

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Алтай-Саянская

Лист М-47 – Кунгуртук

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2011

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
им. А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)

ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «КРАСНОЯРСКГЕОЛСЪЕМКА»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Алтай-Саянская

Лист М-47 – Кунгуртуг

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3М1000):528.94.065(571.52+571.54)

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-47 – Кунгуртут. Объяснительная записка. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 273 с. + 5 вкл. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ОАО «Красноярскгеолсъёмка»).

В объяснительной записке обобщен фактический материал по стратиграфии, магматизму, метаморфизму, тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, полезным ископаемым и закономерностям их размещения, гидрогеологии, геолого-экологической обстановке территории листа М-47. Используются данные геологических, геофизических и геохимических съемок, разведочных и поисковых работ, специализированных полевых работ, а также основные результаты тематических и научно-исследовательских работ до 2009 г. Комплект включает карты: геологическую, полезных ископаемых, закономерностей размещения полезных ископаемых. Цифровые модели карт составлены в среде ArcView и сопровождаются базами данных.

Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

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

Табл. 34, ил. 6, список лит. 348 назв., прил. 5.

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра при ВСЕГЕИ 12 февраля 2010 г.

Авторы

*Ю. С. Александровский, М. И. Семенов, Т. А. Шаталина, О. Н. Федоренко,
О. В. Сосновская, В. Г. Скопinceв, В. Е. Руденко, Д. Н. Шаповалов, И. С. Никитина*

Научный редактор *В. Е. Руденко*

Редактор Алтае-Саянской серии *С. П. Шокальский*

© Роснедра, 2011
© ФГУП «ВСЕГЕИ», 2010
© ОАО «Красноярскгеолсъёмка», 2010
© Коллектив авторов, 2010
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-47 (Кунгуртуг) в пределах Российской Федерации расположена в координатах 49°45′–52° с. ш. и 96–102° в. д. Административно принадлежит к республикам Тува (84 %) и Бурятия (16 %). По широтам 49°45′–52° проходит Государственная граница с Монгольской республикой. Площадь листа в пределах Российской Федерации составляет 42 470 км².

Рельеф территории разнообразный и включает две крупные горные системы – Пограничный Саян и Большой Саян, состоящие из разносопрягающихся хребтов и межгорных впадин. Пограничный Саян представлен хребтами извилистой формы, из которых в Тыве значимыми являются хребты Академика Обручева, Хорумнуг-Тайга и Сангилен с отметками 2000–2700 м и единичными вершинами на хр. Сангилен до 3276 м в южной части, вблизи Государственной границы. На всех хребтах широко развит альпийский тип рельефа с системой сопряженных каров, цирков, ледниковых озер. На северных склонах каров с отметками 2500 м и выше фиксируются небольшие ледники и фирны, развита островная мерзлота. На хр. Сангилен сочетаются массивное и альпийское высокогорье. В бурятской части выделяется система хребтов Большого Саяна и Тункинские Гольцы с отметками от 2000 до 3491 м (гора Мунку-Сардык), представляющие типичное альпийское высокогорье с цирками, карами, ригелями, троговыми долинами и ледниковыми озерами. На горе Мунку-Сардык зафиксирован ледник. Наиболее значимыми впадинами в тувинской части являются Серлигхемская на севере и Терехольская на юго-востоке. В бурятской части выделяется Сорокская и западная часть Тункинской впадины. Впадины имеют овальные очертания, днища их выположены с отметками 1000–1100 м, рельеф увалисто-грядовый. Борты Тункинской впадины крутые, особенно северные, в виде причудливых скал, за что получили название «Тункинские Альпы».

Гидросеть в тувинской части листа принадлежит к бассейну р. Малый Енисей (Каа-Хем) с наиболее значимыми притоками Баллыктыг-Хем, Улуг-Шивей, Билин, Бусиин-Гол. В южной части развита система р. Тес-Хем (Тэсийн-Гол), протекающей вдоль границы в Монголии с наиболее значимыми правыми притоками Тарга, Хусин-Гол, Нарын. В бурятской части листа гидросеть принадлежит к бассейнам рек Иркут и Ока с наиболее значимыми притоками Дибь, Хоре, Урда-Боксон, Жохой, Китой, Ихе-Ухгунь, Мал. и Бол. Зангисан. Реки характеризуются различными режимами: от типично горных рек с быстрым течением до 2 м/с с перекатами, шиверами

и порогами до равнинного со скоростью течения 0,2 м с многочисленными островами и старицами, особенно по р. Тес-Хем.

В экономическом отношении территория листа, в пределах республики Тыва практически не освоена, горнодобывающие предприятия отсутствуют, ведется только старательская добыча золота. Дорожная сеть развита слабо и доступна только вездеходному транспорту. На востоке (республика Бурятия) часть площади средней геолого-экономической освоенности. Имеются ЛЭП, дорожная сеть (шоссе, грунтовые дороги) от г. Слюдянка, через пос. Монды, до пос. Орлик и Госграницы, а также Самартинского ГОК, расположенного в 8 км от северной рамки.

Сельское хозяйство, животноводство и земледелие развито только для покрытия местных нужд. В Тыве коренное население сосредоточено в пос. Кунгуртуг, центре Терехольского кожууна. Это преимущественно тувинцы, русские составляют менее 1 %. В Бурятии по долине р. Иркут имеются пос. Монды, Могойты, Шимки, где в основном проживают буряты, русское население составляет меньшую часть. Имеются курорты республиканского значения (Уш-Бельдыр в Тыве и Нилова Пустынь в Бурятии) на базе термальных источников.

Первый комплект геологической карты М-47 масштаба 1 : 1 000 000 и объяснительная записка были составлены В. Б. Агентовым, И. С. Гудилиным и А. Л. Додиныным в 1956 г. В материалах комплекта были приведены общие сведения по стратиграфии, магматизму и полезным ископаемым района. В этих исследованиях участвовали В. А. Обручев, Ю. А. Билибин, В. А. Унксов, Н. Д. Соболев и другие видные ученые.

В период 1954–1983 гг. территория листа была закрыта полистной Государственной геологической съемкой масштаба 1 : 200 000, которая проводилась сотрудниками ВАГТ, ВСЕГЕИ и Тувинской экспедицией, всего 13 номенклатурных листов. Все полученные данные по этим работам были положены в неполный комплект Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 листа М-46 – Абакан [48] новой серии, изданной в 1978 г. под редакцией Г. М. Владимирского во ВСЕГЕИ без объяснительной записки и карты полезных ископаемых. В 1977 г. был издан комплект Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 листа М-47 – Улан-Удэ [49] под редакцией А. Л. Додина. Комплект включал в себя геологическую карту, карту полезных ископаемых, геоморфологическую карту, карту четвертичных образований, карты магнитного и гравитационного полей. Объяснительная записка была издана в 1976 и в 1980 гг. (полезные ископаемые).

С 1964 по 1990 гг. проводилась полистная и групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 в пределах основных рудных узлов. В Тыве охвачено 50 % площади листа, в Бурятии – 30 %. Большинство материалов этих съемок вошли в геологические карты масштаба 1 : 500 000 Бурятской АССР, изданной в 1981 г. под редакцией П. Ч. Шабогорова, вместе с объяснительной запиской, и Тувинской АССР, изданной в 1983 г. под редакцией М. Л. Шермана и А. А. Подкаменного без объяснительной записки, которая была подготовлена в 1990 г. П. С. Матросовым, но не была издана. В 1983 г. была издана минерагеническая карта Тувинской АССР масштаба 1 : 500 000 под научной редакцией Г. Н. Шапошникова. На карте показаны основные месторождения и проявления всех видов полезных ископаемых,

за исключением стройматериалов, проведено минерагеническое районирование на формационной основе, выделены геотектонические этапы, определяющие металлогенический потенциал Тывы. В эти же годы были подготовлены к изданию, но не изданы тектоническая карта (Б. В. Никитов), металлогеническая карта (П. А. Никитчин) и карта четвертичных образований (Б. А. Борисов, Е. А. Минина) Тувинской АССР в масштабе 1 : 500 000. В 1995 г. была издана геологическая карта масштаба 1 : 1 500 000 Алтае-Саянской складчатой области (Д. Н. Авров, Б. А. Блюман и др.), куда полностью входил лист М-47. Составлению этой карты способствовал широкий комплекс научных и тематических исследований, проводившихся в Тыве и Бурятии различными организациями СО РАН, ВСЕГЕИ, СНИИГиМС, ВОСТСНИИГиМС, ИМГРЭ и других ведомств в сотрудничестве с Тувинской и Окинской ГРЭ, в настоящее время расформированных. Ими были подготовлены такие труды, как «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых Алтая, Саяна», т. 7, кн. 1; «Геология СССР, Тувинская АССР», т. XXIX, 1966 г.; «Геология СССР, Бурятская АССР», т. XXXV, 1964 г.

Большое значение в изучении кайнозойского вулканизма и сейсмической обстановки Тувы имеют научные труды ТувИКОПР СО РАН (отв. ред. В. И. Лебедев).

В 1992 г. подготовлена к изданию, но не издана прогнозно-минерагеническая карта Бурятской АССР масштаба 1 : 500 000 (В. И. Давыдов) без объяснительной записки.

На представляемой геологической карте показано 50 стратиграфических подразделений в ранге свит, два метаморфических и 17 интрузивных комплексов, что отражает высокую степень изученности региона геологическими работами. Легенда к геологической карте составлена на базе легенды Алтае-Саянской серии для ГК-1000/3 [204] и двух утвержденных НРС МПР РФ серийных легенд (Восточно-Саянская и Верхне-Енисейская) для Гостеолкарты-200 второго издания. Имеющиеся расхождения с легендами касаются главным образом возраста ряда свит по бурятской части и интрузивных комплексов, структурно-тектоническое положение которых остается до сих пор дискуссионным. Это касается туматтайгинской, хапсугской, ильчирской, иркутской, охемской свит, сархойского, зунмуринаского, урикского, улугтанзекского, кыстарысского, сангиленского интрузивных комплексов.

Территория изучаемого листа полностью обеспечена аэромагнитными съемками масштаба 1 : 200 000, выполненными силами Западного геофизического треста и конторы «Востоксибнефтегеофизика», а также гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000, выполненной коллективами Геофизической экспедиции № 2 ПГО «Иркутскгеология» и Гравиметрической экспедиции № 3 ПГО «Красноярскгеология».

В составлении комплекта ГК-1000/3 принимали участие Ю.С. Александровский, (отв. исп.) М. И. Семенов, Т. А. Шаталина, О. Н. Федоренко, О. В. Сосновская, В. Г. Скопинцев (Бурятгеоцентр), при участии Д. Н. Шаповалова и И. С. Никитиной (ОАО «Тувинская ГРЭ»). База данных (БД) создана О. А. Невьянцевым, геофизическая основа (ГФО) – О. Н. Болобородовой, дистанционная основа (ДО) –

В. П. Бородиным. Научное методическое руководство осуществлялось Е. И. Берзоном, А. К. Мкртычяном, Ю. С. Глуховым под общим руководством и при участии сотрудников ВСЕГЕИ. В частности во ВСЕГЕИ составлены и оцифрованы неотектоническая и экологическая схемы листа М-47 в масштабе 1 : 2 500 000. Научный редактор комплекта В. Е. Руденко. Сведения по полезным ископаемым даны по состоянию на 1.01.2009 г. Техническая редакция графических приложений проведена Е. Г. Гайнцевой. Цифровые модели созданы А. В. Слюсарем, набор и форматирование текста – Л. В. Шинелевой. Аналитические работы проводились в Центральной лаборатории ОАО «Красноярскгеолсъемка» под руководством С. Д. Сидораса.

Базы данных для ГГК-1000/3 созданы в соответствии с требованиями инструкции, раздел 4 (Инструкция по составлению..., Санкт-Петербург, 2002 г.) в программном обеспечении, совместимом с другими базами, сопровождающими разномасштабные геологические работы. Первичная база формируется полистно в форматах, предусмотренных «Требованиями по предоставлению в НРС и ГБЦГИ сопровождающих БД...» (Санкт-Петербург, 2004 г.), там же детально раскрывается структура базы и правила ее наполнения. Общее количество объектов, зарегистрированных в базе, более 200 единиц, включая маршруты, разрезы, обеспеченные петрохимическими характеристиками, и полезные ископаемые, отмеченные на площади листа. Геологическая информация, не вписывающаяся в структуру базы по отдельным параметрам, предоставляется в «скан»-образах и бланках лабораторных анализов в соответствии с «Временными требованиями к проверке первичной...» (Москва, Росгеолфонд, 2006 г.)

Цифровые модели физических полей и трансформанты, которые являются элементом опережающей геофизической основы для Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000, получены из специализированных предприятий и прошли утверждение геофизической секции НРС МПР РФ от 14.03.2003 г. Цифровая модель аномального магнитного поля и его трансформации составлены в Южной геологоразведочной экспедиции АО «Красноярскгеология», цифровая модель гравитационного поля и его трансформации – в Гравиметрической экспедиции № 3. Основой для ГФО явились площадные аэромагнитные, спектрометрические и гравитационные данные масштаба 1 : 200 000, хранящиеся в федеральном банке «Гравимаг».

Этап сопровождения по составлению ГФО выполнен в интерпретационной группе Геофизической партии ОАО «Красноярскгеолсъемка». Интерпретация физических полей выполнена с целью уточнения геологического строения площади и ее глубинного строения; использованы данные предшественников по физическим свойствам горных пород. Для выявления частотных и амплитудных характеристик магнитного и гравитационного полей использованы исходные ЦМ и их трансформанты, полученные и рассчитанные авторами в программном комплексе Lobas. Рассчитаны геолого-геофизические модели, построение которых выполнено на основе априорной информации, накопленной в базе данных: результаты среднемасштабных геологических съемок, аэромагниторазведки, гравиразведки и спектрометрии. По комплексу всех полученных в результате интерпретации данных построена «Схема результатов интерпретации геофизических

данных», где показано разделение изучаемой территории на блоки и вещественные комплексы; представлена их характеристика в физических полях и варианты геологической интерпретации.

Сформированы электронные карты изолиний физических полей масштаба 1 : 1 000 000 с использованием программных комплексов Surfer, Easy Trace и ARC View.

Геохимическая основа неполная, подготовлена в ИМГРЭ только на территорию республики Тыва (отв. исп. О. С. Ключев) и представляет собой карту геохимической специализации геологических комплексов. В ее основе выделены геохимические поля, дана их характеристика. В связи с недостаточным процентом охвата площади геохимическими исследованиями (менее 30 %) на прогнозно-геохимической карте много «пустых» площадей, и большинство геохимических комплексов имеют неопределенную геохимическую и металлогеническую специализацию. Основа утверждена геохимической секцией НРС МПР России в 2003 г., а решением рабочего совещания (5–8 апреля 2005 г.) при Федеральном агентстве недропользования РФ признана неудовлетворительной ввиду плохой сохранности ретроспективной геохимической информации.

Создание дистанционной основы (ДО) разделяется на два этапа: 1) создание фактографической части и производство формализованных преобразований КС; 2) дешифрирование исходных и преобразованных КС с последующей интерпретацией результатов дешифрирования.

Фактографическая часть для М-47 была представлена ВСЕГЕИ. Базой ее явились снимки семи каналов и синтезированный снимок системы Landsat. Формализованные преобразования выполнялись в ОАО «Красноярскгеолсъемка» с использованием программы NeRis.

Интерпретационная часть ДО создавалась с использованием NeRis на ПК. Каждое исходное и преобразованное изображение дешифрировалось по экрану дисплея, а выявленные геологические объекты выносились на отдельный слой. В результате была создана схема дешифрирования, включающая все объекты, выявленные на всех КС.

Далее схема дешифрирования поочередно накладывалась на экране дисплея на геологическую, гравиметрическую и аэромагнитную карты в соответствующем масштабе. Геологические объекты, выявленные при дешифрировании КС и совпадающие по месту с таковыми на картах, выносились на следующий отдельный слой. В результате были созданы схемы, на которых изображены объекты, выявленные при дешифрировании и нашедшие отражение на каждой из карт: геологической, гравиметрической, аэромагнитной, а также не получившие отражение в геофизических полях, в т. ч. на геологической карте.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении площади листа М-47 – Кунгуртуг принимают участие метаморфические, осадочные и вулканогенные образования от раннего архея до квартера. Метаморфические комплексы раннего и позднего архея описаны в гл. «Метаморфизм...». Слоистый разрез представлен разнообразными осадочными отложениями и вулканогенными образованиями, метаморфизованными в различных фациях, в возрастном интервале от раннего протерозоя до четвертичной системы. Наблюдается четкая пространственная закономерность обособления стратифицированных отложений различного возраста, обусловленных особенностями развития и временем заложения разновозрастных структур, отвечающих структурно-формационным зонам в различных складчатых системах. Возраст докембрийских метаморфических образований определяется положением в слоистом разрезе, изотопными определениями и перекрытием их в отдельных местах фаунистически охарактеризованными отложениями фанерозоя. Объемы стратифицированных таксонов неравнозначны и отражают объективное состояние обоснованности разработанных стратиграфических схем к серийным легендам Госгеолкарт-200/2 и -1000/3.

Общим недостатком большинства предложенных стратиграфических подразделений для площади листа является отсутствие их стратотипов или стратотипы выделены не в соответствии с правилами «Стратиграфического кодекса» (2006 г.). Обычно можно говорить только о стратотипической местности стратиграфического подразделения, следующей из его названия. Это приводит к разному пониманию объемов и других характеристик свит.

Еще сложнее со схемами стратиграфии для восточной части листа в пределах Республики Бурятия. Идейным фоном стратиграфических схем служит борьба двух тенденций (протерозой или палеозой?) в датировке ряда стратифицированных толщ. Сейчас эта проблема однозначно не решена.

В настоящей работе большинство стратиграфических подразделений согласованы с утвержденными НРС легендами для Госгеолкарты-200 второго издания Верхне-Енисейской [342] и Восточно-Саянской серий [292], а также Алтае-Саянской серии для Госгеолкарты-1000 третьего издания [204]. Для стратифицированных образований приняты подразделения местной шкалы, привязанные с долей условности к общей и региональным шкалам. Отмечается неполное соответствие геологических подразделений Алтае-Саянской серии со смежными легендами Ангаро-Енисейской и Алдано-Забайкальской серий для ГГК-1000/3 по отношению к общей и региональным шкалам. Присутствие в легенде геологической карты листа

М-47 — Кунгуртуг объединенных или нерасчлененных образований вызвано невозможностью картографического отображения их в заданном масштабе. Часть кайнозойских подразделений показана только в схеме корреляции и на разрезах к геологической карте.

ПРОТЕРОЗОЙ

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Образования нижнего протерозоя имеют незначительное распространение в Бурятии (восточная часть листа) в Хамардабанском кристаллическом массиве (ареал V_1)*, где они выделяются в объеме слюдянской серии и хангарульской свиты. В тувинской части листа к протерозою условно относятся тесхемская и мугурская свиты в сангиленском ареале (II_1, II_2).

Слюдянская серия (PR, sl) нерасчлененная слагает небольшие поля, приуроченные к сводным частям антиклинальных складок второго и третьего порядков, выраженных в юго-юго-восточной части ареала (V_1). Восточнее площади в районе стратотипической местности горы Слюдянка серия разделяется на две или три самостоятельные толщи. В составе серии преобладают мраморы кальцитовые и доломитовые, часто с форстеритом, шпинелью, включениями флогопита и диопсида. В виде невыдержанных линз и маломощных горизонтов выделяются кварц-диопсидовые, пироксеновые кристаллические сланцы и биотитовые гнейсы, чередование которых придает породам полосчатый облик. С такими горизонтами связаны выделения апатита, имеющего голубоватый оттенок, скопления которого иногда могут достигать практического значения с содержанием 2,5–3,0 % P_2O_5 . Видимая мощность серии в пределах листа более 1000 м. Ее породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и диафторированы в зеленосланцевой [60].

Породы серии слабомагнитны — $10-80 \times 10^{-5}$ СИ, плотность — 2,78–2,82 г/см³. На КС выделяются совместно с хангарульской свитой полосчатым типом рисунка.

Ранее слюдянская серия относилась к нижнему архею, что нашло отражение в картах первого издания среднего и мелкого масштабов [47]. Изотопные определения возраста К-Аг методом неоднозначны и колеблются от 650 до 2700 млн лет, определения по цирконам [108] дают цифры в 474–481 млн лет, что может определять возраст метаморфизма. Образования слюдянской серии датированы ранним протерозоем.

Хангарульская свита (PR, hn) протягивается полосой в широтном направлении с востока на запад до горного массива Мунку-Сардык в Хамардабанском ареале (V_1) и фрагментарно отмечается по южной периферии Ильчирского синклинория (IV_2).

* Здесь и далее дана ссылка на ареалы развития геологических подразделений, показанных на тектонической схеме и схеме тектонического районирования.

В составе свиты преобладают (до 80 %) гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-силлиманит-кордиеритовые, биотит-гранат-кордиеритовые, биотит-гранат-силлиманитовые, биотит-гиперстен-кордиеритовые, диопсид-роговообманковые в переслаивании с маломощными невыдержанными горизонталями мраморов кальцит-доломитового состава, часто графитсодержащих. Породы без видимого несогласия залегают на мраморах слюдянской серии. Граница проводится по появлению мощных горизонтов флогопитсодержащих мраморов. Строение гнейсов крупнозернистое, на плоскостях сланцеватости наблюдаются скопления слюд и силлиманита. Структура преимущественно гранобластовая. Макроскопически – это светло-серые и серые породы с параллельной и гнейсовидной текстурой. Местами они интенсивно прорванные гранитами зунмуринаского комплекса. В таких местах наблюдаются поля мигматитов, обогащенные биотитом и мусковитом, и породы принимают облик двуслюдяных гнейсов. Породы свиты интенсивно дислоцированы в ряд сопряженных складок второго и третьего порядков, оси которых ориентированы на юго-восток с погружением под углом 30–60°. Мощность свиты в пределах листа более 850 м. Отложения метаморфизованы в условиях высокотемпературной субфации амфиболитовой фации и диафорированы в зеленосланцевой фации [60].

Породы свиты слабромагнитны, плотность меняется от 2,73 до 2,77 г/см³ в зависимости от состава гнейсов. Наибольшая плотность характерна для пироксен-роговообманковых гнейсов (2,77 г/см³). На космоснимках свита выделяется светло-серым фоном с мозаично-полосчатым рисунком фотоизображения, совпадающего частично с элементом гнейсовидности.

Породы свиты без видимого несогласия залегают на слюдянской серии и прорываются зунмуринским диорит-плагиогранитовым комплексом с возрастом по Rb-Sr изохроне в 1900 млн лет [204]. Возраст принят раннепротерозойским согласно легенде Алтае-Саянской серии.

Образованиями протерозоя, считающимися наиболее древними в тувинской части листа, являются породы тесхемской и мугурской свит, а также нерасчлененные отложения тесхем-мугурской серии в Сангиленском (II_1) и Агойском (II_2) выступах Тувино-Монгольской байкальской складчатой системы. Объем свит в целом совпадает с объемом эрзинского и моренского метаморфических комплексов нижнего протерозоя, выделенных И.К. Козаковым и Ф.П. Митрофановым [102, 103].

Тесхемская свита (PR(PZ₁)*ts*) слагает локальные участки в бассейне р. Унжей (II_2). Стратотип составной и находится за пределами листа западнее (лист М-46). В составе свиты преобладают гнейсы пироксен-амфиболовые, кордиеритовые, амфибол-биотитовые, плагиоклаз-слюдяные, кордиерит-биотитовые, пироксен-биотит-плагиоклазовые, спорадически содержащие гранаты альмандинового ряда, силлиманит, андалузит, дистен и железистые амфиболы, а также кристаллосланцы биотит-мусковитовые, кварциты. Отложения метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации, пронизаны гранитным материалом с образованием артеритовых, венитовых и мигматитовых структур. В небольшом объеме встречаются невыдержанные по простираанию горизонты кварцитов. Мощность варьирует в пределах 1400–1800 м. Отложения свиты согласно перекрываются образованиями мугурской свиты.

Магнитная восприимчивость гнейсов составляет $12-22 \times 10^{-5}$ СИ, плотность $2,70-2,75$ г/см³. Все закартированные образования раннепротерозойского возраста расположены в пределах относительного повышения гравитационного поля и спокойном отрицательном поле ΔT_a .

Химический состав гнейсов свиты приведен в табл. 1 [275].

Мугурская свита (PR(PZ₁)*mg*) пространственно и структурно тесно связана с полями развития тесхемской свиты в Сангиленском (II₁) и Агойской (II₂) выступах складчатого основания байкалид. Стратотип находится западнее, на листе М-46. Разрез свиты на площади представлен в нижней части кристаллическими сланцами биотит-мусковитового, роговообманкового, биотит-амфибол-плагиоклазового состава гранатсодержащими с невыдержанными горизонтами графитистых мраморов и кварцитов. В верхней части свиты преобладает чередование графитистых мраморов, кальцифиров, гранат-дистен-биотитовых гнейсов и линзовидные прослои кварцитов, содержащих куммингтонит и железистый амфибол. Мощность свиты около 1100 м. Отложения метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации с участками наложения контактового метаморфизма за счет внедрения гранитов сархойского комплекса ордовикского возраста [192, 196, 273, 274].

Магнитная восприимчивость пород $12-34 \times 10^{-5}$ СИ, плотность $2,68-2,79$ г/см³.

Химический состав пород свиты приведен в табл. 2.

Тесхем-мугурская серия (PR(PZ₁)*ts-mg*). Нерасчлененные отложения этого уровня распространены в Сангиленском (II₁) и Агойском (II₂) ареалах, в бассейнах рек Нарын, Тес-Хем, Каа-Хем, образуя разновеликие останцы кровли среди палеозойских гранитных плутонов. Ранее эти отложения включались в объем чинчилигской серии [50, 51, 54]. В нижней части их разреза преобладают гранатсодержащие гнейсы пироксен-амфиболовые, амфибол-биотитовые, в верхней части – кристаллические сланцы биотит-мусковитовые с силлиманитом, кордиеритом, дистеном в чередовании с мраморами графитсодержащими, кварцитами и небольшими телами параамфиболитов.

Метаморфизм пород соответствует эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям. В зонах тектонических нарушений отмечаются диафториты зеленосланцевой фации, представленные серицит-хлоритовыми сланцами, слюдистыми графитсодержащими кварцитами, переходящими в западном направлении в биотитовые, амфибол-биотитовые с гранатом кристаллические сланцы. Последние обладают четкой сланцеватой текстурой, обусловленной чередованием различных по составу «слоек». Более темные «слойки» обогащены биотитом и роговой обманкой, светлые – сложены кварц-полевошпат-плагиоклазовым материалом. В породах присутствуют в большом количестве послойные жилы, мелкие тела гранитных пегматитов, содержащих чешуйки слюды и кварц-полевошпатовые жилы. Породы интенсивно мигматизированы до образования теневых мигматитов, вблизи пегматитовых и гранитных тел калишпатизированы. В среднем течении р. Эрзин, на западной рамке листа отложения мугурской свиты перекрыты графитистыми мраморами балыктыгхемской свиты, условно относимыми к рифею. Некоторые исследователи [50] в объем тесхем-мугур-

Таблица 1

Химический состав гнейсов тесхемской свиты [275]

№ п/п	Номер пробы	Окислы, вес. %												
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Σ
1	7824	64,66	0,68	16,13	1,82	4,56	0,13	3,09	1,96	2,41	2,43	0,13	2,01	99,78
2	3389	61,33	0,76	17,41	2,16	5,54	0,15	3,98	1,78	2,44	2,31	0,10	1,88	99,82
3	4359	65,46	1,29	12,11	4,47	4,31	0,15	3,02	2,78	2,74	1,86	0,65	1,53	100,37
4	4348	66,23	0,49	15,02	2,00	2,44	0,08	1,83	4,38	3,36	2,64	0,18	1,42	99,89

1–2 – биотит-плагиоклазовые гнейсы; **3–4** – амфибол-биотитовые гранатсодержащие гнейсы.

Таблица 2

Химический состав пород мугурской свиты [275]

№ п/п	Номер пробы	Окислы, вес. %												
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Σ
1	119	59,24	0,57	16,79	3,11	4,81	0,18	3,13	7,38	1,68	1,40	0,09	10,53	98,33
2	2397	62,63	0,86	16,11	0,80	6,97	0,22	3,26	1,72	2,50	2,60	0,05	3,12	98,93
3	150	62,04	0,54	15,90	3,24	3,20	0,15	2,93	6,66	2,23	1,24	0,11	1,50	99,74
4	2348	63,42	0,42	16,00	2,13	3,41	0,14	2,48	6,15	3,02	1,45	0,06	1,45	100,13
5	2354	67,45	0,39	13,83	2,26	3,30	0,10	1,87	5,18	2,95	1,12	0,13	0,64	99,22

1 – кальцифир; **2–4** – кристаллические сланцы биотит-амфибол-плагиоклазовые; **5** – гнейсы биотит-амфиболовые.

ской серии включали и эти мраморы. Мощность отложений колеблется от 1000 до 2400 м.

Породы серии практически немагнитны, плотность 2,70–2,80 г/см³, располагаются в пределах градиентных зон или относительного понижения поля Δg и в спокойном отрицательном поле ΔT_a интенсивностью 100–150 мГал. На КС просматривается пятнисто-полосчатый тип фоторельефа за счет чередования гнейсов и мраморов.

Вопрос о возрасте протерозойских образований в Сангиленском и Агойском выступах остается дискуссионным. Часть исследователей [102, 103, 275] выделяют моренский метаморфический комплекс в объеме тесхемской и мугурской свит, усматривая здесь реликты гранулитовой фации метаморфизма, диафорированную до амфиболитовой, сопоставляя их по петрологическим особенностям с архейскими образованиями Шарыжалгайского и Онотского выступов фундамента. Эти же авторы выделяют вышележащий балыктыгхемский комплекс, залегающий с «метаморфическим» и структурным несогласием на моренском комплексе. Данные изотопного возраста, полученные по цирконам U-Pb методом из гнейсов тесхемской и мугурской свит [275], укладываются в интервал 1950–2200 млн лет. Возраст пород при датировании Rb-Sr методом по валу [310] составляет 1870–2100 млн лет. Впоследствии исследованиями В. И. Лебедева (1993 г.), И. К. Козакова и А. Б. Котова (1999, 2001 гг.) установлено, что породы тесхемской и мугурской свит в совокупности образуют полиметаморфический комплекс (тесхем-мугурский), что нашло отражение в серийной легенде Алтае-Саянской серии для ГК-1000/3 [204]. При этом высокоградиентный зональный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии (с возрастом 445 ± 21 млн лет, U-Pb метод) наложен на более ранние (с возрастом 1130 ± 16 млн лет, U-Pb метод) низкоградиентные высокобарические региональные преобразования дистен-силлиманитовой серии [204].

Накопление метатерригенно-карбонатных пород тесхемской и мугурской свит происходило за счет размыва позднеархейских комплексов, образованных в результате переработки раннеархейского корового материала Тувино-Монгольского массива [120]. Нижнее ограничение возрастов источника сноса определяется рассчитанными значениями Sm-Nd модельного возраста 1,6–1,9 млрд лет и принадлежностью Сангилене к Nd-изотопной провинции с модельным возрастом 1,8 млрд лет [204, 103].

