	0,97	0,1	3	5,16	0,06	100,24	[56]	
170	379	0,62	74,72	0,19	13,76	0,88	0,5	0,03	0,56	0,51	4,5	3,52	0,05	99,84	[56]	
171	151	0,96	73,92	0,18	13,45	0,92	1,04	0,03	0,97	0,3	3,88	4,25	0,07	99,97	[56]	
<i>третья фаза (γπC₂₋₃kz₃)</i>																
172	8360-1	1,28	70,76	0,21	15,1	1,38	1,22	0,05	1,63	0,96	4,38	2,88	0,1	99,95	[56]	гранит
173	33-39	2,04	66,8	0,46	16,06	2,2	2,55	0,07	1,53	1,4	4,4	2,37	0,15	100,03	[56]	гранодиорит-гранит
174	33-58	2,12	66,38	0,47	16,11	2,59	2,12	0,07	1,52	1,69	4,62	2,33	0,15	100,17	[56]	гранодиорит-гранит

Окончание прил. 11

№ п/п	№ пробы	п.п.п.	Химический состав породы												Источник	Название породы по Петрографическому кодексу (2008 г.)
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ		
175	7256	-	75,08	0,17	12,98	1,51	0,79	0,01	0,97	0,1	3	5,16	0,06	100,24	[91]	лейкогранит
175	379	-	74,72	0,19	13,76	0,88	0,5	0,03	0,56	0,51	4,5	3,52	0,05	99,84	[91]	лейкогранит
177	5343	1,12	74,52	0,2	13,24	1,22	1,05	0,04	1,2	0	3,6	4,17	0,05	99,29	[91]	лейкогранит
178	5166	-	74,28	0,12	12,34	0,77	1,58	0,02	1,23	0,2	3,17	4,29	0,03	99,08	[91]	лейкогранит
179	49	-	72,68	0,34	13,75	0,43	2,52	0,05	0,64	0,46	3,14	4,12	0,05	100,34	[91]	лейкогранит
180	5a	-	75,18	0,15	12,65	0,17	1,76	0,02	0,64	0,46	3,57	4,25	0,02	99,70	[91]	лейкогранит
181	4a	-	75,64	0,16	13,02	0,1	1,91	0,01	0,5	0,25	4	3,2	0,03	99,60	[91]	лейкогранит
182	47	-	71,14	0,36	13,98	0,82	2,81	0,09	1,32	0,73	3,43	4,12	0,09	100,03	[91]	диорит
183	19	-	74,12	0,21	12,47	0,3	1,73	0,04	1,49	0,31	3,14	4,12	0,05	99,75	[91]	лейкогранит

Электронное научное издание

**Семенов М. И.
Качевский Л. К.
Колямкин В. М.
и др.**

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000**

**Издание второе
Серия Западно-Саянская
Лист N-46-XXXV (Уюк)
Объяснительная записка**

Редактор, корректор *А. А. Ситчихина*
Технический редактор, компьютерная верстка *Е. А. Поликова*

Подписано к использованию 25.12.2019. Тираж 50 дисков. Объем 296 Мб
Зак. 41815500

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. И. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Записано на электронный носитель в Московском филиале ФГБУ «ВСЕГЕИ»
123154, Москва, ул. Маршала Тухачевского, 32А.
Тел. 499-192-88-88. E-mail: mfvsegei@mfvsegei.ru