В работах А. С. Гибшера, А. А. Терлева (1989, 2001 гг.), А. А. Постникова (1995, 2006 гг.) приведены данные о позднерифейско-вендском возрасте этих образований на основании изотопных датировок детритовых цирконов из гнейсов мугурской свиты (750–900 Ма) и находок мелкораквиной фауны в перекрывающих мраморизованных известняках балыктыгхемской свиты. Неоднозначно этими исследователями понимается и последовательность разреза на Сангилене с выделением многих невалидных свит. Учитывая эти противоречивые данные, возраст тесхемской и мугурской свит принят согласно утвержденной серийной легенде Алтае-Саянской серии для ГК-1000/3 протерозойским с указанием в скобках возраста метаморфизма.

РИФЕЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Выделяются рифейские отложения, условно относимые к рифейским, и верхнерифейские образования.

РИФЕЙ (RF)

К этому уровню условно относятся балыктыгхемская, билинская и чартысская свиты.

Балыктыгхемская свита (RF?*bl*) встречается в небольших выходах (15–10 км²) в ареалах *II*₁, *II*₂, *II*₃, *II*₄ в бассейнах рек Нарын, Карги, Бусин-Гол. Подразделение выделено Г. К. Такайшвили в 1962 г.

Свита представлена крупнозернистыми мраморами белого и светло-серого цвета графитосодержащими (до 5 %). В небольшом объеме присутствуют прослой кварцитов, биотитовых и биотит-амфиболовых кристаллических сланцев, перемежающихся с мраморизованными онколитовыми известняками и хлорит-серицитовыми сланцами. Со скрытым несогласием (по степени метаморфизма) свита залегает на метаморфических породах тесхем-мугурской серии. Верхняя граница согласная с кристаллическими сланцами билинской свиты (*II*₃, *II*₄). Мощность балыктыгхемской свиты более 1500 м. В приконтактных частях с таннуольским комплексом появляются новообразования граната, андалузита и силлиманита.

Породы свиты практически немагнитны ($2-15 \times 10^{-5}$ СИ), плотность в зависимости от их состава и степени метаморфизма колеблется от 2,66 г/см³ для мраморов до 2,72 г/см³ для гнейсов. В магнитном поле они фиксируются отрицательными значениями, в гравитационном расположены в пределах градиентных зон.

Ранее эти отложения относились к нижнему протерозою в объеме чинчилигской серии [102, 103, 275, 50, 51]. Возраст свиты условно принят рифейским.

Билинская свита (RF?*bn*) имеет ограниченное распространение в бассейне р. Билин в Шутхулайском блоке (*II*₄) и на Бусингольском поднятии (*II*₃). Подразделение выделено Э. Ф. Ставским в 1970 г. На среднемасштабных картах первого издания [44] и геологической карте Тувы масштаба 1 : 500 000 [54] свита выделялась совместно с балыктыгхемской свитой как нижний протерозой. В стратотипической местности свита сложена биотит-мусковитовыми, биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами и плагиогнейсами с линзами кварцитов, мраморов и амфиболитов и разделяется на три части. По породному составу и степени метаморфизма в амфиболитовой фации она слабо отличается от шутхулайской свиты протерозоя, залегающей под балыктыгхемской свитой. Мощность свиты более 1300 м.

Возраст принят условно рифейским.

Чартысская свита (RF?*čr*) ограниченно развита в восточной части Сангилена (*II*₁). Отложения представлены ритмичным чередованием мраморов графитосодержащих, сланцев кристаллических биотит-амфиболовых, биотит-мусковитовых, кварцитов, метапесчаников и метаалевроли-

тов, превращенных в сланцы кварц-серицит-хлоритовые, гнейсами биотит-роговообманковыми. В стратотипической местности в бассейне р. Чартис свита разделяется на две пачки. В нижней пачке преобладают известковые мраморы с прослоями полосчатых кварцитов и линзами внутриформационных карбонатных конгломератов, верхняя пачка сложена сланцами биотит-серицит-хлоритовыми, слюдисто-карбонатными в чередовании с метапесчаниками и углеродистыми кварцитами. Мощность свиты 1500–1800 м.

Магнитная восприимчивость пород находится в пределах $10-80 \times 10^{-5}$ СИ, плотность от 2,66 до 2,70 г/см³. В углеродистых кварцитах иногда повышено содержание фосфора до 0,5 %, остальные элементы в пределах кларка. В физических полях выделяются отрицательными значениями ΔT_a и пониженными значениями Δg .

В отложениях чартысской свиты найдены фитогенные образования *Silvastroma* sp. и онколиты плохой сохранности, что позволяет некоторым исследователям датировать их поздним рифеем [69]. В действительности же перечисленные окаменелости распространены в широком стратиграфическом диапазоне, поэтому, по мнению авторов, свиту логично датировать условно рифеем.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Отложения этого уровня широко развиты на площади и включают в тувинской части харальскую, долонскую, ноганойскую, хоремногойскую и хапсугскую свиты, в бурятской части — дибинскую, иркутную, ильчирскую свиты и сархойскую серию. Отложения долонской и ноганойской свит сархойской серии совместно с тесно связанными с ними субвулканическими образованиями составляют долонско-ноганойский и сархойский вулканический комплексы.

Харальская свита (RF_3hr) (ареал II_3) выделена в бассейнах рек О-Хем, Кара-Адыр, Демиржин, Хадын и Харала, где слагает Харальское поднятие, а также в виде довольно крупных провесов кровли встречается среди палеозойских интрузий в Каахемском прогибе (III_1) в зоне сочленения его с Восточно-Таннуольским антиклинорием (III_2). Свита сложена преимущественно сланцами хлорит-карбонатными, филлитовидными, актинолит-хлоритовыми, кварц-серицитовыми, актинолит-хлорит-биотитовыми с прослоями графитистых кварцитов и известняков. Мощность более 3500 м. По литологическим особенностям в отдельных разрезах может подразделяться на две толщи, которым часть геологов при геологической съемке масштаба 1 : 50 000 [227, 250] придает ранг самостоятельных свит — демиржинской и ойнинской в объеме харальской серии.

В составе нижней толщи преобладают эпидот-хлорит-актинолитовые, актинолит-альбитовые сланцы по метаэффузивам среднего состава, метатUFFы среднего состава, реже встречаются невыдержанные горизонты кварц-серицитовых, серицит-карбонатных, кремнисто-серицит-карбонатных сланцев и углеродистые кварциты. Низы толщи отсутствуют. Падение сланцеватости на юго-восток под углами 30–70°, мощность — более 2000 м. По простираанию

толща фациально неустойчива, с переменным количеством парасланцев различного состава.

Верхняя толща развита в бассейне среднего течения р. Харал. В составе ее преобладают мусковит-карбонатные, хлорит-карбонатные, кварц-хлорит-серицитовые, филлитовидные сланцы, метапесчаники с линзами эпидот-актинолит-хлоритовых сланцев. Отмечаются маломощные выдержанные горизонты углеродистых кварцитов с тонкорассеянной вкрапленностью пирита. Мощность толщи более 1500 м. Общая мощность свиты более 3500 м.

Магнитная восприимчивость пород меняется от 10 до 100×10^{-5} СИ в зависимости от степени метаморфизма в зеленосланцевой фации. Плотность варьирует от 2,77 для метаэффузивов до 2,56 для хлорит-карбонатных сланцев. Породы свиты в целом не являются аномалиеобразующими. Дифференцированное магнитное поле отрицательного знака от 0 до 300 нТл, с отдельными точечными аномалиями положительного знака до 100 нТл, и поле силы тяжести с относительными повышениями до минус 150–140 мГал, которые фиксируются над отложениями свиты, могут объясняться нескрытыми образованиями, а возможно, и локальными скоплениями отложений с повышенными магнитными и плотностными характеристиками.

В породах относительно местного фона повышены содержания Cu, Pb, Zn, Ba, Ag в 1,5–2 раза. На космоснимках выделяются пятнисто-ячеистым типом рисунка.

Позднерифейский возраст свиты принят на основании несогласного перекрытия карбонатно-терригенными образованиями охемской свиты с конгломератами в основании, содержащими окаменелости венд-нижнекембрийского облика. За пределами площади листа метаэффузивы харальской свиты перекрыты со структурным несогласием вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями туматтайгинской и сыынакской свит, содержащими фауну архециат атдабанского и ботомского ярусов нижнего кембрия.

Долонско-ноганойский вулканический комплекс

Долонская свита (RF₃dl) преимущественно развита в пределах Восточно-Таннуольского антиклинория (*III*₂) и в виде небольших полей-ксенолитов в зонах сочленения его с Каахемским (*III*₁) и Шишхидским (*III*₀) прогибами. Подразделение выделено геологами СНИИГиМС Б. Г. Краевским, В. П. Коробейниковым, А. В. Абрамовым в 1972–1978 гг. в структуре, названной ими Восточно-Тувинским орогенным прогибом, расположенным в междуречье Каа-Хем–Кызыл-Хем–Бусин-Гол.

Свита сложена в основном обломочными породами: песчаниками полимиктовыми, алевролитами и гравелитами. В отдельных разрезах среди них можно наблюдать туфопесчаники, туфы и кремнистые сланцы. В стратотипической местности верховьев р. Сарыг-Чазы разрез свиты представлен в нижней части пестроцветными и сероцветными песчаниками аркозовыми и полимиктовыми с редкими прослоями гравелитов. Выше наблюдается пересла-

ивание туфоалевролитов, туфопесчаников, туфов кислого и среднего составов табачно-зеленого и желто-зеленого цвета, среди которых имеются невыдержанные по простираению мелкие линзы магнетит-гематитовых руд. Разрез завершается кремнисто-глинистыми сланцами темно-серого и зелено-серого цвета с линзовидными прослоями красноцветных алевролитов и песчаников. Общая мощность данного разреза менее 700 м.

В бассейне рек Чинге, Кара-Бельдыр отложения свиты прорваны силлоподобными телами метадолеритов [281].

Песчаники по составу аркозовые и полимиктовые, обломочный материал представлен калиевым полевым шпатом, плагиоклазом среднего состава и кварцем с преобладанием последнего, вплоть до появления кварцевых песчаников. Обломочный материал хорошо окатан, цемент базально-поровый, кремнисто-гидроослюдистый. Структура песчаников псаммитовая и алевро-псаммитовая, текстура полосчатая, обусловленная распределением обломочного материала по крупности и чешуйками слюд. Туфопесчаники и туфоалевролиты – породы зеленовато-серого цвета с плохой сортировкой обломочного материала, составляющего 70–75 %. В обломках преобладают риолиты, в том числе риолиты фельзитовые, и дациты. Цемент базальный, кремнисто-гидроослюдистый с примесью пеплового материала. Породы, судя по минеральным ассоциациям (кварц + биотит + эпидот + + хлорит + альбит + серицит) метаморфизованы в фации зеленых сланцев биотит-хлоритовой субфации. В контакте с гранитоидами таннуольского комплекса породы преобразованы в эпидот-плагиоклазовые роговики и эпидот-гранатовые магнетитсодержащие скарны мощностью 3–5 м.

Плотность пород изменяется от 2,60 до 2,77 г/см³; резко повышена у роговиков и скарнов до 2,99–3,01 г/см³. Значения магнитной восприимчивости изменяются в пределах 10–100 × 10⁻⁵ СИ, повышаясь до 700–1500 × 10⁻⁵ СИ у роговиков и скарнов за счет увеличения содержания магнетита. Аномалиеобразующими объектами являются роговики и скарны с магнетитом, которые имеют ограниченное распространение. Практически большая часть отложений свиты расположена в градиентных зонах или в отрицательном магнитном поле до 30–70 нТл и в градиентных зонах или в пределах относительного повышения поля Δg до минус 170–160 мГал.

Нижняя граница свиты большей частью тектоническая, но можно предположить несогласное налегание ее отложений на метасланцы харальской свиты. Верхняя граница определяется согласным налеганием ноганойской свиты в бассейне р. Чинге, содержащей микропроблематику верхнерифейского облика, и несогласным перекрытием известняками айлыгской свиты, с реликтами известковых водорослей венда–кембрия. К свите приурочены геохимические потоки золота, молибдена и мышьяка, пункты минерализации и проявления золота в районе прииска Кара-Бельдыр.

Ноганойская свита (RF₃ng) развита в бассейнах рек Кара-Бельдыр, Кызыл-Хем и Моос (III₁, III₂). Впервые выделена сотрудниками СНИИГиМС при проведении тематических работ (1979, 1993 гг.) на хр. Ноганой. Свита представлена метабазальтами, метаандезитами, метариолитами, их туфами, метапесчаниками, метагравелитами, известняками, доломитами. Количественные соотношения пород могут значительно варьировать. Мощность до 3000 м. Свита согласно залегает на терригенных

отложениях долонской свиты. В бассейне р. Кызыл-Хем несогласно с конгломератами в основании перекрыта терригенно-вулканогенно-карбонатными отложениями кыштагской свиты венда. Обобщенный разрез свиты имеет следующий вид (снизу вверх):*

1. Известняки с кремнями в переслаивании с доломитами, песчаниками и алевролитами; в основании, по данным Б. В. Никитова (1991 г.), фиксируются конгломераты мощностью 5–7 м, которым придается значение базальных, хотя галька в них местная	до 1000;
2. Песчаники полимиктовые с прослоями гравелитов и конгломератов, горизонтами строматолитовых доломитов и известняков, в верхней части разреза выделяется покров зелено-лиловых базальтов мощностью 50 м	400
3. Доломиты строматолитовые темно-серые в переслаивании с туфопесчаниками, туфами среднего и кислого состава	300
4. Песчаники кварцевые и полимиктовые мелко-среднезернистые с прослоями алевролитов, доломитовых брекчий. В верхней части несколько потоков базальтов и их туфов	350
5. Песчаники аркозовые и гравелиты грубозернистые серого цвета с большим количеством потоков андезибазальтов, риодацитов и туфов смешанного состава	400

Мощность разреза 2450 м.

В бассейне р. Кара-Бельдыр выделяется жерловая фация в виде некка диаметром 1,5 км, сложенного базальт-порфиридами и агломератовыми туфами риодацитов.

Доломиты – серые, темно-серые породы, гранобластовой структуры, сложены доломитом с примесью кварца, серпентина и углеродистого вещества до 1 %. Текстура массивная, неясно полосчатая.

Песчаники мелко- и грубозернистые псаммитовой структуры, массивной текстуры в составе обломков – кварц, плагиоклаз, полевые шпаты, цемент базальных кремнисто-гидрослюдистый.

Породы практически немагнитны: $\chi = 5–50 \times 10^{-5}$ СИ для карбонатно-терригенных пород и $\chi = 140–500 \times 10^{-5}$ СИ для вулканитов. Обычно расположены в градиентных зонах или в отрицательных аномалиях поля ΔT_a . Плотность пород свиты: песчаники 2,56–2,64; доломиты 2,7–2,82; эффузивы 2,57–2,67 г/см³. В гравитационном поле отложения свиты не выделяются аномальными значениями. В поле МЭД породы свиты не выделяются. Радиоактивность пород 7–10 мкР/ч, полосчато-пятнистый тип фоторисунка на КС.

Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, в хлорит-пренитовой субфации. С породами свиты пространственно ассоциируют мелкие россыпи золота и проявления золото-кварц-сульфидной формации в контакте с гранитоидами таннуольского комплекса.

В отложениях свиты известны микрофитоциты, в том числе крупные онколиты *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* Reitl. По данным В. П. Коробейникова (1979г.), в некоторых образцах описаны образования, сходные

* Здесь и далее мощность приведена в метрах.

со спикулами одно- и четырехлучевых губок, что дает основание датировать отложения вендом—ранним кембрием [281]. Позднерифейский возраст свиты принят согласно легенде Алтае-Саянской серии [204].

Субвулканические образования (β , ν RF₃) (*II*₁, *III*₂, *III*₆). Субвулканические образования тесно связаны с эффузивной фацией ноганойской свиты в бассейнах р. Кара-Бельдыр и Моос. По морфологическим данным, образуют дайки, небольшие силлы и некки как в ноганойской, так и в долонской свитах, причем в долонской свите чаще встречаются дайки, а в ноганойской — силлы и некки. Протяженность даек 100—500 м, мощность 2—5 м, размер силлов по длинной оси до 1 км, при мощности 30—70 м, некки овальной, реже диатремной формы, размером 200 × 1500 м. По составу в субвулканических образованиях преобладают базальт-порфириды, андезибазальт-порфириды, реже андезидацит-порфиры, сопровождаемые агломератовыми и псаммитовыми туфами смешанного состава. Цвет пород от темно-серого до темно-зеленовато-серого, на фоне которого выделяются таблитчатые кристаллы олигоклаз-андезина, реже диоксида или амфибола. Основная масса имеет микропойкилитовую или интерсертальную структуру, альбитизирована.

В физических полях, ввиду небольших размеров, тела не выделяются. Магнитная восприимчивость изменчива, в зависимости от степени альбитизации составляет от 49 до 786×10^{-3} ед. СИ, плотность находится в пределах 2,87—2,96 г/см³, поляризуемость — 0,1—0,9 %. По геохимическим особенностям породы близки к кларку основных пород по Виноградову, за исключением свинца, олова и бора, содержание которых выше кларковых в 2—4 раза.

Химический состав пород субвулканических образований приведен в табл. 3.

Возраст субвулканических образований принимается позднерифейским, т. к. они находятся только среди полей распространения долонской и ноганойской свит и прорываются кварцевыми диоритами таннуольского комплекса раннего—среднего кембрия [186].

Хоремнойская свита (RF₃*hm*) слагает небольшие поля в восточной части Сангиленского поднятия (*II*₁). Выделена по материалам П. Ф. Ковалева (1986 г.) и С. П. Демьянова (1987 г.) как нижний член айлыгской серии с возрастом RF₃—V в бассейне р. Айлыг-Хорумнуг-Ой за пределами площади, на листе N-47. Впоследствии А.Б. Кузмичевым (2004 г.) хоремнойская свита из серии была исключена. Ее возраст принят позднерифейским. Остальные стратоны остались в объеме оруктугской, кыштагской и айлыгской свит и были датированы вендом—ранним кембрием.

Свита сложена сланцами актинолит-хлоритовыми, кварц-серицит-углеродистыми, метапесчаниками, метаэффузивами, известняками, доломитами, гравелитами, конгломератами. Мощность свиты более 1200 м.

Разрез свиты начинается с базальных конгломератов, которые несогласно залегают на различных породах, в том числе на графитистых мраморах балыгтыгхемской свиты. Галька конгломератов полимиктовая, в разной степени окатанная, состоит из мраморизованных графитистых известняков, эффузивов основного (метабазальты) и кислого (метариолиты) (табл. 4) состава, яшм, метасланцев актинолит-эпидот-хлорит-кварц-кар-

Таблица 3

Химический состав субвулканических образований долонско-ноганойского вулканического комплекса [281]

№ п/п	Номер пробы	Окислы, вес. %													
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	п.п.п.	Σ
1	6120	46,57	1,08	15,91	3,08	9,18	0,22	10,32	9,67	0,77	0,70	0,10	0,02	0,88	98,46
2	6606	47,73	1,96	13,42	3,17	8,84	0,17	8,92	8,96	3,10	1,15	0,24	0,02	0,86	98,54
3	5247	49,77	1,69	15,56	3,31	7,44	0,17	5,55	8,71	3,86	1,52	0,15	0,01	0,95	98,65
4	6621	50,21	0,69	16,09	1,37	8,51	0,18	8,25	9,06	2,16	0,91	0,09	0,02	1,00	98,52
5	6216	53,65	0,59	15,92	3,70	4,87	0,15	6,23	10,96	1,66	0,58	0,09	0,02	0,76	98,97

1 – базальт-порфирит; **2** – базальт-порфирит альбитизированный; **3** – андезибазальт-порфирит; **4** – андезидацит-порфир; **5** – дацит-порфир.

Таблица 4

Химический состав вулканогенных пород хоремнойской свиты [258]

№ п/п	№ пробы	Окислы в вес. %													
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Σ
1	789/4	68,50	0,29	14,50	1,35	0,36	0,02	0,70	2,50	6,80	1,40	0,10	0,11	3,00	99,63
2	374/3	60,2	0,34	13,40	0,07	3,35	0,13	5,10	7,40	2,20	0,50	0,12	0,07	6,77	99,65
3	308/1	47,70	1,42	13,50	3,64	10,36	0,24	7,30	10,40	2,60	0,50	0,60	0,10	11,07	99,45
4	376/1	75,80	0,35	11,80	0,63	2,03	0,03	2,50	1,64	1,20	1,90	0,34	0,07	1,22	99,51

1 – мелкообломочный туф среднего состава; **2** – дацит-риолит порфировый; **3** – метабаза; **4** – метариолит.

бонатного состава. Цемент базальный, песчано-хлоритовый. Обломки яшм и эффузивов окрашены в зеленые, вишневые и лиловые тона. Выходы таких эффузивов в районе не известны. Мощность конгломератов 10–30 м. Выше залегают известняки светло-серые тонкослоистые в переслаивании с известковистыми песчаниками и алевролитами. Слоистость параллельная или линзовидная. Песчаные прослои состоят из карбоната, зерен кварца, плагиоклаза и чешуек хлорита, наполнены пылевидным непрозрачным рудным веществом. Алевролиты сложены более мелкозернистым агрегатом того же состава. Мощность 150–170 м. Выше залегают известняки глинистые пестроцветные 100–130 м. Далее идут песчаники зелено-серые полимиктовые с линзами глинистых доломитов. Обломочный материал в песчаниках представлен плагиоклазом, кварцем, хлоритом, мусковитом, эпидотом. Мощность 150–180 м. Завершается разрез доломитами серого цвета с бурым оттенком, с редкими прослоями песчаников и алевролитов зеленого цвета. Мощность 150–170 м.

Общая мощность этой части разреза – 680 м.

Породы практически немагнитны $\chi = 5-40 \times 10^{-5}$ СИ, плотностью 2,60–2,75 г/см³. Ввиду незначительных размеров площади распространения пород свиты и низких значений физических свойств, отражения в физических полях они не находят; расположены преимущественно в спокойном отрицательном магнитном поле 20–50 нТл и в градиентных зонах поля Δg .

Возраст свиты определяется позднерифейским на основании перекрытия карбонатными породами кыштагской свиты, содержащей микрофитолиты, характерные для венда.

Хапсугская свита (RF_3hp) слагает небольшие поля в Сангиленском блоке (II_1) у юго-западной рамки листа, в междуречье Нарын–Эрзин. Ранее эти отложения включались в объем чартысской серии протерозоя [50] или качикской свиты верхнего рифея. Под таким названием свита выделена А. Б. Гинцингером и др. (1979 г.) со стратотипической местностью в верхнем течении р. Хап-Суг, притока р. Нарын. В типовом разрезе по р. Хап-Суг ими в объем свиты включены две толщи: нижняя – карбонатно-терригенного состава, и верхняя – терригенная. Позднее вторая толща стала рассматриваться как самостоятельное подразделение – тельхемская свита [168]. В легенде Алтае-Саянской серии [204] хапсугская и тельхемская свиты считаются стратиграфическими аналогами и датируются ранним кембрием. По результатам ГС-50 [273, 274], отложения свиты получили несколько большее распространение.

Свита представлена сланцами серицит-хлоритовыми, хлорит-эпидот-актинолитовыми, кварц-серицит-карбонатными, кремнисто-углеродистыми с линзами углеродистых известняков, кварцитов. Мощность определяется в 1500 м.

Отложения со структурным несогласием залегают на разных уровнях тесхем-мугурской серии протерозоя и с размывом перекрываются карбонатными отложениями аймакской или нарынской свит венда и хадаляхской свитой нижнего кембрия с фауной археоциат. Отложения свиты метаморфизованы в зеленосланцевой фации метаморфизма, хотя встречаются участки эпидот-альбитовых и амфиболитовых роговиков за счет контактового метаморфизма с гранитоидами таннуольского и бреньского комплексов.

Магнитная восприимчивость пород свиты находится в пределах $20-100 \times 10^{-5}$ СИ, плотность — 2,64–2,70 г/см³.

Возраст отложений дискусионен. По р. Хап-Суг в верхней части нижней толщи А. А. Терлеевым (1990 г.) обнаружены водоросли *Proaulopora glabra* (Krasn.), *Girvanella* sp., *Obruchevella* sp., *Epiphyton*(?) sp. В то время эти данные и корреляция отложений хапсугского разреза с известными кембрийскими свитами позволили автору датировать вмещающие водоросли отложения вендом–ранним кембрием. По нашему мнению, положение в типовом и других разрезах хапсугской свиты ниже нарынской свиты вендского возраста свидетельствует о ее более древнем возрасте. Обнаруженные в ее отложениях окаменелости сейчас известны в верхнем рифее, а проведенные А. А. Терлеевым корреляции не бесспорны [192, 69, 342]. Возраст свиты принят позднерифейским.

Иркутная свита (RF₃ir) слагает довольно обширные поля в обрамлении Гарганской глыбы архея, а также находится в отдельных тектонических блоках и ксенолитах среди гранитоидов урикского комплекса (IV₁, IV₂). Стратотипической местностью свиты, выделенной в 1948 г. Д. В. Титовым, является верхнее течение р. Иркут.

Наиболее представительный и близлежащий ее разрез находится на левом борту р. Гарган Иркутский (за северной рамкой листа). Здесь, на гранитогнейсах гарганского метаморфического комплекса залегают (снизу вверх) [60]:

1. Песчаники аркозовые, сланцы мусковито-кварцевые, кварциты	25–30
2. Доломиты серые среднезернистые с обильной примесью терригенного кварца и мусковита, с маломощными линзами черных углисто-кремнистых сланцев	50
3. Известняки доломитистые серые	20
4. Доломиты кремновые мелкозернистые	30
5. Доломиты строматолитовые серые мелкозернистые	10
6. Переслаивание доломитов, доломитистых известняков серого цвета с пачками кварцитов и черных кремней. Кварциты и кремни в контакте с гранитоидами урикского комплекса представляют интерес как источник чистого гранулированного кварца	200
7. Известняки доломитистые красно-бурые	30
8. Доломиты серые мелкозернистые искристые в переслаивании с доломитистыми известняками	200
9. Известняки светло-серые мелкозернистые с примесью терригенного материала. Отмечаются горизонты кремново-белых известняков со знаками ряби	40

Мощность свиты в разрезе — 600 м.

Вне данного разреза базальные терригенные слои свиты нередко представлены конгломератами, переходящими выше в аркозовые песчаники, зачастую преобразованные в кварц-слюдистые сланцы. Галька конгломератов сложена гнейсами, гнейсогранитами, амфиболитами нижележащего метаморфического комплекса архея. В аркозовых песчаниках в обломочном материале установлен ситовидный плагиоклаз, гранат, пироксен и амфибол-продукты размыва его пород. В некоторых местах базальная пачка редуцирована, и вышележащие доломиты залегают непосредственно на гнейсогранитах [118].

На площади листа свита сложена мраморизованными известняками и доломитами, сланцами слюдисто-карбонатными, углеродисто-слюдисто-кварцевыми. Ее мощность около 800 м.

Верхняя граница свиты устанавливается в бассейне оз. Ильчир, где наблюдается переслаивание карбонатных пород и серицит-хлорит-карбонатных, хлорит-эпидотовых сланцев, характерных уже для ильчирской свиты.

Магнитная восприимчивость пород иркутской свиты находится в пределах $10-100 \times 10^{-5}$ СИ, плотность 2,65–2,70 г/см³. Радиоактивность 8–12 мкР/ч. Породы свиты не являются аномалиеобразующими объектами и в физических полях не находят отражения; расположены преимущественно в градиентных зонах.

Позднерифейский возраст свиты принят достаточно условным. За пределами площади, на листе N-47, в бассейне верховий рек Урик и Барун-Холба В. В. Хоментовским и Ю. П. Катюхой с соавторами (1985 г.) собраны остатки строматолитовых построек, где определены *Conophyton cylindricus* (Masl.), *C. garganicus* Ког., *Collumnacollenia punctata* Ког., *Baicalia* sp., считающиеся характерными для верхнего рифея. Однако ранее здесь выделялась монгошинская свита верхнего рифея, где позднее были найдены палеозойские формы. По данным В. Г. Скопинцева, А. М. Рогачева, Ю. П. Катюхи и других геологов (1991, 1995 гг.), проводивших геологическую съемку масштаба 1 : 50 000 в этом районе, возраст отложений иркутской свиты определяется находками микроскопических органических остатков. В бассейне р. Хойто-Улзыты методом химического препарирования получена мелкораковинная фауна *Coleoloides*, характерная для томмотского яруса нижнего кембрия, акритархи *Leiosphaeridia* sp., известные с докембрия, и водоросли *Rothpletzella* sp., появляющиеся в кембрии и получившие расцвет в силуре–девоне.

По единичным К-Аг датировкам по слюдам получены возрасты от 700 до 870 млн лет [83], но пробы отбирались из тектонических блоков, принадлежность пород которых к иркутской свите весьма условна. По мнению авторов, вполне возможно, что часть иркутской свиты может иметь более молодой возраст и сопоставляться с низами боксонской серии венда–нижнего кембрия. Этот вопрос требует дальнейшего изучения, и на текущий период возраст свиты принимается позднерифейским, согласно легенде Алтае-Саянской серии [204].

Ильчирская свита (RF_{3il}) тесно связана с иркутской свитой и слагает поля в бассейнах рек Урик, Ока, Китой (IV₂). Свита выделена В. Н. Лодчиковым в 1941 г. с разрезом отложений от оз. Ильчир до пос. Монды, включающим карбонатные и терригенные отложения. В дальнейшем при ГС-200 [8, 47] карбонатные отложения выделялись в объеме либо иркутской, либо монгошинской свит. В настоящее время к ильчирской свите относятся вулканогенно-терригенные отложения, площадь распространения которых совместно с иркутской свитой не выходит за пределы Ильчирского гипербазитового пояса, окружающего Гарганский выступ архейского фундамента (I₁).

Стратотипической местностью свиты считается бассейн оз. Ильчир, от устья р. Томна до р. Улзыта (за северной рамкой листа).

Ильчирская свита сложена темно-серыми (до черных), большей частью филлитовидными углеродисто-слюдисто-кремнистыми, хлорит-сери-

цит-актинолитовыми, углеродисто-глинисто-карбонатными, кварц-амфибол-слюдистыми, слюдисто-карбонат-кварцевыми сланцами, с отдельными прослоями углеродистых известняков, мергелей, зелено-серых метаэффузивов (зеленокаменно измененные базальты, андезиты, их туфы – туффиты) и кварцсодержащих мелкозернистых песчаников. Мощность в пределах листа около 1000 м.

По данным И. Л. Добрецова (1985 г.), В. Г. Скопинцева (1995 г.), в свите отмечаются меланжево?-олистостромовые горизонты с олистолитами известняков и доломитов иркутной свиты и пород офиолитовой ассоциации ильчирского и боксонского комплексов (серпентинизированные гипербазиты, габбро, пироксениты, гранатовые амфиболиты). За пределами листа, в зоне Окинского надвига подобные разрезы свиты выделяются в самостоятельное подразделение – аллохтонную оспинскую свиту условно позднего рифея.

Контакты ильчирской свиты с нижележащей иркутной свитой на площади как тектонические, так и нормальные стратиграфические – с постепенным переходом. Переход выражен тонким переслаиванием углеродисто-кремнистых, углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев с прослоями карбонатов и завершающими (в кровле) углеродисто-глинистыми сланцами к алевролитам и песчаникам ильчирской свиты. Контакт проводится по уровню исчезновения углеродисто-кремнистых отложений и их смены существенно глинисто-терригенной.

Верхняя граница ильчирской свиты с боксонской серией повсеместно тектоническая.

Магнитная восприимчивость пород свиты изменяется в пределах от 20 до 200×10^{-5} СИ, плотность от 2,65 до 2,78 г/см³, радиоактивность 8–16 мкР/ч. Породы свиты в физических полях находят очень слабое отражение, за исключением фрагмента северо-восточного направления, расположенного в зоне Окинского надвига, вытянутого согласно цепочке положительных аномалий ΔT_a интенсивностью от 50 до 350 нТл, возможно, за счет пород офиолитовой ассоциации (габброидов, гипербазитов).

Кларковые содержания тийоморфных химических элементов пород ильчирской свиты (табл. 5) обычны для образований черносланцевых комплексов.

Прямых данных о возрасте ильчирской свиты нет. В процессе крупномасштабных геологосъемочных работ севернее площади [305, 99] отложения сопоставлены с образованиями окинской серии венда–нижнего кембрия.

Химическим препарированием из олистолитов карбонатного состава и сланцево-песчано-карбонатного матрикса выделен гетерохронный набор трилетных спор карбона, девона, хитинозои верхнего силура, акритархи и граптолиты ордовика, томмотиды и водоросли нижнего кембрия, а также окаменелости верхнего рифея и венда [315], что наводит на мысль о присутствии здесь «дикого» флиша или меланжа. Такая неопределенность зафиксирована и в легенде Восточно-Саянской серии для ГК-200 второго издания [292], где ильчирская, оспинская свиты и окинская серия датированы от позднего рифея до ордовика (RF₃ : O). Возраст свиты принят позднерифейским согласно легенде Алтае-Саянской серии для ГК-1000/3 [204].

Таблица 5

Геохимическая характеристика пород ильчирской свиты [60]

№ п/п	Порода	Число проб	U	Th	Au	K	Ni	Co	Mo	V	Cu	Zr	Ag	Cr	Zn	Pb	Y	Yb
			г/г	г/г	мг/г	%	г/г	г/г	г/г	г/г	г/г	г/г	г/г	г/г	г/г	г/г	г/г	г/г
1	Углеродисто-кремнисто-карбонатные сланцы	32	3,2	7,5	6,8	2,8	12,3	13,0	1,8	70,6	20	137	0,1	83	52	60	15	1,5
2	Углеродистые кварц-хлорит-серпичитовые сланцы	9	4,5	4,8	22	1,2	21	18	1,7	61	23	92	0,1	69	61	70	14	1,4
3	Углеродистые кварц-серпичитовые сланцы сульфидизированные	27	4,6	4,5	28	1,3	62	17	5	52	87	124	0,2	112	183	200	20	2

Дибинская свита (RF₃db) слагает небольшие поля в Боксон-Сархойском прогибе (IV₁). Свита выделена в 1956 г. при производстве геологической съемки масштаба 1 : 200 000. Стратотипическая местность расположена в бассейне верхнего течения р. Дибь [8, 47, 53]. Стратиграфический объем свиты и положение в разрезе в настоящее время дискуссионны. Интенсивная разрывная тектоника затрудняет расшифровку внутреннего строения дибинской свиты.

Свита представлена алевролитами с прослоями песчаников, конгломератов, линзами глинистых известняков и доломитов. Мощность более 800 м.

По Ю. Ф. Ефремову (1968 г.) и А. Б. Кузьмичеву (2004 г.), в нижней части разреза свиты преобладают алевролиты темно-серые грубоплитчатые с карбонатной составляющей с мелкоритмичной градационной слоистостью, схожей с дистальными турбидитами дунгужурской свиты, развитой севернее площади листа. Среди алевролитов присутствуют прослои (до 1 м) массивных полимиктовых песчаников и линзы мелкогалечных конгломератов, содержащих обломки кремнисто-карбонатных пород. В верхней части разреза в истоках р. Сархой увеличивается содержание карбонатного материала, появляются известковые алевролиты тонкослоистые, плотные с мелкими (0,3–1 см) известковистыми стяжениями, которые, по мнению К. Б. Корде, являются перекристаллизованными остатками скелетной фауны. Еще выше появляются разрозненные тела известняков среди темно-серых алевролитов, которые, по мнению В. П. Арсентьева (1962 г.) и Ю. Ф. Ефремова (1965, 1968 гг.), представляют собой маркирующий

горизонт в дибинской свите, а разобщенность их выходов истолковывалась как результат блоковой тектоники. По мнению Н. Л. Добрецова (1985 г.), тела известняков принадлежат к олистолитам боксонской серии. Падение пород в целом крутое — 70–80° на северо-восток. В этих известняках К. Б. Корде определила водоросли *Epiphyton* sp. и *Stabellina* sp., которые распространены в нижней части боксонской серии венда–нижнего кембрия. Верхняя граница свиты зафиксирована базальными конгломератами сархойской серии [120, 60], возраст которой принимается позднерифейским. Следует также учесть мнение А. А. Терлеева и А. А. Постникова (1998 г.), которыми в районе лектостратотипа свиты по левому берегу р. Дибь установлены единичные акритархи, мшанки, конулярии с диапазоном распространения от среднего кембрия до ордовика. Это позволило им сопоставить верхнюю часть отложений с мангатгольской свитой E_2-O_2 , а нижнюю — с боксонской серией. По их мнению, в том объеме, который включает понятие «дибинская свита», представлены разновозрастные образования, вследствие чего это подразделение нельзя считать валидным.

Нижняя граница свиты повсеместно тектоническая.

Терригенные породы свиты практически немагнитны, с низкой плотностью, поэтому в физических полях не могут создавать аномальных значений. Расположены в области относительного повышения поля Δg , которое обусловлено, вероятно, нижележащими породами. Часть отложений свиты, расположена в пределах градиентной зоны и положительной аномалии магнитного поля, обусловленной эффузивными породами сархойской серии, залегающими вблизи.

Возраст свиты принят позднерифейским согласно легенде Алтае-Саянской серии для ГК-1000/3 [204].

Сархойский вулканический комплекс

Сархойская серия (RF_3sr) распространена в Боксон-Сархойском прогибе (IV_1, IV_2). Она слагает разновеликие поля в бассейне р. Забит, Сархой и их притоков. Впервые понятие «серия» в том объеме, в каком она понимается сейчас, было использовано при ГС-200 [8, 47, 45] в 1956–1961 гг. с делением на свиты: нижнюю — саганогольскую, верхнюю — яманкуширскую. При дальнейших исследованиях [23, 305, 306, 247] выяснилось, что свиты по простираанию не прослеживаются. В связи с этим оставлено понятие «сархойская серия нерасчлененная».

Стратотипической местностью сархойской серии считается бассейн верхнего течения р. Сархой. Стратотипический разрез отсутствует. Детально описанные отдельные разрезы, по данным разных авторов, противоречивы в последовательности слагающих их пород.

Описание серии дается по материалам А. Б. Кузьмичева (2004 г.), изучившим ее в стратотипической местности. В объеме сархойской серии отчетливо выделяются две толщи с фациальной изменчивостью по простираанию: нижняя — пестроцветная терригенная и верхняя — вулканогенная.

Терригенная толща сложена пестроцветными полимиктовыми песчаниками, гравелитами с прослоями алевролитов. Песчаники вулканомик-

товые грубослоистые, наблюдается косая слоистость и знаки ряби. В основании толщи фиксируются базальные конгломераты зеленовато-серой окраски и с плохой сортировкой обломочного материала. Мощность их составляет до 40 м. Обломочная часть конгломератов представлена галькой (5–10 см) и валунами (40–50 см), занимающими в общем объеме породы 50 %. В составе галек преобладают песчаники, кварциты, яшмы, эффузивы среднего и основного состава, в меньшей степени представлены доломиты и известняки дибинской свиты.

Толща в виде непрерывной полосы шириной 12–15 км прослеживается от истоков Саган-Гол до левобережья р. Дибин и в западном направлении фациально замещается красноцветными песчаниками и туфами кислого состава. Мощность толщи изменяется от 800 до 1500 м. В пределах толщи наблюдаются дайки и мелкие тела риолит-порфиров.

Вулканогенная толща обнажена в бассейне р. Муя-Гол и Забит, сложена лавами и туфами среднего и основного состава с горизонтами туфопесчаников. Лавы представлены зеленокаменно измененными метаандезитами, метабазальтами, местами рассланцованными до актинолит-хлоритовых сланцев. Структура метабазальтов микродолеритовая и пилотакситовая, присутствуют вкрапленники сосюритизированного плагиоклаза, клинопироксена, общим объемом до 40 %. Толща содержит тела массивных габбро-порфиров с долеритовой структурой, являющихся, наверное, силлами. В верхах разреза увеличивается количество кристаллокластических туфов, содержащих обломки риолитов и дацитов. Появляются невыдержанные горизонты зеленых алевролитов и мусорных известняков. В истоках р. Забит имеется выход риолитов размером 5×1 км и мощностью до 500 м. Породы красно-оранжево-бурые массивные со слабо выраженной флюидальностью, с единичными выделениями пелитизированного калишпата. Мощность толщи – в 1,5–2 км.

В целом по листу серия сложена метабазальтами, метаандезитами, метатуфами, песчаниками, гравелитами. Встречаются прослои алевролитов и потоки риолитов. В основании имеются конгломераты. Мощность 3000–3500 м.

Магнитная восприимчивость пород серии резко различается от $30-120 \times 10^{-5}$ СИ для терригенной толщи до $150-1200 \times 10^{-5}$ СИ для вулканогенной. Также различна плотность: от 2,50–2,58 г/см³ для песчаников до 2,68–2,80 г/см³ для эффузивов основного состава. Над породами серии фиксируются градиентные зоны поля Δg и спокойное отрицательное (до –100 нТл) магнитное поле. Геохимическая характеристика различна для терригенных и вулканогенных пород. В первых в пределах кларковых содержаний присутствуют Cu, Pb, Zn, Mo, Ni, Co, Cr, Ti, Zr и повышены содержания В, Ва, Mn, во вторых повышены содержания Cr, Sr, Zr, Y, Yb.

Субвулканические образования (λ л, ν лRF₃) в сархойской серии составляют 10–15 % от объема свиты и морфологически выражены дайками, силлами небольшой протяженности и некими неправильной формы. Дайки сложены риолит-порфирами, силлы в основном габбро-порфирами с диабазовой структурой, неки выполнены риолит-порфирами и агломератовыми туфами (табл. 6). Размеры линейных тел по простиранию 100–400 м при мощности 1–3 м, силлов – 400–1200 м при мощности 15–

**Содержание породообразующих окислов (%), малых
и редкоземельных элементов (г/т) в эффузивах и субвулканических
образованиях сархойской серии по А. Б. Кузьмичеву (2004 г.)**

Окислы Элементы	Породы								
	базальт	андезит	андезит	андези- дацит	риолит- порфир	риолит- порфир	габбро- порфирит	риолит- порфир	микро- габбро
SiO ₂	50,87	53,94	53,79	69,53	74,15	73,65	49,48	76,38	49,78
TiO ₂	0,99	0,89	0,90	0,80	0,31	0,22	0,87	0,18	1,48
Al ₂ O ₃	20,58	16,95	16,51	14,29	12,49	12,91	16,78	12,76	17,12
Fe ₂ O ₃	10,01	9,83	10,27	4,57	3,37	3,47	10,58	2,95	13,71
MnO	0,22	0,22	0,29	0,05	0,05	0,03	0,18	0,12	0,19
MgO	7,60	7,30	4,83	0,86	0,33	0,25	12,03	0,19	5,28
CaO	1,16	7,10	4,76	2,50	1,82	1,00	6,97	0,65	9,44
Na ₂ O	7,09	3,28	7,80	4,46	3,59	4,32	2,74	3,30	2,63
K ₂ O	0,55	0,10	0,46	2,82	1,87	4,15	0,30	3,43	0,17
P ₂ O ₅	0,41	0,37	0,39	0,12	0,01	0,01	0,33	0,04	0,21
п.п.п.	4,80	4,79	4,36	1,74	2,83	1,14	5,17	1,13	3,22
Ni	17	16	18	3	8	8	7	9	18
Cu	12	14	15	21	11	12	7	14	23
Zn	139	141	138	51	11	55	116	50	77
Ga	40	38	39	14	16	20	16	21	19
Pb	26	28	27	33	9	92	44	37	31
Rb	42	40	41	117	39	44	101	51	5
Sr	504	507	501	228	138	41	119	146	180
Y	48	42	43	35	49	41	42	13	14
Zr	71	70	72	204	194	277	50	326	91
La	19	17	11	25	35	64	44	17	15
Cl	39	36	25	51	65	124	62	58	41
Nd	24	23	16	26	34	52	51	46	29
Sm	6	6	4,0	6	8	10	8	7	6

30 м, некков – 1500 × 400 м. Ввиду небольших размеров, на геологической карте тела не показаны. Магнитная восприимчивость для риолит-порфиров колеблется в пределах 20–80 × 10⁻⁵ СИ, для габбро-порфиритов – 700–1300 × 10⁻⁵ СИ, плотность от 2,55–2,60 до 2,78–2,82 г/см³ соответственно. В физических полях мелкого масштаба образования отражения не находят.

Вопрос о возрасте сархойской серии в настоящее время дискусионен. Нижняя граница определяется несогласным налеганием серии на дибинскую свиту верхнего рифея с базальными конгломератами в основании [118, 60]. Верхняя часть серии с угловым несогласием перекрыта венд-кембрийскими карбонатными породами, охарактеризованными фауной археоциат и трилобитов. В то же время Ю. П. Бутовым (1982 г.) в низах сархойской серии найдены мшанки *Cirampora inordinata* Могозова, характерные для ордовика. А. Б. Кузьмичев (2004 г.), просмотрев эти находки, считает их неорганическими образованиями (хлорит-карбонатные конкреции). Геологи Окинской экспедиции (В. Г. Скопинцев, П. В. Рошектаев и др.) на этом основании из сархойской серии вычлениют «комиссаровскую толщу» ордовикского возраста, а остальную часть относят к ордовику—силуру и даже к девону—карбону на основании микропалеонтологических определений [314, 315].

Из субвулканических образований серии Rb-Sr методом по валу (семь проб) был определен возраст в 718 ± 30 млн лет при СКВО — 4,63 и изотопном соотношении стронция в $0,7040 \pm 0,0007$ [120]. Это тем более важно, что часть проб взята из тел кислого состава, прорывающих дибинскую свиту. Аналогами сархойской серии можно считать в Прихубсугулье дархатскую серию, в Туве — харальскую свиту. Возраст серии принимается позднерифейским согласно легенде Алтае-Саянской серии для ГК-1000/3 [204].

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

К данной системе относятся охемская свита в харальском ареале (II_5), кыштагская и айлыгская свиты в Шишхидском прогибе (III_2 , III_6), нарынская свита в Восточно-Сангиленском ареале (III_3 , III_4 , III_5). В одних случаях они слагают чехол на байкальских выступках, в других — складчатое основание салаирид.

Охемская свита (*Voh*) выделена впервые Г. А. Кудрявцевым (1950 г.) в качестве толщи со стратотипической местностью в бассейне р. Булун-Ажик-Хем и верховьях руч. Ана-Хем (за пределами листа). Ее отложения слагают южное крыло харальского поднятия (II_5) в бассейне рек Чаинда, Кара-Хем, О-Хем и Кара-Адыр.

Свита сложена метаалевролитами, метапесчаниками, сланцами хлоритовыми, карбонат-хлоритовыми, известняками, метабазальтами, метатуфами. В нижней части отмечаются линзующиеся горизонты конгломератов. Мощность 1800 м. На подстилающей харальской свите залегает несогласно с разрывом, перекрывающие отложения в пределах листа не установлены.

Разрез в бассейне Кара-Хем выглядит следующим образом (снизу вверх) [42, 250]:

1. Конгломераты мелкогалечниковые полимиктовые зеленовато-серого цвета. В гальке амфиболиты, хлорит-актинолит-альбитовые сланцы, аналогичные породам харальской свиты	50
2. Сланцы хлорит-карбонатные полосчатые светло-зеленовато-серые . . .	300
3. Кварциты светло-серые, плотные массивные с бурыми пятнами гидроокислов железа	30

4. Известняки мраморизованные песчанистые светло-серые слабобитуминозные	50
5. Частое чередование хлорит-карбонатных, хлорит-серицитовых и хлорит-серицит-карбонатных сланцев с углеродистыми кварц-серицит-карбонатными сланцами, содержащими выделение пирита и пирротина до 1–2 %	400
6. Ритмичное чередование метапесчаников зеленовато-серых со сланцами серицит-карбонатными и известняками мраморизованными	350

Ритмы трансгрессивного типа. Мощность ритмов от 5 до 40 м.

Видимая мощность разреза 1180 м.

По латерали свита фициально изменчива: известняки замещаются метапесчаниками и сланцами.

Магнитная восприимчивость колеблется в пределах $15-100 \times 10^{-5}$ СИ, плотность 1,66–2,75 г/см³. Над породами свиты фиксируется дифференцированное магнитное поле, преимущественно отрицательное, напряженностью в 50–120 нТл и относительное повышение значений поля силы тяжести до минус 150–145 мГал.

Возраст свиты определяется по положению в разрезе и по палеонтологическим данным. Породы свиты налегают несогласно на харальскую свиту позднего рифея и за пределами площади, на листе N-47 перекрываются карбонатно-терригенно-вулканогенными отложениями туматтайгинской свиты, содержащими фауну археоциат атдабанского яруса нижнего кембрия. В верхней части охемской свиты в районе ее стратотипической местности (р. Булун-Ажик-Хем и верховья руч. Ана-Хем) обнаружены известковые водоросли *Renalcis(?)* sp., *Botominella(?)* sp., *Sosnovia* sp., *Gleocapsella* sp., *Kordephyton(?)* sp., (определения М. В. Степановой), обычно встречаемые с венда и широко распространенные в нижнем кембрии.

С учетом приведенных данных возраст свиты принимается вендским.

Кыштагская свита (*Vks*) выделена в Шишхидском прогибе и в зоне его сочленения с Восточно-Таннуольским антиклинорием (*III₂*, *III₆*). Она образует изолированные поля среди палеозойских интрузий в бассейне рек Билин и Бусин-Гол. Стратотип предложен П. Ф. Ковалевым (1986 г.) в бассейне р. Айлыг-Кыштаг (лист N-47).

Обобщенный разрез в стратотипической местности представлен (снизу вверх):

1. Конгломераты среднегалечные темно-зеленовато-серые, содержащие обломки известняков, доломитов и метавулканитов до 50 % в рассланцованном карбонатно-хлоритовом цементе	15
2. Переслаивание сланцев серицит-хлорит-эпидот-кварцевых, биотит-серицитовых, карбонатно-кремнистых зеленовато-серых; встречаются невыдержанные линзы рассланцованных метатупфов кислого состава и линзующиеся горизонты мраморизованных известняков	до 400
3. Доломиты известковистые светло-серые, местами онколитовые с прослоями сингенетичных черных кремней, песчанистых доломитов и невыдержанными горизонтами кремнисто-углеродисто-карбонатных сланцев с повышенными содержаниями P ₂ O ₅ до 4 %; пачка имеет трансгрессивное строение; здесь определены <i>Volvatella zonalis</i> Naz., <i>Vesicularites</i> f. indet., <i>Osagia tenuilamellata</i> Reitl., <i>O. lamellata</i> Korol., <i>O. columnata</i> var. <i>baicalica</i> Yaksch., <i>O. columnata</i> var. <i>ovsjanica</i> Yaksch., <i>O. tchaica</i> Yaksch. (определения М. В. Степановой)	300

4. Известняки серые и темно-серые, неяснослоистые со следами взламывания осадка, с редкими прослоями и линзами глинисто-кремнистых и кварц-углеродистых сланцев и с единичными экземплярами <i>Girvanella</i> sp.	400
5. Переслаивание темно-серых и черных глинисто-кремнистых и кварц-углеродистых сланцев, силицилитов с прослоями и линзами известняков, не выдержанных по простиранию	200
6. Известняки мраморизованные темно-серые неяснослоистые, содержащие микрофитоциты <i>Nubecularites catagraphus</i> Reitl., <i>N. punctatus</i> Reitl., <i>Hieroglyphytes</i> f. indet.	100
7. Сланцы кварц-амфибол-хлоритовые с линзами известняков темно-серых с <i>Algotactis</i> sp., <i>Vesicularites</i> sp.	300
8. Известняки мраморизованные серые с прослоями углеродистых кварцитов и сланцев	300

На площади листа свита сложена метаморфизованными карбонатно-терригенными отложениями: мраморизованными известняками и доломитами, сланцами кварц-биотитовыми, амфибол-кварцевыми, графитовыми, кварцитами. В основании отмечаются базальные конгломераты. Мощность 1100 м.

Выше залегают светло-серые доломиты айлыгской свиты. Отложения смяты в простые линейные складки с углами падения крыльев 30–70°, простирание структур субширотное и северо-западное. Свита несогласно залегает или на хоремной, или на ноганойской верхнерифейских терригенно-вулканогенных свитах.

Магнитная восприимчивость пород свиты находится в пределах $14-114 \times 10^{-5}$ СИ, плотность – 2,58–2,70 г/см³. В физических полях, в силу небольших изолированных площадей, отложения свиты отражения не находят.

Возраст свиты по комплексу микрофитоцитов принимается вендским. Из серицитовых сланцев по пяти пробам получена Rb-Sr изохрона в 595 ± 37 млн лет [309, 237], что не противоречит палеонтологическим данным.

Айлыгская свита (*Val*) (*III*₂, *III*₆) выделена в тех же ареалах, что и кыштакская свита (*III*₂, *III*₆), где слагает небольшие изолированные выходы.

Стратотип свиты находится за пределами площади в бассейне рек Айлыг-Тоймас на листе N-47 [258, 238]. Разрез представлен (снизу вверх):

1. Доломиты темно-серые мелкозернистые	300
2. Доломиты светло-серые окремненные	200
3. Чередование известковистых доломитов и черных известняков	150
4. Доломиты строматолитовые светло-серые	350
5. Известняки темно-серые до черных в переслаивании с доломитами светло-серыми	400
6. Сланцы кремнисто-глинистые и глинисто-карбонатные в переслаивании с песчанистыми известняками	500

Мощность в разрезе – 1900 м.

В пачке строматолитовых доломитов определены водоросли: *Sinzasophyton usovi* Posp., *S. subtilis* M. Step., *Edigantia punctata* M. Step., микрофитоциты – *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. miscellus* M. Step., *V. šubinensis* Zabr., *V. concretus* Z. Zhur., *Nubecularites antis* Z. Zhur., *Glebosites catenuliformis* M. Step. (определения М. В. Степановой).

Такой комплекс, по мнению В. П. Коробейникова (1979 г.), относится к вендскому фитокомплексу Алтае-Саянской области.

Свита на листе сложена мраморизованными известняками, доломитами с прослоями сланцев и кварцитов. Мощность ее составляет более 2000 м.

Нижняя граница с кыштагской свитой согласная, верхняя граница в пределах площади не определяется. За пределами листа, в бассейне р. Айлыг и Билин (N-47) свита перекрыта со стратиграфическим перерывом карбонатно-терригенными отложениями, содержащими фауну археоциат и трилобитов санаштыкгольского горизонта, который сопоставим с кызылдагской свитой раннего кембрия [204]. В бурятской части свита сопоставляется с нижними частями боксонской серии и горлыкской свиты.

Магнитная восприимчивость пород айлыгской свиты низкая – в пределах $15-70 \times 10^{-5}$ СИ, плотность – 2,65–2,72 г/см³. Над породами свиты фиксируется отрицательное магнитное поле (минус 20–70 нТл) и градиентные зоны поля силы тяжести, от –190 до –185 мГал.

Нарынская свита (*Vnr*) широко распространена в ареалах *III*₃, *III*₄, *III*₅ Восточного Сангилена.

Выделена А. П. Божинским в 1947 г. как толща известняков. А. В. Ильин (1957 г.) в своей схеме выделил в составе свиты две подсвиты: нижненарынскую – карбонатную (известняковую) и верхненарынскую (известняково-эффузивно-сланцевую). В дальнейшем, как при производстве геологосъемочных работ [50, 51, 273, 274], так и тематических исследований [65, 66, 68, 69], используются различные схемы, где одни и те же названия свит и толщ с точки зрения их объема, последовательности, соотношения и возраста весьма противоречивы. По мнению авторов данной Госгеолкарты-1000/3, более обоснована по составу и объему рассматриваемая свита в стратиграфической схеме Г. П. Александрова (1981, 1985 гг.).

В стратотипической местности свиты (бассейн р. Нарын) в междуречье Хоромнуг и Алды-Ког-Оймак наблюдается следующий разрез свиты (снизу вверх) [50]:

1. Чередование мраморов светло-серых массивных и известняков серых полосчатых мраморизованных с редкими маломощными (0,1–0,3 м) прослоями серых метаморфизованных полимиктовых песчаников; в основании пачки залегает слой (мощностью до 2 м) песчаников серых полимиктовых метаморфизованных и рассланцованных	480
2. Известняки темно-серые плитчатые песчанистые с редкими маломощными (0,2–0,4 м) прослоями серых алевропесчаников и алевролитов; в известняках остатки <i>Sinzasophyton usovi</i> Posp.	182
3. Чередование известняков серых, светло-серых мраморизованных и темно-серых песчанистых, песчаников и алевролитов серых слоистых; преобладают мраморизованные известняки	180
4. Известняки серые, светло-серые полосчатые мраморизованные и темно-серые плитчатые песчанистые с редкими маломощными (0,2–0,3 м) прослоями серых алевролитов; в известняках мелкие онколиты	438
5. Известняки серые тонкослоистые и темно-серые плитчатые	34
6. Известняки темно-серые с водорослевыми остатками <i>Globuloella?</i> sp., <i>Calcisphaera</i> sp.	20
7. Задернованный интервал	77
8. Известняки серые и темно-серые плитчатые тонкослоистые	104

9. Известняки серые плитчатые и массивные мраморизованные, содержащие редкие прослои пиритизированных мелкозернистых песчаников и алевролитов	121
10. Известняки серые и светло-серые полосчатые с прослоями (1–3 м) серых слоистых алевропесчаников	123
11. Известняки серые тонкослоистые песчанистые, содержащие редкие маломощные (0,2–0,6 м) прослои темно-серых известковистых алевролитов; в известняках остатки <i>Vesicularites cf. concretus</i> Z. Zhur., <i>V. cf. lobatus</i> Reitl. и др.	291

Общая мощность разреза 2050 м.

По мнению Г. П. Александрова и др. (1981 г.), нижняя пачка разреза с угловым несогласием залегает на белых графитистых мраморах чартысской свиты.

Наряду с перечисленными окаменелостями в стратотипической местности свиты по руч. Элк найдена невландиевая проблематика *Clatristroma cf. concentrica* Walc., *C. prava* Krasn., *N. frondosa* Walc., *Newlandia(?) major* Walc., онколиты *Osagia undosa* Reitl.

Восточнее один из достаточно полных разрезов свиты изучен по р. Аш. Здесь установлена следующая последовательность пород свиты (снизу вверх) [51]:

1. Мраморы светло-серые и белые массивные графитсодержащие	300
2. Чередование известняков мраморизованных серых, светло-серых, неяснополосчатых и мраморов белых массивных с мелкой вкрапленностью чешуек графита и углеродистого вещества	400
3. Известняки мраморизованные серые полосчатые, чередующиеся с подчиненными прослоями известняков углеродистых темно-серых, тонкие прослои (2–5 см) кварцитов серого цвета; в нижней части пачки встречаются редкие прослои мраморов белых массивных	800
4. Известняки углеродистые темно-серые и серые, с прослоями в верхней части пачки алевролитов рассланцованных и песчаников мелкозернистых; в известняках встречаются онколиты	700

Общая мощность разреза — 2200 м.

Мощность отложений свиты по площади около 2200 м.

В целом отложения свиты характеризуются довольно определенным составом, хотя и обладают некоторой фациальной изменчивостью. Низы свиты повсеместно сложены светло-серыми и белыми массивными или неяснополосчатыми мраморизованными известняками и мраморами, сменяющимися вверх по разрезу серыми и слоистыми темно-серыми известняками с прослоями сланцев, часто графитистых, метапесчаников, кварцитов. Мраморизованные известняки несколько различаются по структурным и текстурным признакам. Из новообразований в них содержатся кварц, альбит, графит, пирит, иногда углеродистый пелит. Графитистые сланцы содержат равномерную вкрапленность углеродистого пелита (5–20 %) и графита. Из рудных присутствуют пирит, пирротин. Карбонатные породы неравномерно мраморизованы. По минеральным парагенезисам известняков и сланцев их метаморфизм относится к высокотемпературной биотит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации.

Спектральным анализом в породах нарынской свиты отмечаются повышенные содержания фосфора. Особенно в верхних частях разреза. Плот-

ность пород колеблется от 2,51 до 2,80 г/см³. Их радиоактивность варьирует от 4 до 1 мкР/ч. Породы практически не магнитны.

Органические остатки свиты представлены микрофитолитами и невладиевой проблематикой. В составе микрофитоцитов определены *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *C. rectus* Z. Zhur., *V. miscellus* M. Ster., *V. lobatus* Reith., *Nubecularites antis* Z. Zhur., *Medullarites lineolatus* Z. Zhur., *Palaeomicrocystis kaizasensis* Posp. и др., характерные для западносибирского горизонта венда.

Соотношения нарынкой свиты с подстилающими образованиями в большинстве случаев тектонические, в редких местах наблюдается несогласное залегание на породах хапсугской и хоремногской свит. Отложения свиты перекрываются породами чахыртской свиты томмотского века раннего кембрия. По положению в разрезе и палеонтологическим данным возраст нарынкой свиты определяется вендским.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА–КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Горлыкская свита (V–E_{1gr}) выделена в северо-восточной части листа в ильчирском синклинии (IV₂). Стратотип находится за пределами площади на листе N-47 в бассейне одноименной реки. Свита выделена М. Ф. Шестопаловым при производстве работ масштаба 1 : 1 000 000 первого издания. Ее нижний контакт тектонический, за пределами листа устанавливается несогласное залегание на сархойской серии верхнего рифея. Верхняя граница также не определяется. Вне листа (бассейн р. Шумак) свита несогласно перекрыта карбонатно-терригенными отложениями сагансайской свиты позднего палеозоя [60].

В районе стратотипа разрез карбонатных отложений свиты условно делится на три части [150]. Нижняя часть сложена массивными доломитами светло-серого цвета с линзами карбонатных мелкогалечниковых конгломератов. В верхней части этой пачки выделяются два горизонта кремнисто-карбонатных фосфоритов от темно-серого до черного цвета. В доломитах определены микрофитоциты. Мощность нижней части 1000 м. В пределах листа нижняя часть разреза отсутствует, она развита непосредственно за северной рамкой, в бассейне р. Горлык-Гол.

Средняя часть свиты характеризуется преобладанием доломитов темно-серой окраски с маломощными прослоями кварцевых песчаников и углеродисто-терригенных сланцев. Доломиты в изобилии содержат стромацолитовые постройки и микрофитоциты. Мощность этой части 500 м. Тонкотерригенные прослои обогащены Al₂O₃ до 30 % [60].

Верхняя часть свиты представлена переслаиванием светло- и темно-серых доломитов с участием тальк-хлоритовых сланцев, послойных кремней и кремнистых конкреций серого цвета. Размеры конкреций достигают 15–20 см, форма их овальная. Мощность этой части более 800 м.

На листе N-47 в основании свиты зафиксированы конгломераты с галькой сланцев, песчаников и известняков, схожими с сархойской свитой.

Породный состав свиты на площади листа аналогичен стратотипу и представлен доломитами, доломитами известковыми, фосфоритами, кварцевыми песчаниками, кремнистыми породами. Мощность 1300–1500 м.

В нижней части свиты определены микрофитоолиты: *Vesicularites compositus* Z. Zhur., *Vermiculites anfractus* Z. Zhur., *Osagia tenuilamellata* Reitl, строматолиты *Jurusania* sp., *Boxonia* sp. [150]. В средней части свиты выявлены микрофитоолиты *Osagia nimia* Z. Zhur., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. enormis* Z. Zhur., *V. rectus* Z. Zhur., *V. porrectus* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadoza* Z. Zhur., *Nubecularites punctatus* Reitl, строматолиты *Jurusania* cf. *jodomica* Kom. et Semikh., *Linella* f. indet., известковые водоросли: *Renalcis* sp., *Katangasia* sp. (определения В. Н. Алексева).

В породах верхней части свиты обнаружены спикулы губок *Hyalostelia* sp., мелкораконинная фауна: анабаритиды, а также *Torellela lentiformis* Sys., *Hyolithellus* sp., брахиоподы *Kutorgina* sp. [150]. За пределами листа в отложениях свиты известны трилобиты атдабанского яруса [204]. Комплекс органических остатков позволяет датировать свиту поздним вендом—ранним кембрием (томмотский и атдабанский века).

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА—КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Боксонская серия (V—E₂) распространена в Боксон-Сархойском прогибе (IV₁) и включает в себя пять свит: забитскую (V—E₁), табинзуртинскую, хужиртайскую, нюргатинскую (E₁) и хютенскую (E₂). В пределах листа присутствуют забитская и табинзуртинская свиты и боксонская серия нерасчлененная, остальные подразделения находятся за северной рамкой листа (N-47).

Забитская свита (V—E_{1zb}) развита в Боксон-Сархойском прогибе (IV₁) и образует изолированные поля в бассейнах рек Сархой, Забит, Хоре, Боксон. Название предложено А. Л. Самбургом в 1959 г. для нижней доломитовой части боксонской серии.

Стратотипической местностью свиты является бассейн р. Боксон. Нижняя граница с сархойской серией несогласная. По мнению Н. Л. Добрецова (1985 г.), вся боксонская серия залегает в виде тектонического покрова.

Наиболее типичным является разрез свиты по правобережью р. Хойто-Боксон (у северной рамки за пределами листа). Здесь выделяются (снизу вверх):

1. Конгломераты полимиктовые, содержащие в гальке песчаники, сланцы, эффузивы, схожие с породами сархойской серии	100
2. Доломиты массивные темно-серые, содержащие единичные строматолиты	80
3. Доломиты желтовато-серые с послойными выделениями кремней	40
4. Доломиты серые с послойными кварцевыми прожилками	320
5. Доломиты серые массивные, в верхней части содержащие микрофитоолиты <i>Radiosus rimpidus</i> Z. Zhur., <i>R. stirpitus</i> Z. Zhur., <i>R. rewdus</i> Z. Zhur., <i>Vesicularites compactus</i> Yaksch., <i>V. compositus</i> Z. Zhur., <i>V. consuetus</i> Yaksch., <i>Glebosites gentilis</i> Z. Zhur.	400
6. Переслаивание фосфоритов зернистых карбонатных и доломитов фосфатсодержащих	40

7. Доломиты массивные темно-серые, содержащие микрофитолиты *Vesicularites bothrydioformis* (Красноп.), *V. subinensis* Zabr., *V. celluleus* Yaksch., *V. obscurus* Z. Zhur., *V. simplaris* Yaksch., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur. (определения В. Н. Алексеева) 140

Выше на закарстованной поверхности пачки залегает бокситовая пачка табинзуртинской свиты.

В пределах площади листа свита сложена доломитами, местами окремненными, углеродистыми и брекчиевидными, строматолитовыми с прослоями фосфоритов, в верхней части — зеленых мергелей. В основании отмечаются конгломераты, песчаники, алевролиты. Мощность более 500 м.

Породы немагнитны, $\chi = 50-100 \times 10^{-5}$ Си, плотность 2,72–2,76 г/см³. Над отложениями свиты фиксируется спокойное отрицательное магнитное поле в 120–150 нТл и относительное понижение значения поля силы тяжести.

По комплексу микрофитолитов можно говорить о вендском (юдомском) возрасте свиты, хотя, по данным Ю. П. Катюхи, из подобных отложений по левобережью р. Урик были описаны ордовикские граптолиты и мшанки [99]. В породах свиты, кроме того, известны известковые водоросли, радиолярии, мелкораконинная фауна *Fomitichella infundibuliformis* Miss., *Tiksitheca* sp., *Anabarites trisulcatus* Miss. и др. [204]. Палеонтологические данные свидетельствуют о венд-раннекембрийском (томмотском) возрасте свиты.

Табинзуртинская свита (E_{1tb}) (IV_1) совместно с забитской свитой составляет нижнюю часть разреза боксонской серии. Выделена в 1959 г. А. Л. Самбургом в составе графитисто-бокситовой и доломитовой пачек боксонской свиты.

Стратотипическая местность — бассейн р. Боксон в районе р. Табинзурта — выбрана неудачно из-за плохой обнаженности.

Наиболее полный разрез свиты вскрыт по левобережью р. Хойта-Боксон (у северной рамки за пределами листа) (снизу вверх):

1. Бокситы	10
2. Доломиты серые, темно-серые, в отдельных слоях содержащие микрофитолиты <i>Osagia corticosa</i> Var., <i>Volvatella vadosa</i> Z. Zhur., <i>Nubecularites abustus</i> Z. Zhur.	100–110
3. Доломиты светло-серые с послойными выделениями кремней, в основании пачки — кварцевые песчаники. Встречаются столбчатые строматолиты, реже — желваковые <i>Linella mica</i> Kгуl	100–110
4. Доломиты темно-серые до черных с кремнями, содержащие микрофитолиты <i>Vovatella vadosa</i> Z. Zhur., <i>Nubecularites abustus</i> Z. Zhur., <i>N. anfractus</i> Z. Zhur., <i>Glebosites</i> f. n.	540
5. Доломиты серые до темно-серых, в верхней части пачки онколиты <i>Nubecularites abustus</i> Z. Zhur. и пластовые строматолиты <i>Stratifera</i> aff. <i>gara</i> Korol.	560

Кроме фитоцитов в отложениях свиты встречаются разнообразные известковые водоросли родов *Zaganolomia*, *Nuratella*, *Bija*, *Botomaella* и др.

Свита на площади листа сложена доломитами серыми, черными и розовыми окремненными, строматолитовыми и онколитовыми с прослоями и стяжениями серых, черных и розовых кремней. В ее нижней части отме-

чаются линзы аллитсодержащих доломитов, известняково-доломитовых брекчий, сланцев углеродисто-кремнистых, фосфоритов; базальный горизонт бокситов-аллитов. Мощность 500–700 м.

Породы свиты практически немагнитны – $10-30 \times 10^{-5}$ СИ, плотность 2,65–2,68 г/см³. В пределах площади отложения развиты ограниченно.

Свита согласно перекрыта хужиртайской свитой, содержащей остатки археоциат атдабанского яруса нижнего кембрия. По палеонтологическим данным и положению в разрезе свита датируется томмотским веком раннего кембрия.

Боксонская серия нерасчлененная (V– ϵ_2 *bk*). Выделяется в Боксон-Сархойском прогибе (*IV*₁), где последовательность разреза четко не выдерживается. Название серии было предложено А. Л. Самбургом (1959 г.) при производстве среднемасштабной геологической съемки листа М-47-V. В строении свиты были выделены три части. Позднее Ю. П. Бутов (1979 г.) на основании анализа комплекса трилобитов и брахиопод, найденных в известняках боксонской серии по р. Забит, выделил две новые свиты – нюргатинскую (ϵ_1) и хютенскую (ϵ_2).

Серия не имеет самостоятельного стратотипа и характеризуется суммой стратотипов составляющих ее свит. В пределах листа боксонская серия представлена в основном карбонатными отложениями – доломитами, в том числе строматолитовыми и микрофитолитовыми, и известняками. Отмечаются прослой и пачки карбонатных брекчий, глинисто-кремнистых пород, боксит-аллитов, а также алевролиты с повышенным содержанием Al_2O_3 , соответствующие нижним частям табинзуртинской свиты.

Нижняя граница серии тектоническая, однако в отдельных местах можно предполагать несогласное налегание пород свиты на сархойскую серию. Верхняя граница определяется несогласным налеганием мангатгольской свиты, представленной терригенно-карбонатными отложениями, охарактеризованными спикулами губок, хиолитами, известковыми водорослями и трилобитами верхнего кембрия–ордовика. Мощность серии нерасчлененной составляет более 3000 м.

ПАЛЕОЗОЙ

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К нижнему отделу относятся оттугтайгинская, туматтайгинская, чахыртотская, ходаляхская, бельдырская, озерная и сыынакская свиты в тувинской части и табинзуртинская свита в бурятской части площади листа.

Туматтайгинский вулканический комплекс

Оттугтайгинская свита (ϵ_1 *ot*) развита в пределах Каахемского прогиба и примыкающих к нему полей Восточно-Таннуольского антиклинория (ареалы *III*₁, *III*₂). В современном объеме она выделена Н. С. Буха-

ровым в 1983 г. Стратотип описан на хр. Оттуг-Тайга по р. Бурун-Мююнь. Здесь свита сложена метабазами, метаандезитами и их туфами. Мощность не менее 500 м. Перекрыта туматтайгинской свитой.

В пределах листа отложения свиты недостаточно изучены. Свита сложена лавами и туфами метабазальтов, метаандезитов, эффузивами и туфами смешанного состава с прослоями известняков и сланцев. Мощность до 2000 м. Не исключено, что в поля ее распространения на отдельных участках включены фрагменты туматтайгинской свиты.

Подстилающие отложения не вскрыты. С перекрывающей туматтайгинской свитой контакты отсутствуют: свиты распространены на изолированных участках. Палеонтологической характеристики оттугтайгинская свита не имеет. Вне листа в окрестностях месторождения Кызыл-Таштыг в ее отложениях известны археоциаты [219, 288]. Однако есть мнение, что они могут происходить из туматтайгинской свиты [320]. По положению в разрезе – ниже туматтайгинской свиты, с которой оттугтайгинская свита связана постепенными переходами, ее возраст скорее раннекембрийский (томмотский) или поздний венд, но не древнее.

Туматтайгинская свита (E_1tt) развита по всему Каахемскому прогибу, захватывая прилегающие к нему Восточно-Таннуольский антиклинорий и Тоджинско-Уюкский грабен (ареалы III_1 , III_2 , VI_3). Подразделение выделено в 1950-х годах В. Б. Агентовым (1960 г.). Название дано по хр. Тумат-Тайга. Здесь, в бассейне р. Сыынак, избран ее стратотип. Разрез неполный, в нем отсутствуют подстилающие отложения. Перекрывающие отложения представлены типовым разрезом сыынакской свиты.

На площади листа свита сложена лавами и туфами метаморфизованных андезитов, андезибазальтов, базальтов, метаалевролитами, филлитами, туфами смешанного состава, мраморизованными известняками, метариолитами. На отдельных участках распространены метасоматические кварциты. Мощность составляет более 2000 м.

Соотношения с оттугтайгинской свитой не устанавливаются. Перекрывающая сыынакская свита залегает согласно.

На листе (верховья р. Кара-Адыр) и вне листа (хр. Оттуг-Тайга, окрестности месторождения Кызыл-Таштыг) в отложениях свиты имеются несколько местонахождений археоциат нижнего кембрия [320]. Кроме того, свита залегает ниже сыынакской свиты с остатками археоциат верхней части атдабанского и ботомского яруса. По палеонтологическим данным и по положению в разрезе ее возраст определяется вполне определенно как раннекембрийский. Изотопные определения возраста пород свиты неоднозначны. Из эффузивов, взятых в пределах месторождения Кызыл-Таштыг, получены числа 518, 719 и 877 млн лет [320], свидетельствующие о принадлежности этих отложений и к кембрию, и к верхнему рифею. Возраст свиты принят раннекембрийским.

Субвулканические образования ($v\lambda$, $\lambda\lambda$) E_1 выделяются в полях развития туматтайгинской свиты (III_1), представлены риолитовыми, риодацитовыми порфирами, гранит-порфирами, базальтовыми порфиритами, диорит-порфиритами, габбро-порфиритами, образующими силлообразные и линейные тела по всему разрезу вышперечисленных свит и серии. Размеры тел варьируют от первой сотни метров до 1,5–2,0 км². Образова-

ния изучались в процессе геологических съемок масштаба 1 : 50 000, поисковых и тематических работ как металлотект [227, 259], контролирующий колчеданно-полиметаллическое оруденение Кызыл-Таштыгского типа. В размещении субвулканических тел просматривается тенденция к образованию роев и кустов, приуроченных к разрывным нарушениям субширотного и северо-восточного направлений. Структурно-текстурные особенности пород разнообразны. Наряду с массивными средне-крупнозернистыми диорит- и габбро-порфиритами выделяются мелкозернистые такситовые, флюидалные, брекчиевидно-полосчатые и сферолит-глобулярные разности кислого—среднего составов. Породы в разной степени окварцованы, серицитизированы, сульфидизированы и выделяются в геохимических полях по потокам рассеяния комплексными халькофильными аномалиями.

Риолитовые, риодацитовые и дацитовые порфиры представляют собой светло-серые с зеленоватым оттенком порфиновые породы массивного или такситового сложения. Порфиновые выделения представлены плагиоклазом (от альбит-олигоклаза до олигоклаза) и кварцем и составляют 20–30 % объема породы. Основная масса кварц-полевошпатовая с сочетанием фельзитовой, аллотриоморфной и сферолитовой микроструктур. Цветные минералы представлены мелкими табличками биотита, из аксессуарных преобладают циркон, апатит и магнетит.

Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры отличаются зеленовато-серым цветом и неравномернозернистым порфировидным строением. Количество вкрапленников 15–20 %, представлены они олигоклазом и кварцем. Плагиоклаз интенсивно серицитизирован, часто замещен агрегатом альбита и хлорита. Кварц угловатый, имеет волнистое угасание. Структура основной массы гипидиоморфная, с участием гранофировой, микрогранитной и аллотриоморфной структур. Отмечаются мелкие зерна роговой обманки, калиевого полевого шпата, биотита и хлорит-эпидотовые агрегаты с реликтами роговой обманки. Аксессуарные минералы представлены пиритом, магнетитом и цирконом.

Диоритовые, базальтовые порфириты и габбро-порфириты отличаются темно-серым цветом с зеленоватым оттенком, массивным и мелкозернистым строением с порфировыми выделениями плагиоклаза в количестве 2–4 %. Микроструктуры изменяются от субофитовой до гипидиоморфнозернистой и диабазовой. Плагиоклаз по составу отвечает андезину, образует призматические выделения в 2–3 мм с полисинтетическими двойниками. В габбро-порфиритах в порфировых выделениях присутствуют роговая обманка и моноклинный пироксен. Основная масса мелкозернистая, с присутствием заметного количества моноклинного пироксена, роговой обманки и андезина. Из аксессуарных часто встречаются апатит, сфен, магнетит.

Метасоматические изменения, связанные с субвулканическими телами, выражены в образовании пропилитов, березитов и вторичных кварцитов, сходных с продуктами кислотного выщелачивания в областях вулканизма. Породы обогащены хлоритом, биотитом, кварцем и тонкой сыпью сульфидов, с преобладанием пирита, халькопирита и сфалерита. Наиболее крупные поля метасоматитов шириной 300–500 м, по мнению В. В. Зайкова (1976 г.), связаны с вулканическими постройками вблизи их жерловин.

С такими зонами измененных пород связаны колчеданно-полиметаллические проявления и геохимические аномалии цинка, свинца, меди, серебра, бария, молибдена, мышьяка, марганца.

Плотность пород колеблется от 2,87 г/см³ для габбро-порфиринов до 2,57 г/см³ для риолитовых и риодацитовых порфиринов. Магнитная восприимчивость пород изменяется в пределах 0–300 × 10⁻⁵ СИ.

В физических полях субвулканические тела отдельно не выделяются; располагаются совместно с отложениями туматтайгинской свиты в знакопеременном магнитном поле и в градиентной зоне поля Δg [248].

Химический состав пород приведен в табл. 7 по В. С. Кузубному (1995 г.). Анализ этих данных показывает, что субвулканические образования образуют бимодальный петрохимический ряд – от базальта до риолита – и относятся к известково-щелочной серии пород тихоокеанского типа [88].

Близким петрохимическим аналогом субвулканического комплекса является базальт, реже – риолитовая формация Рудного Алтая, продуктивная на колчеданно-полиметаллическое оруденение. Закономерное увеличение коэффициента железистости с повышением содержаний кремнекислоты и окиси магния в кислых разностях может свидетельствовать об островодужном характере образований.

Возраст комплекса принят позднерифейским на основании нахождения субвулканических тел только в вулканогенно-терригенных образованиях туматтайгинской свиты, имеющей радиологические датировки по кислым вулканитам Rb-Sr методом 810 ± 14 млн лет [6].

Чахыртойская свита (Є₁с_h) выполняет Нарынскую синклиналь (III₄) и борта Каргинской (III₃) и Восточно-Сангиленской антиклиналей (III₅) в бассейнах рек Нарын, Чахыртой, Солбельдер. Свита с размывом залегает на нарынской серии и аймакской свите венда и согласно, с постепенным переходом перекрывается карбонатными отложениями ходаляхской свиты нижнего кембрия.

Сводный разрез в бассейне р. Качик-Тарги представляется следующим (снизу вверх) [192, 274]:

1. На песчанистых известняках темно-серого цвета аймакской свиты венда, содержащих водоросли *Sinzasophyton* sp., *Vetella* sp., *Globuloella* sp., с размывом залегают алевролиты известковистые зелено-серые пиритизированные, переслаивающиеся с песчаниками полимиктовыми; в основании – конгломераты известняковые с песчанистым цементом 250
2. Известняки мраморизованные светло-серые с прослоями алевролитов известковистых темно-серых 30
3. Песчаники полимиктовые темно-лилово-серые разнозернистые с прослоями алевролитов 580
4. Конгломераты полимиктовые с линзами известняков мраморизованных с фитолитами *Glebosites* cf. *catenuliformis* M. Step., *Borlogella* sp. 100
5. Песчаники полимиктовые буровато-серые разнозернистые с прослоями алевролитов известковистых; в пачке определены *Katangasia* sp. 120
6. Песчаники светло-серые в переслаивании с алевролитами; породы содержат вкрапленность пирита 250
7. Алевролиты темно-серые с прослоями песчаников пиритизированных 200
8. Песчаники полимиктовые светло-серые с прослоями алевролитов, в редких карбонатах встречены *Kostinophycus* cf. *irregularis* Vologd., *Borlogella fasciata* Vologd., *Kordephyton* sp., *Vesicularites* sp. (определения М. В. Степановой) 120

Таблица 7

Химический состав (мас. %) субвулканических образований туматтайгинского вулканического комплекса [112]

Номер пробы	Название породы	Компоненты													Местоположение
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	
430	Ролитовый порфир	70,16	0,38	12,74	2,45	1,82	н/б	1,41	0,82	6,73	1,64	0,11	1,28	99,54	Междуречье Тапсы и Он-дума
431	То же	70,36	0,37	13,55	1,11	2,26	0,07	1,41	0,69	6,33	1,86	0,07	1,18	99,26	
436	Гранит-порфир	72,00	0,40	13,40	1,28	2,01	0,09	1,00	1,12	3,76	3,70	0,09	1,26	100,11	
389	Гранодиорит-порфир	64,60	0,55	15,27	1,31	3,52	0,11	1,98	2,93	4,75	1,93	0,22	1,88	99,05	
424	Риодацитовый порфир	66,92	0,50	12,76	2,24	3,80	0,10	2,85	2,20	4,14	1,40	0,07	0,11	97,09	
425	То же	67,24	0,45	13,63	1,84	4,67	0,08	3,16	0,84	4,44	1,10	0,16	2,56	100,17	
461	Габбро-порфирит	50,44	1,33	14,71	3,49	8,76	0,19	4,33	5,74	3,78	2,00	0,81	3,25	98,83	
470	Диорит порфировый	54,57	1,65	14,09	6,49	7,00	0,18	2,68	4,36	4,88	1,27	0,61	2,34	100,12	
471	То же	55,22	0,88	15,20	3,37	7,54	0,20	3,50	3,54	7,25	0,04	0,11	1,74	98,59	
145	Базальтовый порфирит	45,54	0,82	16,39	3,34	8,62	0,19	7,56	9,36	2,87	0,11	0,11	3,62	98,53	
147	То же	47,90	1,74	16,29	2,10	7,90	0,17	7,45	7,35	3,70	0,31	0,18	3,46	98,55	

9. Алевролиты темно-серые с подчиненными прослоями песчаников полимиктовых мелкозернистых	150
10. Алевролиты известковистые зелено-серые тонкослоистые с прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников	400

Мощность разреза — 2200 м.

Выше согласно залегают карбонатные отложения ходаляхской свиты, охарактеризованной скелетной фауной атдабанского яруса.

Магнитная восприимчивость находится в пределах $15-70 \times 10^{-5}$ СИ, плотность изменяется от 2,61—2,66 г/см³. В геохимическом отношении содержания элементов находятся в пределах кларка (по Виноградову), за исключением содержаний стронция и бора, которые превышают кларк в 2 раза.

Кроме фитоцитов в отложениях свиты известны известковые водоросли *Subtifloria delicata* Masl., *Proaulopora glabra* Krasn., спикулы губок *Hexactinellida*. Возраст свиты по палеонтологическим данным и положению в разрезе (перекрытие карбонатами ходаляхской свиты с фауной атдабанского яруса) принимается томмотским веком раннего кембрия.

Ходаляхская свита (Є_{1hd}) имеет ограниченное распространение в ареалах III₃, III₄ в бассейнах рек Тоскул, Качик, Акадыр, выполняя ядерные части небольших синклиналей. Подразделение выделено Г. П. Александровым и др. в 1981 г.

Свита сложена однообразными известняками темно-серого цвета, полосчатыми, с прослоями известковистых песчаников и алевролитов. Мощность 1500 м. На подстилающей чахыртойской свите залегают согласно, с постепенным переходом.

Стратотипический разрез по р. Ходалях, левому притоку р. Тоскул, следующий (снизу вверх) [192, 274]:

1. Известняки мраморизованные серые и темно-серые мелкозернистые с археоциатами <i>Ethmophyllum</i> ex gr. <i>grandiperforatum</i> Vologd., <i>Araneocyathus</i> sp., <i>Archaeofungia</i> ex gr. <i>dissepimentalis</i> (Vologd.), <i>Ladaecyathus</i> sp., <i>Taylorcyathus</i> sp., <i>Szeczyathus</i> ex gr. <i>cylindricus</i> Vologd., <i>Leptosocyathus</i> sp., <i>Orbicyathus</i> sp., <i>Archaeolynthus unimurus</i> Vologd., <i>A. sibiricus</i> (Toll), <i>A.</i> ex gr. <i>nalivkini</i> (Vologd.), трилобитами, микрофитолитами <i>Nubecularites</i> cf. <i>parvus</i> Z. Zhur., <i>N.</i> cf. <i>catagraphus</i> Reithl., водорослями <i>Kordephyton</i> sp., <i>Gleocapsella</i> sp. (определения Л. Н. Кашиной)	180
2. Переслаивание песчаников известковистых серых мелкозернистых олигомиктовых, алевролитов темно-серых и известняков серых	170
3. Известняки серые и темно-серые тонкоплитчатые песчанистые с прослоями песчаников, алевролитов; в известняках содержатся водорослевые остатки <i>Sarmaella</i> sp., <i>Borlogella</i> sp., спикулы губок, мелкораквинная фауна <i>Anabarietes</i> sp.	1160

Физические поля, характеристика физических свойств и геохимическая специализация сходны с породами чахыртойской, бельдирской и озерной свит, образуя единый тип низкоградиентного магнитного поля отрицательного знака и слабоотрицательное поле силы тяжести.

По палеонтологическим данным, возраст свиты определяется раннекембрийским (атдабанский, ботомский, элементы тойонского века).

Бельдырская свита ($\text{Є}_1\text{bl}$) ограниченно развита в структурах Сангилена (ареалы III_3 , III_4 , III_5 , VI_1), образуя небольшие выходы. Стратотипической местностью является верховье бассейна р. Баллыктыг-Хем с его притоками Сольбельдыр, Пучук. Выделена по материалам геологической съемки масштаба 1 : 50 000 [274] из объема пучукской свиты.

Свита представлена чередованием слоистых (или тонкополосчатых), брекчиевидных и обломочно-органогенных известняков. В прослоях встречаются песчаники, алевролиты. Мощность более 1000 м.

Разрез в водораздельной части рек Сольбельдыр и Пучук следующий (снизу вверх):

1. Известняки песчанистые темно-серые, с прослоями мощностью 1–2 см кремнисто-глинистых сланцев	30
2. Известняки брекчиевидные светло-серые с прожилками белого кальция	20
3. Известняки темно-серые неясно-слоистые с маломощными прослоями алевролитов известковистых	165
4. Известняки светло-серые тонкополосчатые за счет чередования светлых и темных полосок	155
5. Известняки темно-серые мелкозернистые онколитовые с водорослями <i>Epiphyton</i> cf. <i>evolutum</i> Korde, <i>E. crassum</i> Korde, <i>Girvanella</i> sp.	35
6. Известняки серые и светло-серые, строматолитовые, сложноузорчатые, с включениями углеродистого материала с водорослями <i>Proaulopora glabra</i> K gasn., <i>P. rarissima</i> Vologd., <i>Renalcis</i> aff. <i>gelatinosus</i> Korde, <i>R. seriata</i> Korde	185
7. Известняки темно-серые, брекчиевидные с многочисленными включениями черного углеродистого материала в виде неправильных стяжений	150
8. Известняки светло-серые обломочно-органогенные с включениями кубков археоциат (более 40 видов): <i>Ascacyathus</i> aff. <i>arteintervallum</i> (Vol.), <i>Archaeocyathellus pandus</i> Os., <i>Annulocyathus</i> ex gr. <i>merus</i> Zhur., <i>Archaeolythus sibiricus</i> (To11) (определения И. Т. Журавлевой) и др. [274]	170
9. Песчаники, известняки с прослоями глинистых сланцев	30

Мощность разреза 940 м.

Породы практически немагнитны, магнитная восприимчивость находится в пределах $7-30 \times 10^{-3}$ ед. СИ, плотность — 2,72–2,75 г/см³.

Комплекс органических остатков свиты характерен для атдабанского, ботомского и тойонского ярусов нижнего кембрия [204].

Озерная свита ($\text{Є}_1\text{oz}$) тесно связана с полями распространения бельдырской свиты и встречается в тех же ареалах (III_3 , III_5 , VI_1).

Свита сложена известняками с прослоями и линзами песчанистых известняков, песчаников, сланцев. Мощность 500 м.

Разрез в верховьях р. Сольбельдыр следующий (снизу вверх) [274]:

1. Известняки серые мраморизованные неяснокослоистые с примесью песчаного материала с водорослями <i>Epiphyton celsum</i> Korde, <i>E. ex gr. Fasciculatum</i>	25
2. Известняки темно-серые, грубослоистые с маломощными прослоями известняков песчанистых и сланцев кремнисто-глинистых	45
3. Известняки серые с линзовидными прослоями песчаников светло-серых с карбонатно-кремнистым цементом	65
4. Известняки темно-серые тонкослоистые с включениями линзовидных прослоев песчаников; водоросли: <i>Epiphyton</i> sp., <i>Razumovskia</i> sp., археоциаты	

<i>Ajacyathus</i> sp., <i>Tomocyathus</i> sp., <i>Capsulocyathus</i> sp., <i>C. aff. subcallosus</i> Zhur., <i>Arhaeolynthus</i> sp., <i>Tumulocyathus</i> sp., <i>Archaeolynthus sibiricus</i> (Toll), <i>Tumulyolynthus</i> sp., <i>T. cf. tubexternus</i> (Vol.), <i>Loculicyathus tolli</i> Vol., <i>Dokidocyathus</i> sp., <i>Propriolynthus aff. vologdini</i> (Javor.), <i>Robustocyathus</i> sp., <i>Retecoscinus</i> sp., <i>Nochoroicyathus</i> sp. (определения И. Т. Журавлевой) и др. атдабанского яруса	20
5. Известняки темно-серые, ритмичнослоистые за счет тонких прослоев песчаников	50
6. Известняки темно-серые с включениями брекчий карбонатных серых и с археоциатами неопределенной формы	55
7. Известняки темно-серые грубослоистые с включением кремней темно-серых	15
8. Известняки серые тонкослоистые с линзами песчанистых известняков с водорослями <i>Eiphyton</i> sp., археоциатами <i>Tomocyathus aff. gini</i> Roz. и обломками трилобитов	40
9. Известняки темно-серые углеродистые мелкозернистые с водорослями <i>Eiphyton</i> sp.	15

Мощность разреза — 330 м.

Перекрывающие отложения отсутствуют.

По комплексу органических остатков свита соответствует нижнему кембрию. Она коррелируется с бельдырской и ходалыхской свитами [274].

Сыынакская свита (*Єsn*) распространена ограниченно на стыке Каахемского прогиба и Тоджинско-Уюкского грабена (*VI₃*).

Свита выделена Н.С. Бухаровым (1967, 1979 гг.). Стратотипическая местность совпадает с таковой туматтайгинской свиты. Типовой разрез предложен по левому борту р. Сыынак.

Свита сложена метатUFFами, метаалевролитами, метаандезитами, метабазальтами и метаизвестняками, вторичными кварцитами. Мощности более 1000 м.

Разрез сыынакской свиты в осевой части хр. Ондут-Тайга в истоках р. Кара-Адыр следующий (снизу вверх) [42]:

1. На метабазальтах и метаандезитах туматтайгинской свиты согласно залегают туфы основного состава темно-серые грубообломочные с карбонатом в цементе	50–200
2. Известняки и алевролиты переслаивающиеся	20
3. Туфы альбитизированных андезитов лито-кристаллокластические светло-зеленые с голубоватым оттенком с примесью карбонатного материала в цементе	60
4. Андезиты альбитизированные	30
5. Туфы основного состава альбитизированные темно-серые разнообломочные	90
6. Метабазальты	30
7. Переслаивающиеся алевролиты, туфобрекчии, туфоконгломераты, псаммитовые и алевритовые туфы среднего и основного, редко кислого состава, зеленокаменно измененные и альбитизированные прослои филлитов	500
8. Переслаивающиеся алевролиты, туфобрекчии с обломками известняков, туфы псаммитовые и алевритовые среднего состава	200
9. Метабазальты темно-серые с зеленоватым оттенком зеленокаменно измененные и альбитизированные	200
10. Известняки белые массивные плотные с археоциатами, переслаивающиеся с туфами и алевролитами	70

11. Метаандезиты серо-зеленые	20
12. Филлиты слоистые, переслаивающиеся с тонкими (1–2 см) прослоями известняков песчаных	65
13. Метабазальты зеленовато-серые массивные зеленокаменно измененные	15
14. Филлиты и алевролиты слоистые, в центральной части с пластом мощностью 12 м туфов смешанного (кислого и среднего) состава с карбонатом в цементе	78
15. Андезиты светло-зеленовато-серые массивные, нацело эпидотизированные	28
16. Туфобрекчии среднего состава, в верхней части пачки в обломках встречаются известняки	55
17. Переслаивающиеся филлиты, туфы псаммитовые среднего состава, алевролиты, карбонатные сланцы, яшмоиды	150
18. Известняки белые мелкокристаллические, переслаивающиеся с филлитами и туфами	1–50
19. Переслаивающиеся туфы псаммитовые альбитизированные среднего состава и алевролиты	350

Мощность разреза 2500 м.

Свита охарактеризована органическими остатками. В верховьях р. Кара-Адыр и ее притоков обнаружены несколько местонахождений археоциат, в двух из них определены археоциаты камешковского (атдабанский ярус) и санаштыггольского (ботомский ярус) горизонтов нижнего кембрия [320]. Возраст свиты – раннекембрийский (атдабанский и ботомский века).

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Барунгольская свита (*O?bg*) представлена карбонатно-терригенными и вулканогенными образованиями, слагающими серию тектонических блоков в субширотной полосе от верховий Китоя до бассейна истоков Горлык-Гола и Хунды-Гола (VI_1 , VI_2). В бассейне рек Барун-Гол и Саган-Сайр толща разъединена образованиями верхнепалеозойской сагансайрской свиты, выполняющими одноименную грабен-синклиналь (VI_5).

Свита сложена метапесчаниками, метаалевролитами, доломитами алевролитистыми, ортосланцами среднего и основного составов, сланцами хлорит-карбонатными с прослоями углисто-глинисто-кремнистых сланцев. Мощности – 2100 м.

В ранге самостоятельного стратиграфического подразделения барунгольская свита среднего кембрия со стратотипической местностью в бассейне Барун-Гола и Барун-Саган-Сайра (за северной рамкой площади) была выделена в 1938 г. М. Ф. Шестопаловым и изучена П. А. Рошкетевым (1983 г.). Свита подразделена на нижнюю подсвиту – сланцы, метапесчаники, вулканыты среднего и основного составов, и верхнюю подсвиту – алевролиты, песчаники, сланцы углисто-кремнистые с прослоями фосфатных доломитов. Возраст ее определен ранним, возможно, средним палеозоем. Р. Г. Боос (1991 г.) предложил переименовать барунгольскую свиту в уртагольскую, определив ее возраст кембрием(?)—ордовиком и рассматривая в качестве нижнего члена аллохтонного структурно-вещественного ком-

плекса. Свита расчленена им на две подсвиты: нижнюю — существенно терригенную и верхнюю — преимущественно вулканогенную.

При проведении работ ГДП-200 на листах N-47-XXXV, XXXVI (по северной рамке листа) в качестве барунгольской свиты картировались отложения в объеме, предложенном П. А. Рошкетавым.

Наиболее полный разрез нижней части барунгольской свиты изучен на левобережье р. Китой (ниже устья Улзыты по южному склону горы Баян-Ула) и представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Известняки алевритистые белые мелкозернистые	52
2. Метаандезибазальты (ортосланцы плагиоклаз-хлорит-эпидотовые и эпидот-хлорит-плагиоклазовые) с прослоями-линзами (0,5 м) кварц-хлорит-кальцитовых пород, в кровле — горизонт (6 м) алевритистых известняков	77
3. Метаэффузивы (хлорит-амфибол-эпидот-плагиоклазовые сланцы) средне-основного состава с прослоями-линзами (0,6 м) полимиктовых песчаников на кальцитовом цементе	263
4. Лавобрекчии метабазальтов с линзами и прослоями карбонатных пород	235

Общая мощность нижней части свиты в приведенном разрезе составляет 630 м.

На междуречье Шумака и Китоя в состав барунгольской свиты нами включена пачка хлорит-карбонатных, эпидот-карбонат-актинолит-хлоритовых сланцев с прослоями средних и основных метаэффузивов и известняков, картировавшаяся предшественниками [322] в составе окинской серии.

Верхняя часть барунгольской свиты имеет ритмичное строение. Отложения каждого ритма объединены в четыре пачки, каждая из которых начинается с карбонатных пород, преимущественно доломитов, переходящих выше по разрезу в карбонатно-терригенные породы — карбонатные алевролиты и песчаники. Соотношения карбонатной и терригенной составляющих весьма изменчивы по латерали, однако при этом общее ритмичное строение подтолщи сохраняется.

Сводный разрез верхней части барунгольской свиты имеет следующее строение:

1. Доломиты известковистые, алевропесчаные серые параллельно- и волнистослойчатые, в верхней части (около 100 м) — метаалевропесчаники светло- и зеленовато-серые, местами рассланцованные до кварц-кальцит-полевошпатовых сланцев	418
2. Доломиты известковистые, алевритистые с возрастанием вверх по разрезу известковистого и терригенного компонента, замещающиеся метапесчаниками и метаргиллитами серыми обуглероженными с карбонат-серицитовой основной массой	332
3. Доломиты известковистые алевропесчаные серые, в верхней части углеродистые, перекрытые слоем (88 м) песчаников зеленовато-серых и метаалевролитами, участками рассланцованными до хлорит-карбонатных, серицит-хлорит-кварц-плагиоклазовых сланцев, углисто-глинисто-карбонатными сланцами с прослоями известняков	525
4. Доломиты черные углеродсодержащие окварцованные, переходящие в известняки доломитистые, с прослоями сланцев углеродисто-глинисто-кремнистых и мергелей желтовато-бурых, линзы кремнистых пород	228

Общая видимая мощность верхней части барунгольской свиты составляет около 1500 м.

Отложения барунгольской свиты залегают на доломитах горлыкской свиты с размывом и базальными конгломератами в основании. Есть мнение о нормальном стратиграфическом контакте с толтинской толщей [150]. Свита перекрывается карбонатными конгломератами сагансайрской свиты верхнего палеозоя. Иногда в ее основании наблюдаются зоны меланжа с блоками подстилающих пород.

Породы барунгольской свиты в различной степени претерпели региональный метаморфизм в зеленосланцевой фации. Для терригенно-карбонатных пород характерна минеральная ассоциация, соответствующая хлорит-серицит-биотит-мусковитовой субфации метаморфизма [17]. В породах свиты, представленных преимущественно ортосланцами, отмечены минеральные парагенез, соответствующие биотит-мусковитовой—гранат-биотит-мусковитовой субфациям зеленосланцевого метаморфизма.

Ортосланцы по метаэффузивам основного и среднего состава — это серовато-зеленые породы сланцевой—мелкоочковой текстуры, реликтовой бластопорфировой структуры с нацело перекристаллизованной в лепидо- и нематогранобластовый агрегат основной массой. По содержанию SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ вулканиты барунгольской толщи отвечают базальтам и андезибазальтам нормальной щелочности. Породы в основном натриевой серии, соотношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в большинстве случаев превышает 10. На диаграмме А. Миямирова и С. Шидо вулканиты располагаются преимущественно вдоль тренда срединно-океанических базальтов. Несколько хуже выражен тренд островодужных базальтов [60, 17].

Метапесчаники и метаалевролиты — породы зеленовато-серой окраски, в основном мелкозернистые полимиктовые на карбонатном цементе, слоистые, рассланцованные. Доломиты — известковистые и алевропесчаные серые до черных, обычно микро-, мелкозернистые, реже средне-, крупнозернистые породы.

Отложения барунгольской свиты формировались в условиях задугового бассейна или окраинного моря, примыкающего к островной дуге [156]. Не исключается также их формирование на склонах вулканических поднятий внутри окраинного моря на континентальном склоне и его подножии, где они ассоциируют с олистостромовой и вулканомиктовой формациями [17].

Палеонтологически барунгольская свита охарактеризована весьма скудно. Окаменелости, выделенные из терригенных пород верхней части свиты методом химического препарирования, представлены мшанками *Trepostomata* ордовикского облика, хитинозоями *Eisenachitina bochemica* (Eis.) силура—нижнего девона и *Eremochitina baculata brevis* Taug. et Jek., типичными для нижнего и среднего ордовика. Последние преобладают. Кроме того, по результатам палинологического анализа установлены многочисленные микрофоссилии силура.

Поскольку палеонтологические данные противоречивы, принято на данном этапе отложения барунгольской свиты условно датировать ордовиком.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Дерзигская свита ($S_{1-2}dr$) занимает незначительные поля в северо-западной части площади, в пределах Тоджинско-Уюкского грабена (VI_3). Отложения свиты выделены В. В. Агентовым в 1960 г. на листе М-46, где и находится ее стратотип.

На территории листа свита представлена следующим разрезом (снизу вверх) [42]:

1. Песчаники серые, переслаивающиеся с известняками, содержащим фауну брахиопод <i>Stegerhynchus ulukhemensis</i> Tschern., <i>Nalivkinia sibirica</i> Vubl	5
2. Переслаивающиеся песчаники крупно- и мелкозернистые лиловые, бурые	250
3. Переслаивающиеся песчаники и алевролиты красные, бурые с редкими прослоями известняков, содержащих брахиоподы <i>Stegerhynchus ulukhemensis</i> Tschern.	300
4. Песчаники аркозовые темно-розовые крупнозернистые с прослоями алевролитов зеленоватых	200
5. Алевролиты зеленые и коричнево-красные, переслаивающиеся с песчанистыми светло-розовыми среднезернистыми	250
6. Песчаники красноцветные разнозернистые, чередующиеся с алевролитами	550
7. Конгломераты нижнего девона	5

Мощность отложений более 1500 м.

Свита согласно подстилается песчаниками нижнего силура [6] и несогласно перекрыта вулканогенными образованиями кендейской свиты нижнего девона.

Комплекс фауны (брахиоподы, мшанки, кораллы) дерзигской свиты, как по площади, так и западнее (М-46) характеризует верхнюю часть лландоверийского, полностью венлокский и нижнюю часть лудловского ярусов силура [288].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К отложениям этого уровня относится Кендейская свита (D_1kn) (VI_2-VI_4). Развита в Тоджикско-Уюкском (VI_3) и Качикском (VI_4) грабенах и представлена в основном вулканогенными образованиями кислого состава. В первом ареале (VI_3) со структурным несогласием свита залегает на терригенных отложениях дерзигской свиты ($S_{1-2}dr$), во втором (VI_4) – на вендских отложениях нарынской свиты. Стратотип находится западнее, на листе М-46, в долине р. Кендей, где отложения кендейской свиты со структурным несогласием залегают на терригенно-карбонатных отложениях чергаской серии силура [6].

На площади в разрезе свиты преобладают дациты (40 %), риолиты (35 %), туфы смешанного состава (15 %), туфопесчаники (6–8 %), линзы известняков с примесью туфогенного материала (1–2 %). В основании сви-

ты (ареал VI_3) встречены маломощные линзы конгломератов (3–5 м), содержащие обломки карбонатных пород, зеленокаменно измененных эффузивов и гальку двуполевошпатовых гранитов, сходной с гранитами аргольского или сархойского комплексов ордовика. Перекрывающие отложения отсутствуют.

Песчаники красноцветные мелко-среднезернистые с гравелитистым зерном, со следами ряби и косою слоистостью. В них встречаются остатки позвоночных бесчелюстных *Osteostraci* (близких роду *Tannuaspsis*) и рыб *Arctolepidae*, *Porolepis* sp., характерных для пражского яруса нижнего девона. Мощность свиты в пределах листа более 2000 м.

Магнитная восприимчивость пород резко колеблется от 40×10^{-5} СИ для песчаников, 220×10^{-5} СИ для риолитов и $800\text{--}1000 \times 10^{-5}$ СИ для андезитов и туфов смешанного состава. Незначительные по площади выходы образований свиты в физических полях не фиксируются.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ– КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Сагансайрская свита ($D_2\text{--}C_1?ss$) представлена грубозернистыми, преимущественно красноцветными отложениями, выполняет Сагансайрскую грабен-синклинальную структуру (ареал VI_3), осложненную пакетами тектонических пластин и клиньев. Ширина выхода свиты составляет всего 0,5–3,0 км, поэтому она показана на карте вне масштаба.

Стратотипической местностью сагансайрской свиты является бассейн р. Саган-Сайр, где она впервые была выделена М. Ф. Шестопаловым и А. С. Ивановым в 1939 г. В ее составе авторами рассматривались конгломераты, граувакковые песчаники, амфибол-хлоритовые сланцы.

Из материалов работ на площади, непосредственно примыкающей к листу с севера [314, 315], следует, что свита имеет двучленное строение и состоит из двух подсвит. Нижнесагансайрская подсвита – существенно конгломератовая, с горизонтами красноцветных песчаников и алевролитов. Верхнесагансайрская подсвита – монотонная (участками ритмичнослоистая), преимущественно сероцветная толща грубозернистых песчаников, переслаивающихся с гравелитами, включающая горизонты конгломератов, черных алевролитов и песчаников, вулканитов кислого состава (туфы риолитов, риодациты, металавобрекчии), метаандезитов. Мощность превышает 600 м.

Сагансайрская свита с угловым и стратиграфическим несогласием налегает на карбонатные породы горлыкской свиты [17, 314]. Налегание конгломератов свиты на породы барунгольской свиты ордовика(?) можно увидеть лишь на небольшом участке правобережья р. Китой [322]. С другими стратифицированными образованиями в пределах листа ее соотношения не установлены.

В качестве лектостратотипа сагансайрской свиты предложен разрез по водоразделу, отделяющему р. Саган-Сайр от низовьев ее правых притоков – Барун-Гол и Барун-Саган-Сайр (у северной рамки за пределами листа), представленный (снизу вверх) [314]:

1. Нижнесагансайрская подсвита:	
– конгломераты разногальчатые (0,3–15 см) розовато-коричневые с галькой кремнистых доломитов, известняков, вишневых песчаников, кремнисто-слюдисто-карбонатных пород на базальном песчано-гравийном кварц-полевошпат-доломитовом цементе, включающие прослои и линзы вишневых конгломератов, песчаников, доломитов	около 200
2. Верхнесагансайрская подсвита:	
– метапесчаники полимиктовые серо-зеленые на железисто-карбонатном цементе с прослоями-линзами (до 1 м) конгломератов, вишневых песчаников, обогащенных галькой известняков и известковистых доломитов; в нижней части пачки (в интервале от 0 до 60 м) песчаники по латерали замещаются песчанистыми доломитами ярко-зеленой окраски	112
– метапесчаники неяснослоистые грубозернистые с плавающей галькой (1–3 см) известняков и маломощными линзами-прослоями вишневых песчаников	17
– метапесчаники кварц-плагиоклазовые рыжевато-коричневой окраски, сланцеватые	44

Мощность свиты по разрезу составляет 372 м.

Степень метаморфизма пород свиты довольно низкая, в пределах хлорит-серицитовая субфации пумпеллит-пренитовой фации.

Датирование сагансайрской свиты базировалось на определениях отпечатков флоры плохой сохранности, обнаруженных в алевролитах свиты [150]. По заключениям С. В. Мейена, они принадлежат либо к членистостебельным *Archaeocalamites-Paracalamites* карбона, либо рассматриваются как обрывки листьев, похожих на листья *Phoenicopsis*, большие скопления которого обычны в юре и мелу Сибири и Монголии [150, 17]. В результате дополнительных сборов А. К. Щеголев и Ф. А. Станиславский пришли к выводу, что растительные остатки характерны для карбона–юры. Но юрский возраст маловероятен, так как отсутствуют остатки папоротников [60, 17].

В 1990–1998 гг. из различных частей разреза сагансайрской свиты было изучено более 115 палинологических проб [314]. Комплекс является смешанным по составу, однако верхнедевонские миоспоры преобладают. Кроме того, в отложениях свиты встречаются фораминиферы *Endothyroidae*, характерные для фаменского яруса верхнего девона–среднего карбона, и ортракоды *Kloedinella* sp. [314]. Представители этого рода обычны в силуре, девоне и карбоне.

Возрастной диапазон сагансайрской свиты ограничен средним девонном–ранним карбоном.

МЕЗОЗОЙ

ЮРСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К нижнему отделу юрской системы относится серлигхемская свита.

Серлигхемская свита (J_1sr) развита в Серлигхемской впадине (VII), в бассейне рек Серлиг-Хем, Маймалыш и Кожеме, занимая в целом около 250 км². Залегает непосредственно на гранитоидах бреньского комп-

лекса раннего девона и перекрывается ледниковыми и вулканогенными образованиями кайнозойского возраста. Свита впервые выделена в 1950 г. Г. А. Кудрявцевым со стратотипом по р. Серлиг-Хем. Породы залегают полого, с углами 5–15°, выкручиваясь в бортовых частях и зонах тектонических нарушений до 35°.

Свита сложена песчаниками разномерными, конгломератами разногалечными, гравелитами, алевролитами, углистыми аргиллитами. Встречаются углефицированные остатки древесины. Мощность 1400 м.

По литологическому составу и стратиграфическому положению свита может быть расчленена на две подсвиты [237]. В масштабе геологической карты 1000/3 подсвиты не показаны.

Нижняя серлигхемская подсвита занимает около 180 км² площади впадины и представлена в основном конгломератами средне- и мелкогалечными, гравелитами и полимиктовыми песчаниками. Цвет пород в основном зеленовато-серый. Галька в конгломератах хорошей окатанности, составляет 50–60 % от объема породы, размер от 3–5 до 30 см. В составе гальки риолиты, сиенит-порфиры, лито-кристаллотуфы, граниты, граносиениты, кварцевые диориты, жильный кварц белого и серого цвета. Мощность подсвиты – 580 м.

Верхняя серлигхемская подсвита занимает площадь порядка 50 км² в северной части впадины. Граница между подсвитами проводится по смене конгломератов песчаниками и исчезновению крупной гальки до появления гравелитов. Подсвита сложена песчаниками зеленовато-серыми до табачно-зеленых полимиктовыми с отпечатками углефицированной флоры (90 %) и невыдержанными маломощными линзами углистых алевролитов темно-серого до черного цвета. Мощность подсвиты – 630 м.

Породы свиты немагнитны. Магнитная восприимчивость составляет 5–18 × 10⁻⁵ СИ, плотность – 2,5–2,54 г/см³ с дисперсией в 0,04 г/см³. Над породами свиты фиксируется низкоградиентное положительное магнитное поле 0–50 нТл и понижение гравитационного поля от минус 170 до минус 220 мГал. На КС породы свиты отличаются крупчатым фотоизображением с параллельнополосчатым рисунком микрорельефа.

В цементе песчаников, гравелитов и конгломератов свиты присутствует золото до 0,01–0,04 г/т.

Возраст отложений определен на основании палеоботанических исследований углефицированной флоры *Carplithes* cf. *cactus* Nath., *Pityospermum* cf. *parallemarginale* Tur.-Ket, *Schizolepis* sp., *Nachirostobus* sp., *Ctenis* sp., *Cicadites* sp., распространенной в нижнем отделе юры.

ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ОЛИГОЦЕН–МИОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Образования данного возраста представлены вулканогенно-осадочными отложениями танхойской свиты.

Танхойская свита (P₃–N_{1m}) (VIII₂, VIII₃) развита в Тункинской впадине Западно-Прибайкальского района, где вскрыта скважинами. Она за-

легают на кристаллическом фундаменте либо на коре выветривания, перекрыта неогеновыми и четвертичными отложениями мощностью от 8 до 330 м в центральной части впадины. На геологической карте свита показана только на разрезе. В составе ее выделяются: верхняя и нижняя части — угленосные, средняя часть — вулканогенно-осадочная. Для нижней части разреза характерны частые переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов, пласты и пропластки бурого угля, мощностью от 0,1 до 15,5 м. Средняя часть представляет собой переслаивание базальтов с разнозернистыми песками, глинами, алевролитами, глинистыми песчаниками.

Нижняя часть свиты вскрыта скв. № 7 в районе пос. Кырен и представлена разнозернистыми песчаниками с пластами бурого угля. Разрез свиты здесь следующий (снизу):

1. Песчаник серый, светло-серый среднезернистый кварцево-слюдистый, участками глинистый, с примесью мелкой гальки	300
2. Переслаивание серых разнозернистых кварцевых песчаников, участками глинистых с прослоями бурого угля и лигнита, мощностью 0,1–1,0 м	120

Мощность нижней части свиты по разрезу составляет 420 м. Ее мощность по латерали изменяется от 100 до 500 м.

Максимальная суммарная мощность танхойской свиты в центральной части впадины составляет 1500 м, которая постепенно уменьшается к ее бортам до 400 м.

Результаты спорово-пыльцевого анализа (определения Н. Л. Ревякиной) из этих отложений свидетельствуют о следующем: во время формирования их произрастали тсуга-еловые леса с небольшим участием сосен, кедра, в возвышенных местах — лиственницы с примесью широколиственных пород — вяза, дуба, ореха с подлеском из лещины, березы, ольхи и ольховика, а также субтропических видов — сумоховых, восковниковых, кизила и незначительным травяным покровом из осок, папоротников; во влажных местах — *Trapa*, *Myriophyllum*. Климат был теплый, влажный. Подобные спектры характерны для олигоцен-миоценовых отложений [254]. На основании фауны моллюсков Г. Г. Мартинсон относит отложения танхойской свиты к миоцену. Возраст отложений средней части свиты по К-Аг датировкам базальтов (8,3–15,6 млн лет) — средне-позднемиоценовый. Учитываемые палеонтологические и палинологические данные, возраст танхойской свиты принимается как олигоцен-миоценовый.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Отложения миоценового возраста представлены лавовыми потоками базальтов сорокской свиты ранне-среднемиоценового возраста и хирписинской свитой позднего миоцена Западно-Прибайкальского геологического района.

Обширные покровы базальтов сорокской свиты ($\beta N_1^{1-2}sr$) ($VIII_2$, $VIII_3$) наиболее распространены в пределах Китайских гольцов, Тункинской впадины и ее горного обрамления. Плоские вершины плато и пира-

мидалльные останцы гольцов перекрыты базальтовыми покровами, залегающими горизонтально или со слабым наклоном на поверхности размыва более древних пород.

Сорокская свита сложена преимущественно оливиновыми толеитами, кварц-нормативными оливиновыми толеитами, лейкобазальтами. В верхних частях покровов встречаются меланократовые и лейкократовые гавайиты. Породы умеренной щелочности. В стратотипе севернее пос. Сорок она представлена двумя лавовыми пачками. Нижняя пачка в уступе правого борта р. Сорок сложена голубовато-серыми оливин-толеитовыми базальтами с толстостолбчатой отдельностью. Редкие поры заполнены арагонитом и кальцитом. Пачка венчается лейкобазальтами. Толщина ее около 120 м. Верхняя пачка насчитывает не менее 15 потоков мощностью от 2 до 15 м. Цвет базальтов темно-серый. В основании обнажены щелочные оливиновые базальты, выше — оливиновые толеиты и венчают разрез лейкобазальты.

Внешний облик и состав базальтов Китойских и Тункинских гольцов довольно однообразен. В составе преобладают оливин, пироксен, вулканическое стекло, магнетит. Базальты перемежаются с туфами и туфобрекчиями, покровы массивных базальтов нередко сменяются пористыми разновидностями последних.

Мощность базальтов сорокской свиты колеблется от 200 до 500 м.

Возраст свиты ранне-среднемиоценовый. Он определен калий-аргоновым датированием базальтов в стратотипе свиты. Цифры абсолютного возраста охватывают интервал 12—20 млн лет. В основании базальтов верховий р. Янхор с калий-аргоновой датировкой 20,3 млн лет находится толща осадков с характерным для раннего миоцена спорово-пыльцевым комплексом [305].

Лавовые толщи хирпинской свиты (βN_3^{hr}) ($VIII_2$, $VIII_3$) покрывают водоразделы рек Хоре и Диби, Зибит и Диби. Стратотип свиты — гора Хирписа, расположенная на правом борту долины р. Тисса, близ оз. Дозор-Нур. В разрезе стратотипа нижняя пачка сложена черными афировыми и оливин-порфиrowыми базальтами. Извержения лав сопровождались отложением пирокластического материала мощностью до 60 м. Верхняя пачка начинается 30-метровой линзой обломочных отложений. Выше следуют 40—45 маломощных потоков пепельно-серых базальтов. В составе нижней пачки хирпинской свиты преобладают щелочные оливиновые базальты, в верхней пачке — оливиновые толеиты.

На водоразделе верховьев рек Хоре и Диби изучен разрез лав, в котором выделяются три толщи (снизу):

1. Клинопироксен-порфиrowые гавайиты и лейкобазальты	60—80
2. Породы от лейкобазальтов и оливиновых толеитов до базальтов	более 100
3. Базанитовые гавайиты и базаниты, содержащие глубинные включения	более 100

Видимая мощность лавовых накоплений превышает 260 м.

Разрез свиты в верховье р. Зибита начинается потоком базальтового гавайита и представлен перемежающимися пакетами оливиновых толеитов и гавайитов. Мощность лавовых накоплений достигает 270 м.

В среднем течении р. Дибь вулканические толщи обнажаются непосредственно в русле реки. Состав лав оливин-толеитовый и лейкобазальтовый. Мощность превышает 300 м.

Таким образом мощность хирписинской свиты составляет более 300 м.

Вулканогенно-осадочная толща горы Хирписа сформировалась в течение позднего миоцена, в интервале с 11 до 5 млн лет. Возраст лав с верховьев рек Дибь и Хоре определен К-Аг методом 6,9–8,73 млн лет. Время формирования лав среднего течения р. Дибь 11,94–9,62 млн лет. Базальты в правом борту Зибита датированы 11,52–10,55 млн лет. Образования на водоразделе рек Зибит–Ямата имеют датировки конца позднего миоцена – 7,0, 5,3 и 4,7 млн лет [305]. Таким образом, возраст базальтов хирписинской свиты принимается в интервале 4,7–11,94 млн лет – поздний миоцен.

НЕОГЕНОВАЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

ПЛИОЦЕН–ЭОПЛЕЙСТОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Нерасчлененные отложения плиоцена и эоплейстоцена развиты в Кунгуртукской впадине Восточной Тувы и в Тункинской впадине Западно-Прибайкальского района.

Озерные плиоцен-эоплейстоценовые нерасчлененные (IN_3-Q_E) ($VIII_1$) отложения Кунгуртукской впадины представлены глинистыми тонкозернистыми песками желто-белесого или светло-бурого цвета и горизонтальнослоистыми, волнистыми иловатыми суглинками. У оз. Тер-Хол отложения перекрыты нижнеэоплейстоценовыми озерными осадками, в центральной части котловины – голоценовыми озерно-болотными и аллювиальными, а у ее бортов – делювиальными и пролювиальными осадками. Видимая мощность озерных отложений 4 м. И. С. Гудилиным в этих отложениях собрана фауна остракод, характерная, по заключению М. И. Мандельштама, для плиоцен-четвертичного времени: *Hyocypris bradyi* Sors., *Condona albicans* Brady и др. [51]. Ввиду недостаточной изученности, возраст описываемых отложений принимается как плиоцен-эоплейстоценовый в соответствии с легендой (Саяно-Тувинский морфофациальный район). Мощность озерных осадков достигает 40 м [204].

Ахаликская свита ($\alpha, \beta N_3-Q_E ah$) ($VIII_2, VIII_3$) распространена в бассейне р. Ахалик. В Тункинской впадине она вскрыта скважинами. Свита согласно залегает на аносовской свите плиоценового возраста в центральной части впадины, а по краям депрессии с размывом ложится на танхойскую свиту. Отложения свиты перекрыты четвертичными образованиями, поэтому показаны только на разрезе к геологической карте. В составе пород преобладают чередующиеся между собой прослойки песков, бурых глин и суглинков, в меньшем количестве присутствуют валунно-галечные отложения. В верхней части разреза отмечаются выклинивающиеся в сторону впадины горизонты темно-серых кавернозных базальтов, их туфов, туффитов, серых плотных туфопесчаников. Мощность свиты достигает 200 м. В свите обнаружены моллюски, относящиеся к плиоцен-четвертичному комплексу: *Carichium* aff. *minimum* Miill., *Colimnella edentula* Drap., *Succinea*

sp., *Vallonia pulhella* Miill., *Coniodiscus ruderatus* Stud. (определения Г. Г. Мартинсон) [314].

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения пользуются ограниченным развитием, среди них выделены эоплейстоценовые, неоплейстоценовые и голоценовые разнотектонические образования.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Эоплейстоценовые базальты (βQ_E) ($VIII_4$) лавового поля в междуречье верховий рек Кадыр-Ат и Серлиг-Хем прослеживаются широкой лентой протяженностью более 20 км через пологий в этом месте современный водораздел рек Большой Енисей и Малый Енисей. Лавовая толща прорезана руслом реки весьма незначительно. В большей степени она подвержена ледниковой экзарации, вскрывшей ее более чем на 50 м, местами перекрыта мореной. Выше устья р. Ак-Хулчук (левый приток Кадыр-Ата), посреди широкой (до 2,5 км) долины р. Кадыр-Ат, наблюдается возвышение в рельефе на высоту до 80–100 м, длиной до 2–3 км и шириной более 1 км с озерными углублениями на поверхности. Наряду с мореной, на этом возвышении в изобилии встречаются обломки базальтов, среди которых часты глыбы сильно вспененных разновидностей лав, напоминающих вулканические бомбы, что свидетельствует о наличии здесь центра излияний. Лавы относятся к умереннощелочным оливиновым базальтам (гавайитам). Для них характерно присутствие порфириновых выделений оливина, пироксена и плагиоклаза.

Эоплейстоценовый возраст также имеют широко распространенные в Серлигхемской котловине базальты, слагающие эрозионные, обрывистые уступы террас рек Серлиг-Хем, Сугуне и их притоков. Вулканическое поле занимает пространство общей площадью до 60–65 км². Положительные формы рельефа, аналогичные тем, что наблюдаются в верховье р. Кадыр-Ат, сложенные шлаковыми разностями базальтов (пемзоподобные, не тонущие в воде), присутствуют и по левобережью р. Серлиг-Хем.

Края лавовых потоков создают в рельефе котловины террасовидные уступы различной высоты (от 3 до 9–10 м), располагаясь на цоколях террас или погружаясь под рыхлые отложения долин. Базальтовые потоки числом до 12 заливали древние речные долины и низкие участки между возвышенностями. Нижние потоки наклонены на северо-восток под углом 5–10°, верхние — горизонтальны. В базальтах хорошо выражена призматическая, переходящая в столбчатую, отдельность. Столбы диаметром 30–60 см и высотой до 5 м. Базальты представлены плотными оливиновыми разностями. Это мелко- или среднезернистые и афанитовые породы с массивной, реже пузырчатой текстурой. Структура базальтов порфирировая. Вкрапленники представлены изометричными зернами оливина и пироксена, реже плагиоклаза. В основной массе наблюдаются лейсты плагиоклаза, проме-

жутки между которыми заняты зернами пироксена, оливина, рудного и стеклом. Обычно разрез базальтовых террас начинается пористыми разностями, в середине переходящими в массивные, раскристаллизованные. Выше появляются прослой и линзы пузыристых базальтов мощностью 30–60 см. Описываемые базальты всюду перекрыты мореными отложениями поздненеоплейстоценового возраста. Геохронологических исследований этих вулканических пород не проводилось. Мощность отдельных потоков составляет от 5–6 до 10 м, общая мощность до 100 м.

Вулканыты Серлиг-Хемского поля представлены базальтами нормальной и слабоповышенной щелочности, высокой кремнистости (48,5–53 %), с низким содержанием калия (0,6–1,9 %) и фосфора (0,15–0,30 %). Минеральный состав: оливин, авгит, титанавгит, плагиоклаз (№ 45–55), редко стекло. Широко развиты вторичные минералы – боулингит, идингсит, хлорит, карбонат, серицит, цеолит.

Возраст долинных потоков р. Кадыр-Ат оценивается в 1 млн лет (К-Аг датировка гавайита) [162, 163].

Химический и петрографический состав, степень вторичных изменений, приуроченность к палеодолинам позволяют предположить эоплейстоценовый возраст и для базальтов Серлигхемской мульды.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Озерные отложения нижнего неоплейстоцена (IQ_1) ($VIII_1$) выделены в Кунгуртугской впадине Восточной Тувы вокруг оз. Тере-Хол. Предполагается, что они залегают на озерных осадках плиоцен-эоплейстоценового возраста, но контакт этих образований не вскрыт. Осадки озер частично перекрыты голоценовыми озерно-болотными отложениями и аллювием пойм и надпойменных террас рек. Отложения представлены глинистыми песками желтой, бурой, серой, черной окраски, глинами и горизонтальнослоистыми иловатыми суглинками, содержащими растительные остатки и банки остракод: *Hyocypris bradyi* Sors., *Condona albicans* Brady и др. (определения М. И. Мандельштама). Общая мощность озерных отложений достигает 50 м. В этих же пробах была выявлена пыльца растений лесного происхождения (до 91 %). Результаты анализа пыльцы свидетельствуют о накоплении озерных осадков в условиях таежной растительности и мягкого теплого климата, характерных для раннего неоплейстоцена [51].

Среднее звено

К отложениям среднего звена отнесены базальты долинных потоков р. Малый Енисей и ледниковые и флювиогляциальные осадки Улугхемского оледенения.

Среднеэоплейстоценовые базальты первого межледникового (BQ_{II}^I) ($VIII_4$) известны на территории Тувы. Наиболее масштабные

проявления вулканизма в долине р. Малый Енисей и ее верховье — р. Кызыл-Хем. Лавовые потоки прослежены на всем протяжении «лавовой реки», длина которой достигает 170 км, то есть превосходит все известные «лавовые реки» мира. По некоторым притокам Малого Енисея лава затекала вверх по течению на десятки километров (реки Сарыг-Чазы, Тужема и др.). В правом борту р. Кызыл-Хем, в устье притока р. Верхний Теректиг выявлен центр вулканических излияний, представленный разрушенным шлаковым конусом относительной высотой около 30 м. Вверх по долине от центра излияний лавовые потоки прослеживаются на расстоянии более 10 км, где обнаружены крупные скопления шаровых лав [192]. От центра излияний вниз по долине Малого Енисея лавы прослеживаются более чем на 150 км при уклоне поверхности около $0,3^\circ$. В настоящее время лавовые толщи слагают базальтовые террасы с практически недоступными скально-ущелистыми стенками с осыпями и почти ровными поверхностями по бортам р. Малый Енисей и ее верхних притоков. Почти на всем протяжении «лавовой реки» по р. Малый Енисей базальтовые террасы наблюдаются то по одному, то по другому борту долины. Длина отдельных базальтовых террас достигает 10 км. Ширина лавовой долины составляет около 1,5 км, а общая мощность потоков меняется от 350 м вблизи вулканической жерловины до 10–20 м на нижнем и верхнем окончаниях «лавовой реки».

Весьма представительные обнажения наблюдаются в окрестностях устья р. Унжей — крупного правого притока Малого Енисея. Здесь хорошо виден вложенный характер базальтов по отношению к более древней аллювиальной террасе. На восточном борту притока лавовые потоки узкой полосой (50–70 м), но с относительно большой мощностью (до 40–50 м) врезаются в древнюю террасу, сложенную галечником. Речная терраса возвышается над базальтовой террасой на 8–10 м. На западном борту базальты прислонены к скальным выходам гранитов. В настоящее время базальтовая терраса, состоящая из трех мощных (по 10–15 м) потоков, прорезана узким ущелистым руслом р. Унжей. Все речные долины, врезаемые в базальтовые лавы, имеют вид каньонов вследствие присущей этим породам вертикальной столбчатой отдельности.

Ниже устья Унжея мощность лавовой реки постепенно уменьшается и от р. Конга до Байбалыкских порогов (более 30 км) сохраняется в пределах 40–50 м. Лавовые потоки мощностью от 5–7 до 10–15 м создают отвесные скалы, где их рыхлые газонасыщенные зашлакованные приконтактные части подчеркнуты обильной растительностью.

В районе устья р. Кызыл-Хем базальты образуют террасу высотой до 200 м. Она имеет здесь двухступенчатый профиль, ступени разделены хорошо выраженной залесенной площадкой. Нижняя ступень сложена преимущественно маломощными (до 2–5 м) потоками с хорошо выраженными шлаковыми зонами. Отдельные потоки имеют линзообразную форму с крутыми ограничениями вниз по течению реки, характерными для лавовых «торосов» фронтальных частей потоков. В строении почти всех потоков отмечаются восходящие струи пузырьков, отвечающих газам, «пробулькивающим» через лаву. Это может служить признаком натекания лав на водонасыщенные шлаки предшествующей остывшей порции лав. Верхнюю часть нижней ступени занимает поток мощностью 20 м с пористой зоной

до 4–6 м. Вторая ступень сложена двумя мощными (до 20 м) потоками с зонами шлаков до 5–6 м.

Самые окраинные фронтальные потоки лав по р. Малый Енисей обнаружены у устья р. Сизым (левый приток) в виде двух покровов мощностью по 3–4 м. На их фронтальность указывает присутствие элементов гексагональной столбчатой отдельности, ориентированной вертикально к застывшей поверхности потока лавы, стекающей с гранитной скалы.

Наибольшие мощности лавовых толщ наблюдаются выше устья р. Кызыл-Хем, на участке вплоть до устья р. Нижний Теректиг, где обнаружены центры излияний. В этом промежутке лавы заполнили всю долину, образовав заторы, в результате чего лавы были вынуждены подниматься вверх по р. Кызыл-Хем более чем на 10 км. Последние выклинивающиеся потоки лав встречаются выше устья р. Верхний Кадраус.

Среди вулканических образований в долине Малого Енисея преобладают лавы. Бомбы, лапилли и вулканические шлаки распространены ограниченно, относительно редки гиалокластиты. Лавы представлены темно-серыми, иногда черными оливковыми, редко оливин-пироксеновыми породами. Обычно они в той или иной степени насыщены разными по размерам газовыми пустотами, количество которых увеличивается к кровле потоков, и где возникают весьма пористые породы, выделяемые как шлаковые зоны. Базальты внутренних участков потоков характеризуются раскристаллизованной основной массой, а породы шлаковых зон часто представлены черными или бурыми стекловатыми разностями. Для долинных базальтов р. Малый Енисей характерно обилие порфировых выделений оливина, которые характеризуются идиоморфными очертаниями, в поперечнике они достигают 1,5 мм. Основная масса пород, как правило, лишена стекла, хорошо раскристаллизована и сложена микролейстами плагиоклаза и зернами оливина, моноклинного пироксена, апатита и рудного минерала. Текстура основной массы трахитоидная и определяется ориентированным распределением микролейст плагиоклаза.

По химическому составу лавы долинных потоков являются основными породами, характеризующимися незначительными вариациями петрогенных элементов (в мас. %): SiO_2 – 47,0–50,5; TiO_2 – 2,15–2,55; Al_2O_3 – 14,6–16,0; $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ – 11,7–12,8; MgO – 6–8; CaO – 8,2–8,8; Na_2O – 2,8–4,2; K_2O – 1,3–1,75; P_2O_3 – 0,42–0,57. По отношению $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O} + 2$ их следует относить к гавайитам [190].

Мощность базальтов, доходящая до 300 м в районе р. Сарыг-Чазы, постепенно убывает вниз по течению. Так, вблизи устья р. Кызыл-Хем она составляет около 200 м, р. Унжей – 100–120 м, р. Чодуралыг – 70–80 м, р. Ужеп – 40–50 м и, наконец, последние известные потоки базальтов в устье р. Сизым имеют мощность не более 7–8 м. Результаты К-Аг датирования лав по пробам, отобранным из удаленных друг от друга участков (устье р. Кызыл-Хем и устье р. Ужеп) лавовой реки, показывают возраст 0,26–0,28 млн лет.

В это же время произошли излияния в долине р. Кыштаг (правый приток р. Билин). Лавовые потоки, стекающие по реке на юг и по притокам р. Айлыг (бассейн р. Большой Енисей) к северу от озера Ат-Холь, объединены в одно Кыштагское поле. Его протяженность составляет около 30–

35 км при ширине от 1 до 7–8 км. Предполагаемые центры излияний находятся в окрестностях оз. Ат-Холь, откуда лавы стекали в северном и южном направлениях. Поверхность вулканического поля буквально выпажана ледником, участками потоки уничтожены до основания. Лавовая толща сложена потоками мощностью по 6–10 м с ярко выраженными шлаковыми зонами. По левобережью р. Кыштаг лавы, затекшие в долину притока, залегают на обожженных глинисто-галечниковых рыхлых отложениях. Породы этой лавовой реки характеризуются порфировым строением и содержат до 20 %, в отличие от всех кайнозойских базальтов Тувы, гломеропорфировых выделений сростков плагиоклаза, пироксена и оливина общим размером до 5–7 мм. Часто наблюдается иризация минералов порфировых выделений. Мощность базальтов в долине р. Кыштаг около 80 м. По результатам К-Аг датирования возраст лав определен как 290 ± 70 тыс. лет по валовой пробе и как 205 ± 50 тыс. лет по материалу основной породы без вкрапленников. Есть основания считать, что первая датировка могла быть удревнена за счет глубинного аргона, сохранившегося во включениях в минералах-вкрапленниках [163].

Таким образом, возраст долинных базальтов рек Малый Енисей и Кыштаг 0,26–0,28 млн лет, первое межледниковье среднего неоплейстоцена.

Ледниковые и флювиогляциальные отложения первого среднеледникового ледниковья (g, fQ_{II}^2), связанные с Улугхемским оледенением, представлены валунно-галечниками, супесями и суглинками с глыбами, гальками и дресвой, песками гравийно-дресвянистыми глинистыми. Моренные отложения развиты на водораздельных пространствах близ склонов долины р. Тарбагатай. Для этих морен характерно преобладание валунов и неокатанных глыб большого диаметра и незначительное содержание суглинистого материала в их составе. Распространение этих морен свидетельствует о полупокровном характере оледенения.

Ледниковые и флювиогляциальные осадки Улугхемского оледенения в верховьях рек Нарын и Балыктыг-Хем на геологической карте не показаны из-за малых размеров площадей развития. Флювиогляциальные супеси и пески светло-желтого цвета с обломками мраморов слагают II надпойменную террасу высотой 30 м по левому борту р. Балыктыг-Хем против устья р. Жин-Хем. Мощность отложений составляет 21,2 м.

В правобережье р. Нарын против устья р. Кара-Суг сохранилась валунно-галечниковая морена. В составе обломочного материала в ней присутствуют известняки, сланцы, метапесчаники, цементом являются пески серые, охристо-бурые с гравием и дресвой. В галечниках – прослойки, линзы глинистого светло-желтого песка. На галечниках залегают желтовато-бурые суглинки со щебнем и дресвой (до 70 %) известняков и сланцев, мощностью 1,5–2 м. Общая мощность разреза составляет 12 м.

Спорово-пыльцевой материал из ледниковых отложений р. Нарын характеризуется содержанием древесной группы растений от 68 до 12 % (снизу вверх по разрезу), в основном пыльцы березы как древовидных, так и кустарниковых форм. Среди травянистых спектров преобладают ксерофитные формы: полынь, маревые, эфедра. Спорово-пыльцевой материал из ледниковых отложений р. Нарын свидетельствует о накоплении осадков в ус-

ловиях горной полупустыни с сухим холодным климатом (заключение Т. Г. Прошиной). Отложения террасы р. Балыктыг-Хем охарактеризованы спектрами травянистых растений и кустарников с обилием ксерофитных форм холодных ледниковых эпох и отнесены к самаровско-тазовскому оледенению (заключение Г. Е. Байкаловой).

Отложения Улугхемского оледенения распространены в западной части листа в пределах Окинского плоскогорья и Тункинской впадины. Ледниковые представлены главным образом валунно-галечниками, флювиогляциальные – гравийно-дресвянистыми глинистыми песками, супесями с гравием и галькой. Отложения в верховьях рек Ока и Хоре развиты на высотах более 2400 м в виде скоплений на водоразделах эрратических валунов. Это свидетельствует как о покровном характере оледенения, так и об очень малой мощности покровов. Петрографический состав их весьма разнообразен, окатанность хорошая и средняя [57]. В северной части Тункинской впадины, вдоль гольцов ледниковые осадки представлены валунно-галечными отложениями, где галька и глыбы различной величины состоят в основном из кристаллических горных пород. По мере удаления от предгорий отложения становятся гравийно-дресвяными, и мощность их уменьшается. В среднем течении р. Иркут (пос. Монды) в флювиогляциальных отложениях присутствует валунно-галечно-гравийный материал с суглинистым разнозернистым песком и глиной, который плохо отмыт, среднесортирован, содержит большое количество алевритовых частиц.

Площади развития ледниковых и флювиогляциальных осадков на геологической карте объединены.

Мощность ледниковых и флювиогляциальных отложений улугхемского оледенения среднего неоплейстоцена достигает 40 м.

Ледниковые и флювиогляциальные отложения второго среднелепестового ледникового (g, fQ_{II}⁴) (VIII₈–VIII₄), связанные с Каахемским оледенением, представлены моренными отложениями в долинах рек Каа-Хем и Тарбагатай (на геологической карте не показаны из-за малых размеров площадей развития). На территории Восточно-Тувинского нагорья Каахемское оледенение имело преимущественно покровный характер. В краевых частях оно переходило в сетчатое и долинное. Крупным долинным ледником был Каахемский протяженностью 280 км, спускавшийся до района с. Бельбей. Деграция ледников каахемской эпохи имела отчетливо выраженный стациальный характер [18].

Верхнее звено

К верхнему звену неоплейстоцена отнесены ледниковые и флювиогляциальные отложения Азасского оледенения и долинные базальты р. Билин.

Ледниковые и флювиогляциальные отложения первого верхнелепестового ледникового (g, fQ_{III}²) (VIII₃, VIII₄) Азасского оледенения широко распространены в северной части листа Саяно-Тувинского геологического района, а также в районе оз. Кара-Холь, в верховьях рек Улуг-Шивей, Эми.

В северной части листа ледниковые отложения развиты в Серлигхемской котловине, в бассейне верхнего течения р. Хадын, в верховьях рек О-Хем, Кара-Хем, Кадыр-Ос и Хаматтыг, а также по долине р. Ниж. Кадраус. В области этого оледенения почти во всех горных долинах сохранились морены конечные, береговые и основные. Мощные и широкие конечно-моренные гряды развиты в районе озер Дамбды—Куль. Наибольшие площади занимают основные морены, выстилающие днища и склоны трогов, а также участки низких водоразделов в районах сетчатого оледенения. Они, как правило, характеризуются небольшой мощностью (метры), прерывистым распространением и значительной переработкой флювиальными процессами. Ледниковые отложения представлены несортированными валунно-галечниками, супесями и суглинками с гальками, валунами, дресвой, щебнем. Валуны и галька имеют размер от нескольких сантиметров до 2—3 м, реже больше. В составе преобладают интрузивные породы, обычно характерен материал местных пород. Мощность отложений колеблется от 10—15 м на водоразделах до 80—125 м в районе озер Дамды—Куль.

Флювиогляциальные отложения сопровождают ледниковые, располагаются за внешним краем морен и слагают террасы высотой 10—20 м по долинам крупных рек в Серлигхемской котловине. В составе этих отложений преобладают плохо сортированные глинистые пески с гальками и валунами. Мощность этих отложений не превышает 25—40 м, в основном 3—10 м.

Ледниковые отложения Азасского оледенения развиты также в восточной части листа в Западно-Прибайкальском районе, в пределах Сорокской и Ильчирской впадин. Морены приурочены к долинам рек Хоре, Ока, Китой, Самарты, Иркут и сложены валунно-галечными осадками с песчано-глинистым заполнителем. В их составе преобладают валуны гнейсов, гранитов, сланцев с примесью дресвяно-глинисто-песчаного материала. Отмечается отсутствие сортировки обломочного материала в этих отложениях, количество обломков местами достигает 70 % от общего объема. Мощность отложений морен колеблется от 20 до 100 м.

Флювиогляциальные отложения сопутствуют моренам и являются долинными зандрами. Они развиты в долинах рек Иркут, Хоре, Ока и представлены разнозернистыми до гравийных песками с гальками и валунами, содержащими линзы и прослой гравия. Мощность флювиогляциальных осадков составляет 10—40 м.

Скважиной в устье р. Самарта в Ильчирской котловине вскрыт разрез мощностью 118 м гравийно-галечно-валунно-дресвяно-песчаного материала с прослоями глинистого песка с дресвой и ленточных глин [314].

На геологической карте площади развития ледниковых и флювиогляциальных отложений Азасской стадии оледенения объединены из-за небольших размеров последних.

Общая мощность ледниковых и флювиогляциальных отложений Азасской стадии оледенения достигает 120 м.

На территории листа N-47-XIV в морене обнаружены зуб *Bison priscus* и берцовая кость *Elephas primigenius*, что указывает на поздненеоплейстоценовый возраст вмещающих отложений [48]. В спорово-пыльцевой характеристике отложений, вскрытых скважиной в устье р. Самарта в Ильчирской котловине, отмечается изменение спектра по типу от лесных к безлес-

ным. Количество пыльцы травянисто-кустарниковых увеличивается от 51 до 89 %. Наряду с сохранившимися еще лесными участками присутствует растительность открытых пространств с участием разнотравья, полыней, злаков, а в пониженных местах рельефа — осоковых болот. Климат был холодным, который становится еще холоднее, в верхней части разреза спектр характеризует растительность открытых пространств типа тундры с участием ксерофитов и осок (заключение палинологов Н. К. Петренко и М. А. Черепановой). Спорово-пыльцевая характеристика отложений указывает на формирование их в первую половину позднего неоплейстоцена [314]. Таким образом, возраст ледниковых и флювиогляциальных отложений можно отнести к первому ледниковью позднего неоплейстоцена.

Базальты второго межледниковья верхнего неоплейстоцена (βQ_{III}^3) ($VIII_4$) распространены в долине р. Билин. Лавовые потоки слагают узкие крутые базальтовые террасы высотой до 50–60 м по бортам р. Билин и в приустьевой части р. Кыштаг общей протяженностью 30–40 км. Поверхность базальтового поля подвергалась сильной ледниковой экзарации, вследствие чего сохранились лишь 2–3 потока мощностью по 10–15 м и фрагменты четвертого потока. Основание базальтовой террасы часто погружено в воду, иногда приподнято над урезом воды вместе с подстилающими протерозой-палеозойскими породами. Состав вулканитов однороден — это массивные и пузырчатые оливиновые базальты с умеренно-щелочным уклоном (гавайиты). Для плотных разновидностей характерны долеритовые структуры и небольшое количество оливина. Встречаются удлиненные пузыри, оформившиеся в струи, перпендикулярные к кровле потока. Мощность базальтов более 50 м. По результатам К-Аг датирования для билинских базальтов получен возраст 50 ± 30 тыс. лет [163].

ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕН

К данному подразделению относятся объединенные аллювиальные отложения пойм и низких надпойменных террас и нерасчлененные пролювиально-делювиальные, озерно-аллювиальные отложения.

Аллювиальные объединенные (aQ_{III+N}) ($VIII_1$) отложения пойм и низких надпойменных террас высотой до 15 м показаны на геологической карте небольшими фрагментами в долинах крупных рек Балыктыг-Хем, Улуг-Шивей, Шишхид-Гол. Террасы высотой 10–12 и 5–7 м сложены галечниками, разнозернистыми песками с редкой мелкой галькой, суглинками и алевритами. Пойменный и особенно русловой аллювий характеризуется несовершенной сортировкой и обилием грубообломочного материала. Мощность аллювия достигает 20 м.

Пролувиально-делювиальные нерасчлененные (pdQ_{III-N}) ($VIII_1$ – $VIII_3$) отложения неширокой полосой окаймляют Кунгуртутгскую впадину, формируют конусы выноса в долине р. Ихе-Тайрисин-Гол. В составе пролювиально-делювиального материала преобладают бурые и серые суглинки пылевидные или песчанистые, супеси, обогащенные щебнем и гальками либо более крупными обломками пород. Мощность отложений вдоль северо-западного борта котловины составляет 1,5–2 м. По восточ-

ному борту эти отложения образуют шлейфы, видимая мощность которых достигает 20 м.

В верховьях р. Эми при детальном разрабатках золотоносных россыпей установлено переслаивание пролювиально-делювиальных отложений с моренными осадками, содержащими верхнеплейстоценовую фауну [51].

Озерно-аллювиальные нерасчлененные (laQ_{III-H}) ($VIII_1$) отложения выстилают днища небольших впадин: Сизимских озер, урочище Оэм. Они представлены супесями с маломощными линзовидными прослоями песка и гравия, темно-бурыми суглинками. Завершается разрез маломощным (до 0,5 м) слоем торфа. Мощность отложений достигает 15 м.

ГОЛОЦЕН

К голоцену относятся аллювиальные отложения русел рек и пойменных террас, а также озерно-болотные отложения.

Аллювиальные отложения пойм и русел рек (aQ_H) ($VIII_1$ – $VIII_4$) наиболее широко развиты в северной части района по долинам крупных рек, принадлежащих к системе р. Бий-Хем, но показаны в масштабе карты лишь в пределах р. Билин. Состав отложений непостоянен и меняется от валунно-галечникового до песчано-глинистого. Основная его часть представлена валунами, галечниками, сменяющимися вверх по разрезу грубозернистыми песками с галькой, а выше – суглинками. Мощность аллювия достигает 5 м.

В пределах Тункинской впадины отложения высокой и низкой пойм р. Иркут представлены галечниками, песками, суглинками мощностью до 5 м.

Озерно-болотные (lpQ_H) ($VIII_1$, $VIII_4$) отложения представлены суглинками, супесями, песками с гальками, прослоями торфа. Они развиты в Кунгуртукской котловине, где серовато-бурые илистые осадки переслаиваются со светло-бурым торфянистым материалом. В сильно заболоченных долинах (р. Хадын, оз. Улэт-Куль) на песчано-галечниковом материале залегает торф мощностью до 2 м. Общая мощность отложений достигает 15 м.

Озерно-болотные отложения Ильчирской котловины (Бурятия), из-за небольшой площади распространения, на карте не показаны. Они известны близ северной оконечности оз. Ильчир и в приустьевой части р. Толта. В состав отложений входят суглинки, супеси и торфа, мощность которых достигает 4,5 м.

МАГМАТИЗМ

Интрузивные образования представлены различными комплексами разной формационной принадлежности, занимая в целом более 50 % площади листа. Выделяются позднеархейский китойский комплекс, раннепротерозойский чжаргаландский и зунмуринский рифейский(?) комплексы, позднерифейские шишихидский и ильчирский гипербазитовые, боксонский габбро-пироксенитовый комплексы, венд-раннекембрийский актоврацкий комплекс, ранне-среднекембрийские мажалыкский и таннуольский комплексы, ордовикские арголикский, сархойский, кыстарынский, урикский гранитные комплексы, раннедевонские бреньский граносиенит-лейкогранитовый и сангиленский уртит-нефелин-сиенитовый комплексы, мезозойские улуг-танзекский щелочногранитовый и дайковый лампрофировый комплексы. Интрузивные комплексы выделяются в объеме реально картируемых породных семейств, близких по структурно-вещественным признакам, определяющим магматическую формацию, название которой дается по тем породам, которые на современном эрозионном срезе преобладают и определяют ее петрографический облик. Размещение интрузий подчинено в целом положению структурных швов и геотектоническим этапам, определяющим развитие консолидированной коры в регионе. Зоны среднепалеозойской и мезозойской тектоно-магматической активизации более четко проявлены в Восточно-Тувинской складчатой системе, а кайнозойской – в пределах всей площади листа.

ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Китойский мигматит-гранитовый комплекс ($m-\gamma AR_2k$) имеет ограниченное развитие в Хондологойском (I_2) выступе архейского фундамента. Комплекс образует мелкие тела неправильной формы среди гнейсоплагиогранитов и кристаллических сланцев с нечетко выраженными контактами. В составе комплекса преобладают гнейсограниты, гранодиориты и аляскиты двуполевошпатовые, встречаются мигматиты и жилы керамических пегматитов в экзоконтактовых частях.

Породы комплекса мелко-среднезернистые обладают светло-серым цветом, с текстурами гнейсовидными, иногда полосчатыми, гранобластовой и лепидогранобластовой структурой. Часто устанавливается наложенная бластомилонитовая структура. В минеральном составе преобладают олигоклаз (An_{15-20}), кварц, биотит, роговая обманка, микроклин. Аксессуар-

Химический состав (мас. %) гранитов кытгойского комплекса [83]

Название породы	Оксиды, вес %											Σ	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O		п.п.п.
Биотитовый гнейсогранит	73,20	0,20	14,02	2,38	1,38	0,01	0,80	1,40	3,91	2,20	0,12	0,54	100,45
Аляскитовый плагиогранит	74,21	0,19	14,46	1,73	0,75	—	0,70	1,40	4,12	1,55	0,38	1,22	100,71
Биотитовый гранодиорит	69,58	0,50	15,61	1,75	1,68	—	1,00	2,80	4,24	2,25	0,55	0,37	100,33
Гнейсогранит биотитовый	72,98	0,21	12,92	2,62	0,89	—	0,50	1,61	3,36	3,67	0,48	0,80	100,04

ные апатит, ортит, сфен, редко циркон, кристаллы олигиоклаза обычно идиоморфны, в участках бластомилонитизации альбитизированы. Биотит образует небольшие чешуйки с плеохроизмом от буровато-коричневого до светло-желтого цветов, по составу отвечает железистым разновидностям. Микроклин решетчатый, пертиты не характерны, часто устанавливаются реакционные соотношения с плагиоклазом, нарушая двойниковую структуру последнего.

По химическому составу (табл. 8) породы комплекса относятся к нормальному подотряду калиево-натриевой серии с преобладанием натрия. В геохимическом отношении концентрация микроэлементов находится на уровне или немного ниже кларковых содержаний. Породы практически немагниты $7-15 \times 10^{-5}$ СИ. Плотность находится в пределах $2,53-2,57$ г/см³. В физических полях тела комплекса, вследствие небольших размеров, не выделяются.

Возраст комплекса, по U-Pb определениям, находится в пределах 3250 ± 100 млн лет [204], что соответствует легенде Алтае-Саянской серии.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Чжаргаландинский комплекс (γ PR(PZ₁δ) выделен Н. В. Роговым в 1971 г. в западной части Сангилена. На площади листа отмечается в Сангиленском (II₁) и Агойском (II₂) выступах байкальского складчатого основания в виде мелких разрозненных тел среди тесхем-мугурской серии, которые представляют собой очаги плавления субстрата среди гнейсов и кристаллических сланцев.

В составе комплекса выделяются гнейсограниты, гнейсогранодиориты, мигматиты и пегматиты, что свидетельствует о принадлежности его к анатектит-мигматито-вому формационному типу. Выделяются несколько линзообразных тел гнейсогранитов и гнейсогранодиоритов протяженностью до 10 км при ширине выходов 300–800 м в бассейне рек Нарын, Хорумнуг.

Пегматиты широко развиты среди вмещающих пород тесхем-мугурской серии, образуя как отдельные жилы, так и их будинообразные сгущения. Часть из них содержит мусковит. На листе М-46 известно Моренское проявление керамических пегматитов. Мощность жил колеблется от 0,2 до 2,5 м, длина 20–200 м. Центральные части жил сложены крупнокристаллическим молочно-белым кварцем с крупными кристаллами розово-красновато-желтого микроклина. Состав керамических пегматитов (%): калиевый полевой шпат – 80–85, кварц – 10, плагиоклаз – 5.

Для пород комплекса в целом характерно высокое содержание щелочей (7,5–8 %) при почти равном соотношении натрия и калия (табл. 9). Породы пересыщены кремнеземом, маложелезисты, с резко пониженной магниальностью, пересыщены глиноземом с небольшим содержанием анортитовой извести (табл. 9).

Плотность пород составляет 2,57–2,64 г/см³, они практически немагнитны, слаборадиоактивны до 14–20 мкР/ч за счет присутствия акцессорных минералов – циркона, монацита (до 0,1 %).

В гнейсо-гранитах комплекса содержатся многочисленные реликтовые включения гнейсов и кристаллических сланцев, интенсивно мигматизированных, отчего границы тел гнейсогранитов и гнейсов часто бывают расплывчатыми. Тела гнейсогранитов сопровождаются пегматитами керамического типа, широко развитыми и вне тел гнейсогранитов.

В составе гнейсогранитов отмечаются (%) микроклин-пертит (20–35), часто в микрографическом сростании с кварцем, альбит–олигоклаз (15–

Таблица 9

Химический состав (мас. %) гранитов чжаргаландского комплекса [192]

Окислы	Гранит средне-зернистый гнейсовидный	Мигматит	Пегматит	Пегматит	Гнейсогранодиорит
SiO ₂	71,66	71,56	71,31	71,37	68,36
TiO ₂	0,25	0,11	0,03	0,06	0,47
Al ₂ O ₃	13,93	12,70	14,23	15,95	15,49
Fe ₂ O ₃	0,63	0,80	0,31	0,64	0,85
FeO	1,56	0,17	0,22	0,21	2,84
MnO	0,10	0,09	0,06	0,03	0,10
MgO	0,60	0,10	0,23	0,22	1,33
CaO	2,66	3,66	1,06	2,47	2,93
Na ₂ O	3,57	3,20	2,34	5,48	3,68
K ₂ O	4,01	4,74	3,09	2,43	2,61
п.п.п.	0,66	1,40	0,99	0,78	1,12
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,01	0,33	0,1
Сумма	99,68	98,64	98,88	100,02	100,08

30), кварц (25–30), биотит (1–3). Структура пород гранитовая. В гнейсогранодиоритах увеличивается основность плагиоклаза до олигоклаза–андезина и, совместно с биотитом, появляется роговая обманка. Текстура пород массивная и гнейсовидная.

Возраст пород комплекса принят условно раннепротерозойским на основании присутствия гранитных тел и пегматитов только в метаморфических породах тесхем-мугурской серии и отсутствия их в вышележащих верхнерифейских осадках хапсугской и аймакской свит. Цифры изотопного возраста, полученные К–Аг методом для гнейсогранитов и пегматитов, колеблются от 536 ± 10 до 695 ± 15 млн лет [192]. В районе Эрзина–Чинчи-лига для подобных образований по данным [192] приводятся цифры по К–Аг в 670 млн лет и U–Pb – 1850 млн лет. Возраст комплекса принят условно раннепротерозойским, в скобках указан возраст метаморфизма.

РИФЕЙСКИЕ(?) ИНТРУЗИИ

Зунмуринский комплекс (γ RF?z) широко распространен в пределах Хармадабанского кристаллического массива (V_1) и представлен биотитовыми, амфибол-биотитовыми, двуслюдянными гранитами, в небольшом количестве встречены пегматиты и мигматиты, развитые среди гнейсов и кристаллических сланцев слюдянской серии и хангарульской свиты. Форма тел неправильная, с извилистыми контактами, падающими в сторону вмещающих пород под углами $50\text{--}70^\circ$, отчетливо секущими гнейсы слюдянской серии. Все разновидности гранитов обладают массивными гнейсовидными текстурами, в приконтактовых частях развиты мигматиты. Редкие пегматитовые жилы содержат выделения мусковита. В минеральном составе примерно в равном соотношении присутствуют олигоклаз (An_{15-25}) и микроклин. Макроскопически – это серые мелко-среднезернистые породы. Структура гипидиоморфнозернистая, в краевых частях – бластогранитовая или монзонитовая. Плагиоклаз относительно идиоморфен, микроклин решетчатый, с заметным количеством пертитов распада. Акцессорные – турмалин, апатит, сфен, циркон, вторичные – серицит, хлорит, эпидот.

Интрузии комплекса фиксируются градиентными зонами поля Dg и положительным полем ΔT_a . Породы практически немагнитны, магнитная восприимчивость колеблется в пределах $8\text{--}20 \times 10^{-5}$ СИ, плотность $2,56\text{--}2,59$ г/см³.

В геохимическом отношении граниты комплекса близки к нормальным гранитам по Виноградову (10^{-3} %): Ba – 10, Be – 0,3, Sr – 10–30, V – 0,1–0,3, Cu – 1–3, Zn – 0,1–0,2, Ni – 0,1, Sn – 0,1–0,3, Y – 1–2, Yb – 0,01–0,02, La – 0,01–0,03.

Радиологические датировки возраста комплекса неоднозначны. К–Аг методом по мусковиту получена цифра 1080 ± 15 млн лет, а Rb–Sr методом по породе 1852 ± 30 млн лет. Согласно серийной легенде [204], возраст принят условно рифейским.

Химический состав пород отражен в табл. 10.

Химический состав гранитов зунмурунского комплекса [83]

Название породы	Окислы, %													Σ
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	п.п.л.	
Двуслюдяной гранит	70,20	0,32	13,38	0,89	3,74	0,02	0,70	2,56	4,60	3,83	0,08	—	0,30	100,62
Биотитовый гранит	69,62	0,35	15,38	1,57	2,23	—	1,08	2,94	4,08	2,36	0,02	0,12	0,52	100,13
Биотит-амфиболовый гранит	67,88	0,50	16,24	2,80	1,44	0,04	1,91	2,66	3,24	2,61	0,02	0,08	0,34	99,74

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

На площади листа выделяются интрузии ильчирского и шишхидского дунит-гипербазитовых, боксонского габбро-пироксенитового комплексов позднерифейского возраста.

Ильчирский дунит-гипербазитовый комплекс ($\sigma\text{RF}_3?i$) имеет незначительное развитие в ареалах IV_1 и IV_2 в виде мелких разрозненных тел, подчиненных разломам, обрамляющим Гарганскую глыбу (I_1) архейского возраста. Пространственно интрузивы комплекса относятся к Оспинско-Китойскому гипербазитовому поясу, развитому за пределами площади на листе N-47, где выделяются крупные массивы площадью до 170 км². Петроипом комплекса является Ильчирский массив, находящийся на листе N-47, с которым связано одноименное месторождение асбеста. Комплекс в настоящее время рассматривается в составе офиолитовой ассоциации, включающей боксонский комплекс габбро, а также вулканогенно-осадочные образования ильчирской свиты и сархойской серии верхнего рифея [60, 17].

Массивы имеют размеры 5–10 км², показаны вне масштаба, в виде тектонических чешуй разного порядка. Они, как правило, находятся в ассоциации с габброидами боксонского комплекса. В составе пород преобладают гарцбургиты, аподунитовые серпентиниты. Вблизи габбро боксонского комплекса встречены в небольшом количестве перидотиты и пироксениты. Серпентиниты по составу относятся к антигорит-лизардитовым, редко имеются просечки хризотила. Гарцбургиты темно-зеленовато-серого цвета породы с порфириновидным сложением, обусловленным наличием удлиненно-призматических зерен (2–3 мм) ромбического пироксена (энстатита) среди среднезернистого оливин-пироксенового

Таблица 11

Химический состав пород ильчирского комплекса [230]

Название пород	Окислы, мас. %											Σ	
	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	NiO	CrO	Na ₂ O	K ₂ O		P ₂ O ₅
Гарцбургит	н/о	0,81	0,47	6,56	0,26	41,68	4,09	0,08	0,019	0,018	н/о	н/о	1,05
Серпентинит	0,04	1,54	0,99	7,05	0,28	36,83	0,48	0,22	н/о	0,24	0,03	н/о	11,21

Н/о – не обнаружен.

агрегата. Акцессории – хромит, магнетит (по хромиту). Из вторичных присутствуют антигорит, лизардит, тальк до 50 %.

Магнитная восприимчивость резко изменчива за счет серпентинизации от 300 до 2000×10^{-5} СИ, плотность 2,88–2,95. В физических полях тела этих пород не выражаются за счет малых размеров, однако они обычно приурочены к градиентным зонам поля Δg и магнитного поля.

Химический состав приведен в табл. 11 [244]. Величина отношения магния к железу выше, что служит генетическим признаком альпинотипных гипербазитов. При серпентинизации отмечается тенденция понижения основности пород.

Вопрос о возрасте ильчирского комплекса и в целом офиолитовой ассоциации на площади не решается. Непосредственно севернее, в Дунгужурском массиве (N-47) в пределах одного пояса есть данные, что гипербазиты прорваны плагиогранитами сумсунурского комплекса, возраст которых по цирконам составляет 790–805 млн лет [113]. По геологической позиции гипербазиты в виде клиппенов находятся в образованиях дибинской и ильчирской свит, сархойской серии верхнего рифея, возраст которых до сих пор дискутируется. Часть исследователей считают, что гипербазиты в виде олистолитов находятся в барунгольской свите ордовика, которая по составу конвергентна ильчирской. Таким образом, возраст ильчирского комплекса, согласно легенде, условно принимается позднерифейским, а возраст коллизии офиолитового комплекса, возможно, ордовикским.

Шишхидский гипербазитовый комплекс ($\sigma RF_3^{?g}$) имеет ограниченное развитие в Восточно-Тувинской складчатой системе, в шишхидском рифтогенном прогибе (*III*₆) и подчинен Шишхид-Бусингольскому разлому (*3*) субмеридионального простираения, составляющему с Окинским надвигом (*6*) парную систему, разделяющую Восточно-Тувинскую (*III*) и Окинскую (*IV*) складчатые системы.

Наиболее крупным здесь является Эмийский гипербазитовый массив в юго-

восточной части и небольшие массивы (Бельдырской, Билинский и др.) в северо-восточной части. Все они подчинены Шишхид-Бусингольскому разлому (3). Массивы расположены среди карбонатно-терригенной рамы позднерифейского возраста (баллыктыгхемская, билинская, чартисская, хоремногйская свиты), площадь их изменяется от 8 км² для Эмийского массива до 3–5 км² для остальных массивов. По вещественному составу они существенно не отличаются от гипербазитов Южно-Тувинского гипербазитового пояса [196] и сложены дунитами, перидотитами и гарцбургитами, в различной степени серпентинизированными, вплоть до серпентинитов.

Наиболее типичным является Эмийский массив, расположенный в верховьях одноименной реки. Площадь выхода массива на современном эрозионном срезе 7,5 км², имеет вытянутую в субмеридиональном направлении груболинзовидную форму с крутым падением на северо-восток с углом 70–75°, которое подчинено зоне Шишхид-Бусингольского разлома (3), с тектоническими ограничениями. Вмещающие породы вблизи массива катаклазированы и милонитизированы на расстоянии 50–60 м. В массиве преобладают дуниты, пятнистые апоперидотиты, гарцбургиты и серпентиниты по дунитам. Переходы между разностями постепенные.

Дуниты – темно-зеленоватые породы с интенсивным развитием тальк-антигоритового парагенезиса. По характеру распределения оливина устанавливаются две разновидности структур – аллотриоморфнозернистая и мостовая при преобладании первой. Минеральный состав дунитов (%): оливин – 92–95, антигорит – 1–2, тальк – 3–4. Присутствует акцессорный хромит 2–3%. Апоперидотиты макроскопически представляют пятнистые плотные породы темного цвета с зеленоватым оттенком, среднезернистые с вкраплениями ромбического пироксена (энстатита) в амфибол-хлорит-оливиновую основную массу. По трещинкам зерен пироксенов развивается серпентин-хлоритовый агрегат. Порода пропитана тонкодисперсным магнетитом, отчего имеет высокую магнитную восприимчивость до 2000×10^{-3} СИ. Серпентиниты преимущественно антигоритового состава встречаются в виде линзовидных обособлений (до 30 м по длине) среди дунитов и гарцбургитов. По данным Л. В. Агафонова (1993 г.), в массиве отмечаются мелкие шлировые выделения (до 2–3 см) вкрапленных хромитов.

Плотность пород колеблется от 2,88 до 3,02 г/см³, магнитная восприимчивость резко изменчива – от 50–150 для дунитов, 400–800 для гарцбургитов и 500–700 для серпентинитов ($n \times 10^{-5}$ СИ). Химический состав пород приведен в табл. 12 (Эмийский массив).

В физических полях массивы комплекса расположены в градиентных зонах поля силы тяжести; некоторые тела отмечаются положительными значениями магнитного поля до 400 нТл.

Гипербазиты пересекаются плагиогранитами таннуольского комплекса с возрастом в 520 млн лет и находятся среди верхнерифейских отложений баллыктыгхемской и чартысской свит. Возраст комплекса условно принят позднерифейским.

Боксонский габро-пироксенитовый комплекс (VRF₃?b) распространен в бурятской части листа в Боксон-Сархойском прогибе (IV₁) и Ильчирском синклинии (IV₂). В смежных районах имеет название «жохойский комплекс». Впервые выделен Ф. К. Волколаковым и В. П. Ар-

Химический состав гипербазитов шишхидского комплекса [118]

Название породы	Оксиды, мас. %											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Σ
Дунит	41,19	0,33	0,42	12,24	0,15	41,64	0,51	0,01	н/о	н/о	4,4	100,9
Перидотит	45,94	0,04	1,97	6,38	0,09	25,6	11,83	2,6	0,13	0,01	6,31	100,9
Серпентинит	40,85	0,12	3,12	13,20	0,19	29,19	4,76	0,30	0,02	0,03	8,44	100,22

сентявем в 1956 г. В настоящее время рассматривается как член офиолитовой ассоциации [60]. Массивы комплекса распространены в бассейне рек Хоре, Боксон, Диби, Сархой, Улзыта, представлены телами неправильной формы и силами, ассоциирующими с гипербазитами ильчирского комплекса в виде тектонических чешуй и разновеликих пакетов. В некоторых случаях в основании таких пакетов наблюдаются маломощные зоны меланжа, не отраженные на геологической карте ввиду масштаба. Вмещающими породами являются вулканогенно-сланцевые отложения дибиниской, сархойской и ильчирской свит верхнего рифея, реже карбонатные отложения боксонской серии венда—среднего кембрия. Устанавливается структурный контроль массивов, их приуроченность к ильчирскому и сархойскому разломам глубинного заложения. Массивы в пределах листа имеют небольшие размеры (8–20 км²), сложены вебстеритами, пироксенитами, габбро, габброноритами и содержат редкие дайки диабазов. Внешне породы имеют зеленовато-серый, грязно-зеленый до черного цвета, массивное порфировидное с переходами равномерно-тонкозернистое сложение. Структура пород офиолитовая, интерсертальная или такситовая в диабазах. Главные минералы представлены плагиоклазом (An_{45–56}) – 50 %, авгитом – 40 % или ромбическим пироксеном (энстатитом) – 5–7 %, спорадически встречается оливин, замещенный баститом. Широко развиты вторичные зеленокаменные изменения, выраженные в появлении актинолита, эпидота, хлорита, талька, пренита, карбоната и соссюрита. Акцессорные – титаномагнетит, сфен, апатит, составляющие в сумме 1–3 %.

В магнитном поле отражаются положительными точечными аномалиями до 300–500 нТл, в гравитационном поле значениями изолиний от минус 210–200 до минус 180 мГал. Магнитная восприимчивость составляет 300–900 × 10⁻⁵ СИ, плотность 2,80–2,94 г/см³.

Химический состав пород приведен в табл. 13.

Химический состав (мас. %) пород боксонского комплекса [72]

Окислы	Название пород			
	вебстерит	габбронорит	габбро	метагаббро
SiO ₂	51,39	53,95	54,31	53,31
TiO ₂	0,02	0,06	0,33	0,12
Al ₂ O ₃	4,03	5,46	17,39	8,58
Fe ₂ O ₃	7,36	1,68	7,71	6,80
FeO	н/о	4,69	н/о	н/о
MnO	0,08	0,11	0,12	0,17
MgO	21,87	22,18	5,48	14,71
CaO	9,64	5,39	7,99	11,12
Na ₂ O	1,00	0,02	2,94	1,74
K ₂ O	0,05	0,09	1,23	0,30
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,10	0,01
п.п.п.	5,60	6,04	3,45	3,58
Σ	101,05	99,70	101,05	100,44

Массивы боксонского комплекса прорывают отложения дибинской свиты и сархойской серии, пространственно совмещены с гипербазитами ильчирского комплекса при неопределенных соотношениях.

За пределами площади, на листе N-47, габбро боксонского комплекса несогласно перекрываются конгломерато-песчаниковой толщей, относимой к верхнепалеозойской сагансарской свите [60, 315]. Возраст комплекса условно принят позднерифейским. Вполне вероятно, что в составе боксонского комплекса объединяются разновозрастные образования, входящие в состав субвулканических образований сархойской серии (метагаббро) и какой-то части ильчирского гипербазитового комплекса.

ВЕНДСКИЕ ИЛИ РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Актовракский дунит-гарцбургитовый комплекс ($\sigma V : E_1 a$) представлен ультраосновными породами, слагающими серию разновеликих массивов в Каахемском гипербазитовом поясе, составляя его юго-восточную часть (Каахемский рифтогенный прогиб, III₁). Здесь они образуют сложнопостроенную цепь северо-западного направления длиной 50 км при ширине до 8 км. В этой цепи обособляется Ужепская группа массивов, включающая тела гипербазитов на площади 18 × 8 км от низовьев р. Чодургалыга на северо-западе до стрелки рек Ужепа, Кара-Ужепа на юге. Другая группа массивов находится в 25 км юго-восточнее, в верховьях р. Мос, где на площади 4,5 × 2 км встречено восемь тел гипербазитов.

В Ужепской группе обособляются 16 ультраосновных массивов, из которых самый крупный — Чидальский — имеет размеры $5,3 \times 0,6$ км. Размеры остальных протрузий значительно меньше в пределах $0,5-2$ км, при ширине в сотни метров, и на геологической карте они показаны одним контуром.

Массивы Ужепской группы залегают среди вулканогенно-осадочных пород тапсинской серии, нижнего кембрия (или позднего рифея), возможно, составляя с ними офиолитовую ассоциацию.

Нахождение массивов в сложнопостроенной активной тектонической зоне обуславливают клиппено-линзообразную форму их тел с наличием включений олистолитов вмещающих пород. Протрузии в тектонической зоне интенсивно серпентинизированы, иногда развальцованы вплоть до милонитов.

Породы комплекса имеют зеленовато-серый, темно-зеленовато-серый до черного цвета, нередко наблюдается пятнистость за счет неравномерно проявленной серпентинизации. Встречаются линзы тремолитов, нефритов и тальцитов. В ряде случаев фиксируются просечки и мелкие прожилки (до 3 мм) хризотил-асбеста. Текстура пород массивная, в оталькованных разностях занозистая. При микроскопическом изучении установлено, что минералы группы серпентинов — бастит, лизардит, антигорит и хризотил — составляют 80–90 %. В подчиненном количестве присутствуют тальк, тремолит, актинолит, магнетит, брусит. Рудные минералы (3–5 %) представлены магнетитом и хромитом, из первичных минералов в виде реликтов определяются оливин и гиперстен. По химическому составу (табл. 14) породы относятся к аподунитам и апоперидотитам.

За счет интенсивной серпентинизации возникают петельчатые, порфиробластовые, волокнисто-пластинчатые, спутанно-листоватые, мелкочешуйчато-брекчиевые структуры. В виде мелких прожилков присутствует хризотил-асбест.

Химический состав гипербазитов комплекса приведен в табл. 14. Большая величина потерь при прокаливании указывает на значительную серпентинизацию. В породах повышены содержания хрома, марганца и никеля и понижены содержания меди, бора, циркония, свинца по сравнению с кларком по Виноградову.

На аэромагнитных картах масштаба 1 : 25 000 [333, 334] лишь наиболее крупные гипербазитовые массивы отражаются положительными точечными магнитными аномалиями интенсивностью до 150 нТл, остальные не фиксируются ввиду небольших размеров. В геофизической и дистанционной основах наблюдаются в градиентных линейных зонах. Магнитная восприимчивость пород от 44 до 1240×10^{-5} СИ, плотность от 2,53 до 3,19 г/см³, поляризуемость от 0,5 до 4,5 %, радиоактивность 4–6 мкР/ч.

С массивами комплекса в тувинской части листа связаны пункты минерализации хризотила, асбеста, талька, нефритов и хромитов (8–12 % Cr_2O_3). В настоящее время они практического интереса не представляют из-за мелких размеров и низких содержаний.

В бассейне р. Кажирба в районе прииска в шлиховых пробах установлен осмистый иридий, что является благоприятным признаком для поисков ЭПГ в высокомагнезиальных гипербазитах Ужепской группы.

Метасоматически преобразованные разновидности гипербазитов (нефритовиды, тремолититы, родингиты) могут представлять интерес как кам-

Химический состав (мас. %) гипербазитов актоврацкого комплекса [281]

Номер пробы	Местоположение	Порода	Комплексы												
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п	Σ
2525-2	Кара-Ужеп-1	Дунит	42,72	0,00	0,16	4,52	5,04	0,23	43,75	0,00	0,05	0,02	—	2,93	99,42
7242-2	Кара-Ужеп-4	Серпентинит	43,09	0,00	0,61	4,50	3,24	0,11	33,30	3,90	0,07	0,05	—	10,50	99,37
2495	Крестик-1	»	44,08	0,00	1,13	6,03	2,48	0,10	33,44	1,03	0,01	0,01	0,01	11,08	99,40
2492	Крестик-2	Нефритоид	52,45	0,22	2,38	3,35	5,15	0,18	28,09	3,13	0,00	0,00	0,07	4,49	99,51
2481-2	Шурфовый-1	Дунит	44,91	0,00	0,54	3,37	4,28	0,13	41,58	0,11	0,00	0,00	0,00	3,98	98,90
2006	Чодуралыг-1	»	43,74	0,00	0,13	7,10	2,01	0,07	34,39	0,07	0,00	0,00	0,01	11,76	99,28
2445-1	То же -2	»	47,59	0,00	0,53	4,61	2,87	0,13	33,36	0,94	0,00	0,00	0,00	9,34	99,37
2502-2	Соекениг-2	Нефритоид	45,87	0,53	8,81	3,47	6,44	0,16	22,55	6,81	0,32	0,00	0,04	4,50	99,40
6381	Мос-1	Серпентинит	42,61	0,08	0,91	7,06	1,26	0,09	34,58	0,55	0,13	0,15	0,01	11,62	99,05
6802	То же	То же	39,56	0,035	0,61	7,41	2,15	0,11	36,20	0,25	0,11	0,07	0,01	11,94	98,445
6812-2	»	»	37,57	0,07	0,56	10,54	4,20	0,14	34,24	0,25	0,13	0,09	0,01	10,82	98,62
6812-3	»	Оливиновый клинопироксенит	50,45	0,24	2,04	2,12	3,95	0,14	19,02	18,45	0,33	0,09	0,01	1,60	98,46

несамоцветное сырье, а также являются признаком для поисков нефритов и жадеитов более высокого качества.

Возраст комплекса является дискуссионным и считается раннекембрийским или вендским согласно легенде для листа М-46 – Кызыл ГКК-1000/3, принятого к изданию НРС ВСЕГЕИ в 2006 г. [196].

РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузии расположены в салаирских структурах Восточно-Тувинской складчатой системы (*III*). Ранее на ГК-1000 (1983 г.) и ГК-200 здесь выделялся единый раннепалеозойский (средне-позднекембрийский) таннуольский комплекс пестрого состава – от перидотитов до гранитов, до трех фаз внедрения. В настоящее время из его состава выделены раннекембрийский мажалыкский перидотит-пироксенит-габбровый, среднекембрийский собственно таннуольский диорит-тоналит-плагиогранитовый комплексы и гранитные комплексы ордовикского возраста.

Мажалыкский перидотит-пироксенит-габброноритовый комплекс ($v\epsilon_1m$) впервые выделен И. М. Волоховым [40] на листе М-46, где им были описаны ритмично чередующиеся пачки пород от дунитов до кварцевых диоритов мощностью от 20 до 200 м.

Петротипический Мажалыкский массив находится западнее площади, на листе М-46, представляет собой в плане овальное тело размером $4 \times 2,5$ км, вытянутое в субмеридиональном направлении. На уровне современного эрозионного среза вскрыты все породы расслоенной серии массива: дуниты, верлиты, плагиоверлиты, клинопироксениты, плагиоклазосодержащие роговообманковые пироксениты, троктолиты, меланогаббро, оливинные габбро, роговообманковые габбро, оливинные лейкогаббро, лейкогаббро, габбронориты, анортозиты. Наличие в породах краевой фации ксенолитов роговиков (восточный контакт) является подтверждением интрузивного характера контактов Мажалыкского массива с вмещающими породами.

На площади выделяется ряд мелких интрузивных тел. Все они расположены в пределах каахемского рифтогенного прогиба Восточно-Тувинской складчатой системы (ареалы III_1 , III_2) и большей частью фиксируются как ксенолиты в Каахемском плутоне таннуольского комплекса.

Один из наиболее крупных массивов (гора Ханты) имеет изометрично-овальную форму площадью 10 км^2 с фрагментами магматической расслоенности [237]. Массив сложен плагиоперидотитами, клинопироксенитами, габбро, оливинными и амфиболовыми габбро с преобладанием габброидов. Расслоенность устанавливается по резкой смене слоев мощностью от первых метров до 30–50 м, с разным содержанием главных породообразующих минералов: плагиоклаза, оливина, пироксена. Породы массива прорваны диоритами, плагиогранитами таннуольского комплекса с образованием в контактовых зонах гибридных габбродиоритов. В свою очередь габброиды прорывают сланцы охемской свиты венда с образованием маломощных ореолов роговиков. Для пород массива характерно крупнозернистое строение, габбровые, панидиоморфнозернистые, габброофитовые микроструктуры и однородные массивные, реже трахитоидные текстуры.

Химические составы пород приведены в табл. 15.

Химический состав (мас. %) габброидов массива горы Ханги мажалькского комплекса [196]

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Σ	Название породы
580974	40,11	0,26	4,56	1,27	14,50	0,29	31,83	3,07	1,32	0,21	0,14	1,05	98,61	Перидотиты
580972	42,47	0,07	12,02	3,16	9,71	0,19	20,45	8,61	0,49	0,06	0,00	1,54	98,77	
580933	42,66	0,18	3,46	2,83	12,85	0,25	30,63	4,48	0,30	0,16	0,07	0,66	98,47	
58081	47,44	0,33	5,29	0,97	8,42	0,16	19,25	14,16	0,96	<0,03	<0,07	0,68	98,36	
581403	44,45	2,29	15,86	3,84	7,21	0,14	10,56	10,55	2,40	0,53	0,05	1,34	99,22	Пироксениты, горнблендиты
580937	49,04	0,33	4,92	1,15	8,14	0,19	22,02	10,79	1,90	0,23	0,00	0,70	99,41	
580965	44,04	0,12	9,69	2,89	10,43	0,21	21,48	8,52	0,51	0,06	0,00	0,79	98,74	Оливиновые габбро
580832	44,75	0,47	18,31	1,99	7,42	0,14	10,82	13,49	1,30	<0,03	<0,07	0,25	98,91	
58158	45,62	0,20	21,72	0,67	5,70	0,13	8,91	13,77	1,25	<0,03	<0,07	0,69	98,66	
581233	46,28	0,10	17,24	2,64	5,14	0,12	11,47	14,59	0,67	0,15	0,00	1,02	99,42	Габбро
58174	46,17	1,46	20,47	5,13	6,43	0,16	4,43	10,21	2,78	0,54	0,56	0,93	99,27	
58191	48,86	0,19	18,78	1,85	5,20	0,11	9,43	14,85	1,04	0,08	<0,07	1,18	99,57	
58093	46,86	0,57	20,17	1,20	5,56	0,10	8,36	13,59	1,54	0,26	<0,07	1,14	99,35	
580966	47,89	0,76	17,94	2,21	6,00	0,12	7,57	13,69	1,80	0,18	0,12	0,97	99,21	
581572	50,02	0,54	11,85	2,47	7,36	0,20	10,19	14,70	0,78	0,12	0,15	0,71	99,09	
780482	50,18	0,25	16,80	0,93	5,63	0,12	9,77	13,78	1,19	<0,03	<0,07	0,67	99,32	
580945	43,38	1,38	1,38	5,78	7,86	0,15	8,38	12,84	1,09	0,11	0,00	0,68	99,02	Габбронориты
580801	48,83	1,01	1,01	3,09	6,42	1,63	5,10	9,41	3,08	0,41	0,25	0,76	98,50	

Последовательность составов пород образует линейный тренд прогрессивной дифференциации от наиболее меланократовых пород (MgO — 31,83 мас. %) до наиболее лейкократовых (MgO — 5,1 мас. %). Большой диапазон вариаций содержания MgO в породах массива свидетельствует о значительной степени дифференцированности родоначального расплава в процессе внутрикамерного фракционирования. С уменьшением содержания MgO при переходе от меланократовых разностей пород к более лейкократовым содержания в породах массива SiO_2 , Na_2O и K_2O возрастают. Содержания FeO и MnO с уменьшением MgO в породах массива остаются постоянными или уменьшаются, а содержание Al_2O_3 возрастает от 3,46 мас. % в перидотитах до 21,72 мас. % в оливиновых габбро.

По петротипическим характеристикам породы массива близки к интрузивным образованиям петротипического мажалькского массива. Математическое моделирование пород петротипа позволило оценить состав родоначального расплава, соответствующего пикриту.

Плотность габброидов комплекса на площади колеблется в пределах 2,83–3,23 г/см³, магнитная восприимчивость от 212×10^{-5} до 224×10^{-5} СИ, поляризуемость 0,3–1,3 %, радиоактивность 2–8 мкР/ч. На картах физических полей массивы комплекса не отражаются в силу небольших размеров.

Металлогеническая специализация комплекса изучена недостаточно. Некоторыми исследователями отмечается связь с породами комплекса медно-никелевой минерализации с платиной оруденения (см. гл. «Полезные ископаемые», проявление «Габбровое»).

Возраст комплекса до настоящего времени остается дискуссионным. Нижняя возрастная граница комплекса фиксируется по прорыву габброидами терригенно-вулканогенных пород нижнего кембрия, верхняя — по нахождению ксенолитов габброидов в гранитоидах Каахемского плутона таннуольского комплекса среднего кембрия. Кроме того, апофизы плаггиогранитов, тоналитов отмечаются в расслоенных габброидах (горы Пош-Даг и Калбаг-Даг) (лист М-46).

Имеются данные о более древнем возрасте пород комплекса, так как датировки К-Аг методом габброидов массива горы Ханты дали значения 652 ± 60 (по пироксенам) и 515 ± 25 (по амфиболам) млн лет [196]. Более молодой возраст установлен для габброидов Мажалькского массива 484 (Аг-Аг) и 478 (U-Pb) млн лет [203], позволяющий относить его к малоглубинным ритмичнорасслоенным перидотит-габбровым интрузиям ордовикского аккреционно-коллизийного этапа эволюции земной коры АССО [204]. Согласно Алтае-Саянской легенде для Госгеолкарт-1000/3, возраст принят раннекембрийским [204].

СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Таннуольский диорит-тоналит-плаггиогранитовый комплекс ($v-\delta C_2t_1$; $q\delta-p\gamma$, $\gamma\delta$, $p\gamma C_2t_2$) как самостоятельный выделен В. А. Кузнецовым в 1946 г. при описании сложных интрузивных ассоциаций на хр. Восточный Танну-Ола. Комплексу посвящены многочисленные работы В. А. Кузнецова, Г. В. Пинуса и других исследователей. Новые данные получены при проведении

геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в пределах Каахемского плутона. В результате этих исследований из состава комплекса выделены самостоятельные мажалыкский среднекембрийский, сархойский, кыстарысский, арголикский ордовикские комплексы.

Породы таннуольского комплекса обособляются в восточной части Каахемского ареал-плутона в виде одноименного массива, который является эталоном комплекса. Выделяются также довольно крупные — Унгешский и Восточно-Таннуольский — массивы комплекса, которые расположены на одноименном хребте.

На тувинской части листа породы комплекса выполняют значительные площади практически во всех структурах Верхне-Енисейской (*III-A*) и Восточно-Тувинской (*III-B*) складчатых систем (ареалы *III₁*, *III₂*, *III₅*, *III₆*), в меньшей мере в ареалах *II₁*, *II₄*, *III₃*, *III₄*.

Комплекс двухфазный, первая фаза представлена габбродиоритами и диоритами, тяготеющими к краевым частям массивов. Вторая фаза представлена гранодиоритами, плагиогранитами, тоналитами, кварцевыми диоритами, составляющими основной объем массивов. Мелкие тела диоритов, кварцевых диоритов, шширообразные тела габбродиоритов встречаются в виде ксенолитов среди тоналитов, плагиогранитов II фазы. Породы I фазы составляют до 20 % массивов. Диориты, габбродиориты, кварцевые диориты между собой имеют постепенные переходы и отличаются по количеству кварца в породах. В крупных массивах диориты имеют однородный состав, характерные полнокристаллические структуры. В таких телах практически нет ксенолитов и меньше шширов, обогащенных темноцветными минералами.

Гранодиориты, плагиограниты, тоналиты, кварцевые диориты II фазы составляют основную часть плутонов (до 80 %). Эти породы обычно средне-крупнозернистые, имеют светло-серую до белой окраску, часто гнейсовидные, переходы между ними постепенные.

Эндоконтактовые изменения весьма значительны. Отмечается, что у контакта с нижнекембрийскими эффузивами и известняками диориты переходят в габбро, а местами в пироксениты, конвергентные с мафитами мажалыкского комплекса, что иногда вызывает сомнение в обоснованном выделении последних как самостоятельных тел. В осевой части хр. Восточный Танну-Ола у контакта с нижнекембрийскими вулканогенными отложениями фиксируются средне- и мелкозернистые яснополосчатые гнейсовидные габбро с вкрапленностью пирита и пирротина. Экзоконтактовые изменения с карбонатными породами чрезвычайно резкие и выражаются в образовании гранат-эпидотовых с пироксеном скарнов и роговиков. Контактный метаморфизм наиболее сильно проявлен при пологих контактах интрузий.

Жильные породы довольно разнообразны и широко распространены. Представлены дайками диорит-порфиритов, мелкозернистых диоритов, габбродиоритов, плагиоаплитов, кварц-полевошпатовыми жилами с гранатом, мусковитом и турмалином, пегматоидными жилами, состоящими из кристаллов розового полевого шпата и молочного-белого кварца величиной 4—6 см. Часть исследователей выделяют эти жильные образования как третью фазу.

Диориты и габбродиориты представляют собой мелко- и среднезернистые зеленовато-серые породы. Структура преимущественно гипидиоморфнозернистая, текстура массивная. Состоят из плагиоклаза (андезин № 32–47), роговой обманки, пироксена (диопсид или авгит, реже гиперстен), биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом. Вторичные изменения выражаются в сосюритизации плагиоклаза, хлоритизации биотита, эпидотизации и актинолитизации роговой обманки, уралитизации пироксена.

Гранодиориты, плагиограниты, тоналиты, кварцевые диориты – серые, розовато-, желтовато-серые средне-крупнозернистые породы с массивной текстурой, реже гнейсовидные, с характерной матрацевидной отдельностью. Микроскопически устанавливается малое количество калиевого полевого шпата для всех пород группы. Структура пород гипидиоморфнозернистая, часто встречаются разности, с намечающимся или четко выраженным ориентированным расположением биотита. Разновидности с содержанием калиевого полевого шпата более 10–15 % довольно редки. В целом породы состоят (%) из плагиоклаза (андезин № 30–35) 45–70, кварца 10–30, калиевого полевого шпата и темноцветных минералов 5–25 (биотит и роговая обманка). Из акцессорных минералов характерен сфен. В плагиогранитах плагиоклаз более кислый и соответствует олигоклазу № 25–28.

Породообразующими минералами в таннуольском комплексе являются: плагиоклаз (андезин, андезин–олигоклаз), роговая обманка, биотит, кварц, реже калиевый полевой шпат (0–15 %). Сочетания этих минералов образуют габбродиориты, диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, плагиограниты, то есть ассоциацию пород с натриевым уклоном, характерную для диорит-гранодиорит-плагиогранитной формации.

Породы комплекса прорывают весь разрез салаирид Верхне-Енисейской и Восточно-Таннуольской складчатых систем, в том числе фаунистически охарактеризованные нижнекембрийские чербинскую, шивелигскую и среднекембрийскую манайлыгскую свиты, от которых сохраняются мелкие «островки» [196]. Более молодые породы, которые могли бы быть кровлей массивов, не известны. Поэтому о морфологии массивов судить трудно. В целом отмечается конкордантность границ массивов с вмещающими породами, которая подчеркивается ориентировкой директивных текстур (гнейсовидность, трахитоидность, планпараллельное расположение породообразующих минералов, меланократовых шлиров и ксенолитов). Мощные ореолы контактовых роговиков и скарнов свидетельствуют о пологости контактов и куполовидной форме кровли массивов.

Химические составы пород комплекса приведены в табл. 16. По сумме щелочей (менее 6 %) и соотношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ породы относятся к калиево-натриевой серии и нормальному подотряду с натриевым уклоном. Подробно петрохимическая и геохимическая характеристики таннуольского комплекса приведены в работах [243, 245, 258]. По совокупности признаков породы комплекса отнесены к диорит-гранодиорит-плагиогранитной формации (тоналитовые гранитоиды), формирование которой происходило в надсубдукционных условиях.

Практически все породы комплекса, показанные на геологической карте, отмечаются повышенными до 7–9 мкР/ч и выше значениями поля МЭД,

Таблица 16

Химический состав (мас. %) пород ганнуольского комплекса [276, 259]

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Σ
1	51,92	0,70	17,42	5,46	5,93	0,15	4,32	8,31	3,28	0,80	0,08	1,33	100,33
2	54,72	0,51	16,80	3,75	4,78	0,16	4,61	4,75	2,85	1,95	0,22	1,57	99,57
3	52,78	0,80	16,73	4,75	3,88	0,15	7,22	9,07	3,17	0,45	0,13	0,85	99,98
4	53,56	0,80	17,92	3,09	4,78	0,13	5,92	8,05	3,92	0,21	0,48	0,87	99,74
5	58,88	0,72	16,00	2,21	5,24	0,10	3,66	6,08	3,88	1,54	0,20	0,98	99,52
6	59,16	1,10	16,37	2,02	4,89	0,12	3,56	5,66	3,88	1,46	0,22	1,48	99,95
7	59,50	0,99	16,00	3,22	4,53	0,12	3,25	5,51	3,42	1,46	0,26	1,33	99,63
8	61,66	0,68	16,14	1,33	5,14	0,10	3,25	5,37	3,72	1,60	0,21	1,27	100,50
9	62,36	0,59	15,97	0,59	4,67	0,12	3,02	4,62	4,00	2,00	0,15	2,13	100,25
10	66,38	0,44	15,49	3,02	3,00	0,15	1,38	5,36	3,25	0,60	0,06	1,22	100,32
11	73,60	0,25	12,92	1,89	1,07	0,08	1,58	2,20	4,30	1,47	0,13	0,99	100,48
12	59,38	0,77	16,60	2,88	4,26	0,15	3,36	6,32	3,18	1,40	0,17	1,28	99,70
13	60,34	0,68	19,94	2,95	3,79	0,14	3,16	5,77	3,00	1,69	0,15	0,94	99,50
14	60,36	0,59	16,77	3,70	3,47	0,17	2,96	6,32	3,08	1,08	0,13	1,54	100,17
15	60,94	0,63	16,25	2,46	3,86	0,17	3,16	5,91	3,50	1,92	0,12	0,60	99,53
16	61,54	0,60	16,60	2,70	3,65	0,14	2,57	5,91	3,00	1,69	0,17	1,06	99,63
17	63,32	0,61	15,63	3,17	3,30	0,09	2,13	4,10	4,34	1,34	0,19	1,33	99,57
18	63,36	0,62	16,09	2,44	3,36	0,12	2,27	4,81	3,75	1,75	0,16	1,04	99,77
19	63,84	0,61	16,74	2,15	2,36	0,10	1,68	4,53	4,38	1,70	0,23	1,25	99,60
20	63,88	0,59	16,18	1,44	3,37	0,10	2,41	4,88	3,92	2,09	0,02	1,25	100,14
21	65,50	0,52	15,66	2,81	2,29	0,13	2,27	4,40	3,54	1,56	0,14	0,90	99,72
22	65,92	0,45	17,63	1,39	2,15	0,08	1,38	3,85	4,69	1,25	0,15	0,73	99,67

23	65,94	0,45	16,77	1,82	1,75	0,07	1,48	4,12	4,61	1,80	0,17	0,83	99,81
24	66,10	0,49	16,26	2,60	1,57	0,09	1,48	3,98	4,38	1,90	0,21	0,78	99,84
25	66,60	0,47	16,09	1,96	2,00	0,07	1,48	4,26	4,15	1,50	0,19	0,89	99,66
26	66,84	0,53	15,94	2,37	1,72	0,09	1,58	3,30	3,54	3,00	0,21	0,73	99,65
27	70,98	0,28	14,66	1,46	1,76	0,05	0,71	3,39	3,88	2,34	0,12	0,72	100,37
28	63,88	0,59	16,18	1,44	3,37	0,10	2,41	4,88	3,92	2,09	0,02	1,25	100,14
29	66,00	0,51	15,57	1,60	2,58	0,12	2,17	3,30	3,82	2,87	0,14	1,56	100,24
30	66,34	0,52	15,88	1,11	2,59	0,08	1,41	4,06	4,00	2,40	0,12	1,17	99,70
31	68,92	0,46	14,99	0,12	3,30	0,04	0,61	2,54	4,31	2,66	0,16	1,50	99,66
32	78,80	0,13	11,19	0,62	1,14	0,02	0,49	2,34	3,50	0,50	0,04	0,75	99,62

где 1–12 – Буренский массив, диориты I фазы и Каахемский массив, кварцевые диориты; 13–32 – гранодиориты, тоналиты, плагиограниты II фазы, дайки диоритовых порфиров и плагиоаплитов.

отражая повышенное содержание щелочных минералов. Интрузивы среднего–основного состава располагаются либо в области гравитационной ступени поля, либо в относительных повышениях Δg . Магнитное поле над породами комплекса преимущественно изменчивое, положительное, интенсивностью 200–500 нТл, иногда до 700 нТл и выше.

Отрицательные значения поля ΔT_a отмечаются в местах преимущественно гранитоидного состава интрузивов, поскольку они совпадают с относительными понижениями поля силы тяжести.

С породами комплекса парагенетически связаны гидротермальные кварц-золоторудные и скарновые железо- и золоторудные месторождения и проявления.

Возраст комплекса определяется на основании следующих данных. Породы комплекса перекрываются базальным горизонтом конгломератов нижнего силура в междуречье Бай-Сют–Бурен. Нижняя граница устанавливается по прорыванию гранитоидами комплекса вулканогенно-осадочных отложений нижнего кембрия с образованием роговиков, скарнов. Кроме того, апофизы плагиогранитов, тоналитов отмечаются в расчлененных габброидах мажалькского комплекса (горы Пош-Даг и Калбаг-Даг). Галька плагиогранитов описана в конгломератах таштыгхемской свиты верхнего кембрия [196, 257, 204]. Имеющиеся геохронологические датировки по Каахемскому батолиту дают разброс от раннего кембрия до позднего ордовика. На основании серийной легенды возраст комплекса принят среднекембрийским.

ОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузии этого возраста объединяются в арголикский, сархойский, кыстарысский и урикский гранитовые ком-

плексы орогенного этапа развития салаирид – Верхне-Енисейской (III-А), Восточно-Тувинской (III-Б) и Окинской складчатых систем (IV).

Сархойский гранодиорит-гранитовый комплекс (γ Os) объединяет небольшие по размерам массивы гранитовой формации, сосредоточенные в пределах Каахемского прогиба III₁ на границе Верхне-Енисейской и Восточно-Тувинской складчатых систем.

Выделен впервые в 1985 г. на листе М-46, где образует крупные (более 250 км²) Тесхемский и Эрзинский плутоны и ряд более мелких интрузивов, размещающихся в основном в поле развития образований тесхем-мугурской серии нижнего протерозоя, реже – хапсугской и аймакской свит верхнего рифея (193). Гранитоиды сархойского комплекса прорывают породы таннуольского комплекса. Массивы имеют сложную форму, вытянуты в северо-западном направлении при длине до 25 км и ширине от 3 до 13 км. Кровля массивов полого погружается в северо-восточном направлении под карбонатно-терригенные отложения нарынской серии. Основная часть массивов сложена крупно- и гигантозернистыми порфиroidными розовыми и серыми биотитовыми, реже биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами. В эндоконтакте отмечены гибридные диориты, кварцевые диориты, габбродиориты. Граниты сложены микроклиноптеритом (30–55 %), олигоклазом An_{25-30} (20–40 %), кварцем (15–30 %), биотитом (2–8 %), мусковитом (0,5–4 %). В биотит-роговообманковых гранитах присутствует зеленая роговая обманка (до 7 %). Структура пород порфиroidная гранитовая, текстура массивная. В гранодиоритах диагностируется олигоклаз–андезин An_{25-40} (45–55 %), роговая обманка (20–45 %), микроклин (2–15 %), кварц (2–30 %), биотит (5–8 %). Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, апатитом, сфеном, рутилом, анатазом, пиритом, гематитом, лейкоксеном.

Характерными особенностями сархойских гранитоидов являются следующие:

– интрузии комплекса образуют крупные массивы, по форме нередко являющимися межформационными телами значительной мощности; кроме того, образования комплекса иногда представлены штоками и односторонними лакколитами;

– среди пород комплекса резко преобладают средне-, крупнозернистые разности гранитов, гранодиоритов, иногда гигантозернистые, часто порфиroidные;

– гранитоиды комплекса имеют серый, бледно-розовый цвет, но большей частью они пелитизированы и имеют довольно яркий красный цвет;

– наблюдается обратная корреляция Rb/Sr соотношений: в сархойских гранитах по сравнению с брельскими преобладает Sr, в брельских – Rb [257].

Химические составы пород сархойского комплекса приведены в табл. 17. Гранитоиды относятся к весьма глиноземистым разновидностям калиево-натриевой серии. По сумме щелочей большинство относится к нормальному подотряду, часть – к умереннощелочному. По содержанию SiO₂ относятся к семейству гранитов и гранодиоритов, часть – к семейству умереннощелочных лейкогранитов.

В геофизических полях массивы фиксируются положительным магнитным полем интенсивностью +200–300 нТл в обрамлении карбонатных по-

**Химический состав (мас. %) гранитов, гранодиоритов (сархойского и арголикского комплексов)
по П. Ф. Ковалеву (1982 г.)**

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Σ	Название породы
<i>Сархойский комплекс</i>													
75,65	0,12	12,91	1,17	1,09	0,05	0,20	0,42	4,00	4,16	—	0,30	100,07	Граниты
75,41	0,22	12,00	1,31	0,53	0,08	0,17	0,72	3,90	4,68	0,04	0,38	99,44	
75,21	0,12	12,16	1,91	0,65	0,06	0,30	0,067	3,51	4,25	0,09	0,48	99,41	
74,65	0,22	13,09	1,17	0,78	0,04	0,20	0,70	4,70	3,72	0,03	0,39	99,69	
74,05	0,25	12,75	1,25	0,78	0,11	0,33	1,02	4,60	3,81	0,07	0,40	99,42	
72,95	0,47	13,45	1,38	0,80	0,09	0,60	1,12	4,10	4,00	0,04	0,40	99,41	
72,92	0,37	13,98	1,61	0,61	0,07	0,40	1,54	4,90	2,13	0,08	0,29	98,92	
72,30	0,52	13,99	1,38	1,69	0,09	0,30	0,84	5,00	3,20	0,02	0,76	100,09	
72,26	0,44	13,81	1,16	0,97	0,09	0,80	0,98	4,44	3,90	0,02	0,89	99,76	
72,20	0,50	13,80	0,14	2,29	0,07	0,84	2,13	3,22	3,36	0,13	0,95	99,63	
71,86	0,52	13,99	1,52	1,06	0,11	0,70	0,98	4,50	3,90	0,01	0,60	99,75	
71,60	0,47	14,52	1,16	0,97	0,09	1,00	1,12	4,44	4,10	0,02	0,54	100,03	
71,48	0,28	13,83	1,30	1,30	0,87	0,81	2,31	3,55	3,80	0,10	0,67	99,50	
71,30	0,37	13,85	1,00	1,95	0,14	0,58	1,60	4,50	3,92	0,11	0,50	99,82	
70,97	0,27	14,86	0,65	0,72	0,13	0,42	3,38	4,49	2,95	0,15	0,42	99,41	
70,30	0,68	14,50	2,10	0,77	0,08	1,12	3,20	3,22	3,00	0,20	0,87	100,04	
70,26	0,47	14,34	1,23	1,38	0,09	1,50	1,12	4,10	4,86	0,01	0,73	100,09	

Окончание табл. 17

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Σ	Название породы
69,00	0,50	16,50	0,26	1,30	0,06	0,28	1,66	3,75	5,70	0,12	0,85	100,00	Граниты
68,93	0,35	14,13	2,46	1,29	0,09	1,00	2,05	4,91	3,00	0,23	0,88	99,34	Гранодиориты
64,80	0,60	17,70	1,66	2,37	0,11	1,78	3,43	4,29	2,66	0,23	0,76	100,39	
64,54	0,55	15,88	2,35	2,33	0,11	1,50	4,19	4,45	2,74	0,24	0,36	99,24	
63,76	0,58	15,70	3,35	2,14	0,15	2,46	4,77	3,78	2,24	0,11	0,54	99,58	
65,41	0,59	15,68	2,61	1,80	0,13	1,60	3,46	4,55	2,66	0,21	0,85	99,51	
<i>Арголикский комплекс</i>													
76,04	0,26	13,00	0,50	0,43	0,025	0,20	0,82	3,00	4,86	0,03	0,50	99,66	Граниты
75,90	0,12	13,01	0,63	0,43	0,14	0,15	1,10	3,50	4,15	0,06	0,63	99,82	
75,64	0,19	13,26	0,88	0,43	0,04	0,30	0,82	3,00	4,33	0,07	0,62	99,58	
74,62	0,25	13,09	0,99	0,90	0,09	0,20	1,10	3,44	4,78	0,05	0,41	99,92	
74,34	0,24	12,84	1,07	0,83	0,09	0,49	0,82	3,75	4,65	0,04	0,50	99,66	
72,06	0,30	14,81	1,14	1,22	0,09	0,59	1,97	3,88	3,53	0,09	0,58	100,26	
74,77	0,23	13,34	0,87	0,71	0,08	0,32	1,11	3,43	4,38	0,06	0,54	99,82	

род и знакопеременным от -200 до 300 нТл среди таннуольского комплекса. В поле силы тяжести массивы комплекса не отражаются. Магнитная восприимчивость $100-300 \times 10^{-5}$ СИ, плотность $2,53-2,59$ г/см³.

Гранитоиды относятся к гранодиорит-гранитной формации аккреционно-коллизийного этапа становления земной коры. Границы сархойского комплекса прорывают породы таннуольского среднекембрийского комплекса и в свою очередь интродуцируются гранитами бреньского раннедевонского комплекса. Контакты гранитов с вулканогенными породами нижнего девона Качикского грабена (V_4) повсеместно указывают на отсутствие активного воздействия гранитов на девонские породы. Обломки гранитов содержатся в лито-кристаллокластических и кристаллокластических туфах, туфолавах и лавобрекчиях нижнедевонских вулканитов. Среди туфобрекчий и порфиритов, особенно вблизи гранитов, наблюдаются крупные (до 10 м) отторженцы гранитов, пронизанные сетью «туфовых» жил изменчивой морфологии и ориентировки. Геохронологические датировки дают значения 450 млн лет (K-Ar), 465 млн лет (U-Pb по цирконам) и 440 млн лет по Rb-Sr. Возраст комплекса принят ордовикским. В бурятской части возраст одноименного комплекса на листе N-47 определяется как позднепалеозойский [292].

Арголикский гранитовый комплекс ($\gamma\delta Oa$) выделяется в структурах Восточно-Тувинской складчатой системы (ареалы $III_1, III_2, III_5, III_6$) как формационный и возрастной аналог сархойского комплекса. В комплекс объединяются небольшие тела гранитоидов штокоподобной формы. В составе комплекса нормальные граниты со значительным ($15-35\%$) содержанием калиевого полевого шпата (жилковый пертит или криптопертит), кислого плагиоклаза, кварца. Из темноцветов присутствует только биотит. В гранодиоритах — олигоклаз—андезин ($45-55\%$), роговая обманка ($20-45\%$), микроклин ($2-15\%$), кварц ($2-30\%$), биотит ($5-8\%$). Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, апатитом, монацитом, сфеном, рутилом, анатазом, пиритом, гематитом, лейкоксеном. Структуры преимущественно микрографические.

Химические и минералогические составы гранитов комплекса приведены в табл. 17, 18. Граниты весьма глиноземистые, калиево-натриевой серии. По сумме щелочей относятся к нормальному подотряду, по содержанию SiO_2 — к семейству гранитов.

Практически все массивы фиксируются в относительных понижениях поля силы тяжести и в дифференцированном магнитном поле интенсивностью $200-500$ нТл и выше. Массивы, расположенные южнее Агардагского разлома, расположены в спокойном отрицательном поле ΔT_a .

Арголикские интрузии прорывают все известные разновидности пород таннуольского комплекса, причем в последних отмечается катаклиз при полном его отсутствии в арголикских гранитах. Изотопный возраст, определенный Rb-Sr методом из биотитовых гранитов (массив в бассейне р. Сольбельдер), составляет 452 ± 7 млн лет (анализы выполнены С. Д. Сидорасом в лаборатории ОАО «Красноярскгеолсъемка» на масс-спектрометре МИ-1201). Отмечается трансгрессивное налегание пород силура с фауной брахиопод на массив арголикских гранитов [196]. Возраст комплекса принимается ордовикским.

Минералогический состав гранитов арголикского комплекса [259]

Номера протоколов	231116		231117		231119	
	%	г/т	%	г/т	%	г/т
Кварц, полевые шпаты (легкая фракция)	95,6	—	95	—	68,9	—
Биотит	3,4	—	4,2	—	16,1	—
Амфибол	1	—	0,28	—	14,0	—
Эпидот	1	—	1	—	1	—
Пироксены	единичные зерна	—	1	—	—	—
Магнетит	—	7958,5	—	417	—	8440
Гематит	—	0,4	—	9	—	0,19
Ильменит	—	721,4	—	35,3	—	0,38
Пирит	—	0,4	—	0,2	—	0,58
Халькопирит	—	—	—	1	—	единичные зерна
Сфен	—	795,7	—	8	—	1211,5
Апатит	—	166,7	—	0,9	—	101,9
Циркон	—	ед. з.	—	—	—	42,3
Циркон активный	—	6	—	3	—	0,96

* Кроме того, встречаются единичные зерна рутила, ксенотима, оргита, торита, турмалина.

Гранитоиды сархойского и арголикского комплексов завершают салаирский этап тектоногенеза в Восточно-Тувинской складчатой системе.

Кыстарысский гранитовый (пегматитовый) комплекс (рОк) имеет ограниченное распространение в Восточно-Тувинской салаиро-каледонской складчатой системе (ареалы III₃, III₄, III₅). Комплекс представлен полями пегматитовых жил с размером до 20 км², часть из которых являются сподуменовыми. Последние подчинены разрывным нарушениям северо-западного простирания.

Во вмещающих гранитных массивах арголикского комплекса пегматиты гранитного ряда без сподумена с протяженностью жил до 80–120 м. В таких пегматитах также наблюдается шерл, темный турмалин удлиненно-призматического габитуса до 0,5–2 см по длинной оси, присутствуют ортит и ксенотим. В минеральном составе преобладают микроклин-пертит, плагиоклаз (олигоклаз (An_{22–28})) до олигоклаза—андезина при почти полном отсутствии альбита).

Среди терригенно-карбонатных пород нижнего кембрия присутствует множество пегматитовых жил со сподуменом, достигающих размера 3–5 см

по длинной оси. По минералогическим и геохимическим данным, пегматиты перспективны на выявление оруденения лития, рубидия, цезия, в связи с чем приводится их более детальное описание.

В бассейне р. Сольбельдер, левого притока верхнего течения р. Балыктыг-Хем, ранее выявлены две крупные зоны редкометалльных пегматитов — Шук-Бюль и Кара-Адыр. Первая расположена среди метапесчаников и метасланцев чахыртойской свиты нижнего кембрия, вторая — среди мраморизованных известняков аймакской свиты венда. Отложения в обоих случаях прорваны биотитовыми порфиroidными гранитами кыстарысского комплекса ордовикского возраста, массивы которых, помимо сподуменовых, содержат множество безрудных пегматитов гранитного ряда. Наиболее изученной является жильная зона Шук-Бюль.

По количественным соотношениям главных минералов среди сподуменовых пегматитов выделяются четыре парагенетических типа, различающиеся текстурно-структурными, минералогическими и геохимическими особенностями. Первый — микроклин-олигоклазовый со сподуменом, второй — микроклин-сподумен-альбит-олигоклазовый, третий — микроклин-сподумен-альбитовый, четвертый — сподумен-микроклин-альбитовый с аксессуарным поллуцитом и лепидолитом (табл. 19) [7].

Пегматитовые жилы первого типа встречаются в южной части зоны, образуют маломощные сложной формы жилы длиной в 150–180 м при мощности от 0,4 до 18 м. Строение жил нечетко зональное за счет постепенного изменения структуры от мелко- и среднекристаллической у контактов до крупнокристаллической пегматоидной в осевых частях. Состав (%): микроклин — 20–30, олигоклаз (An_{11-17}) — 30–40, кварц — 20–25, сподумен — 5–8. Аксессуарные минералы: шерл, гранат, ортит. По морфологии и минеральным особенностям это жильные образования, за исключением присутствия в них сподумена с безрудными гранитными пегматитами, широко развитыми в близлежащих гранитных массивах.

Пегматитовые тела второго и третьего типов распространены наиболее широко, образуют плитообразные жилы с раздувами и пережилками. Длина жил от 200 до 600 м, мощность от 1 до 8 м в раздувах. Для внутреннего строения жил характерны массивная, нечетко зональная и полузональная текстуры. Минеральный состав (%): микроклин — 8–20, олигоклаз (An_{28-20}) и альбит (An_{6-9}) — 25–30, сподумен — 20–25, кварц — 30–40, причем среди плагиоклазов преобладает олигоклаз. Встречаются мусковит и биотит. Последний приурочен к гнездам с вкрапленностью флюорита и пирита. Аксессуарные — гранат-апатит, флюорит, монацит, циртолит, шерл, пирохлор, касситерит, гельвин, берилл, очень редко колумбит и гатчеттолит. Своеобразие минерального состава заключается в совмещении высокотемпературных минералов (ортит, шерл, апатит, гранат) с редкометалльными минералами Th-TR-Nb-Ta специализации. В осевых частях жил встречаются микроклиновые ядра, содержащие полихромный турмалин (от черного до зеленого).

Четвертый тип представлен единичной жилой линзовидной формы размером 50 × 20 м, соединяющей апикальные части двух других жил в верхней части жильной зоны. В раздуве жила имеет симметрично-зональное строение. Внешняя зона сложена кварц-альбитовым агрегатом с цветными

**Редкометалльный состав генетических типов пегматитовых жил бассейна
р. Сольбельдер [7]**

Элементы	Микроклин- олигоклазовый со сподуменом	Микроклин- сподумен- альбит- олигоклазовый	Микроклин- сподумен- альбитовый	Сподумен- микроклин- альбитовый с поллуцитом и лепидолитом
мас. %				
Li ₂ O	0,028	1,31	1,46	2,39
Rb ₂ O	0,18	0,073	0,14	0,22
Cs ₂ O	0,005	0,005	0,02	0,32
Na ₂ O	3,48	4,42	5,09	4,84
K ₂ O	1,33	1,56	1,65	1,48
n × 10 ⁻³ %				
Sn	10	15	20	42
Be	1	2	6	20
Sr	10	10	15	17
Zr	10	15	12	15
Nb	2	2	3	5
Y	1	1	2	2
Yb	0,6	1	1	3
La	0,5	0,7	0,6	0,7
Cl	1	1	1	1
Ta	н/о	н/о	н/о	5

полихромными турмалинами, касситеритом, промежуточные зоны имеют микроклин-сподумен-кварц-альбитовый состав с бериллом и лепидолитом, причем сподумен в сечении имеет розовый оттенок. Тут же присутствуют выделения поллуцита размером до 2 см. Внутренняя зона сложена агрегатами микроклин-пертита, в периферических частях развиты кварц-сподуменовые гнезда с полихромными турмалинами и колумбитом.

Жильная зона рудоносных пегматитов представлена 15 пегматитовыми телами, имеет субмеридиональное простирание, прослежена на 1400 м при ширине выхода до 4 м. Средняя мощность тел колеблется от 0,3 до 3 м, увеличиваясь в раздувах до 8 м с глубиной, судя по эрозионному срезу (300 м), уменьшается с севера на юг на 10–15 %. Суммарная мощность жил – 10 м при коэффициенте рудоносности 0,25. Жилы залегают кулисообразно, почти параллельно друг другу, используя слабоизогнутые крутопадающие сколовые трещины (протяженностью 400–800 м), ориентированные под острым углом к слоистости. Сколы, секущие слоистость или сланцеватость под большими углами, и поперечные к ней для локализации сподуменоносных пегматитов неблагоприятны. Особенностью пегматитового

поля является развитие в его пределах даек лампрофирового ряда (спессартиты, долериты), секущих пегматитовые жилы. Дайки, вероятно, относятся к мезозойскому чезадырскому комплексу [196].

Химический состав сподуменовых пегматитов кыстарысского комплекса приведен в табл. 20.

Минеральный комплекс, слагающий 80 % сподуменовых жил, имеет директивную структуру и состоит (%) из микроклина – 10–20, плагиоклаза (альбит + олигоклаз) – 30–45, сподумена – 10–15, кварца – 20–40, слюды (мусковит + биотит + лепидолит) – 2–6. Установлено около 30 аксессуарных минералов, из которых наиболее часто встречаются турмалин, касситерит, генвин, берилл (белый), апатит, гранат, монацит, колумбит.

Возраст комплекса определен Rb-Sr методом из безрудных и сподуменовых пегматитов и составляет 432 ± 10 млн лет для безрудных пегматитов и 397 ± 12 млн лет для сподуменовых пегматитов. Последние числа, по-видимому, отражают возраст преобразования Rb-Sr систем в связи с широко проявленной поздней альбитизацией, особенно в редкометалльных пегма-

Таблица 20

**Химический состав (%) сподуменовых пегматитов
кыстарысского комплекса**

Элементы	Сподуменовые пегматиты (5 ан. (Солбердир))	Гранитные пегматиты (4 ан. (Баян-Хол))	Сподуменовые пегматиты Забайкалья (алахинский комплекс)
SiO ₂	72,66	72,03	72,25
TiO ₂	0,02	0,16	0,01
Al ₂ O ₃	17,25	15,04	16,20
Fe ₂ O ₃	0,37	0,17	0,30
FeO	0,25	0,76	0,71
MnO	0,08	0,034	0,04
CaO	0,18	1,08	0,25
MgO	0,15	0,37	0,04
Na ₂ O	4,58	3,66	5,02
K ₂ O	1,09	4,95	2,87
Li ₂ O	1,89	0,04	0,75
Rb ₂ O	0,031	н/о	н/о
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,20
H ₂ O	0,55	0,36	0,60
CO ₂	0,10	0,15	н/о
F	0,07	0,05	0,06
Σ	99,38	98,95	99,89

Анализы выполнены в институте Геохимии СО АН РФ. Н/о – не определяется или не обнаружен.

татах. Анализы выполнены С. Д. Сидорасом в лаборатории ОАО «Красноярскгеолсъемка» на масс-спектрометре МИ-1201.

Урикский гранитовый (диорит-гранитовый) комплекс ($q\delta$, $\gamma Oи$) слагает протяженный пояс субширотного направления длиной в 70 км при ширине 10–12 км в междуречье Иркут–Китат, в структурах бурятской части листа в Боксон-Сархойском прогибе (IV_1) и Ильчирском синклинии (IV_2).

В составе комплекса выделяются две породные ассоциации: первая – кварцевые диориты и габбро–диориты ($q\delta$), вторая – порфиroidные граниты–гранодиориты, умереннощелочные двуполевошпатовые граниты, реже граносиениты с характерным порфиroidным строением, присутствуют дайково–жильные образования – пегматиты аплитовидные и пегматоидные граниты.

Петротипическим для комплекса можно считать Мунку-Сардыкский массив (около 70 км²), расположенный в пределах одноименного гольца. Интрузив овальной формы, в плане вытянут в субширотном направлении, залегает преимущественно среди карбонатных пород боксонской серии ($V-C_2$). На северо-западе в экзоконтакте имеется барунгольская свита ордовика с олистолитами офиолитов. Морфология массивов подчинена зоне Сархойского разлома (7).

Во всех случаях гранитоиды комплекса прорывают и метаморфизуют вмещающие породы с образованием контактовых роговиков, мраморов. Контакты интрузивов частично конкордантные, резкие, местами извилистые.

Наиболее крупные массивы комплекса расположены в пределах аномалий поля МЭД 5 мкР/ч. По данным АГС съемки, содержание урана в интрузивах составляет $6 \times 10^{-4} \%$, тория – $15 \times 10^{-4} \%$, что характерно для гранитоидов II фазы. Породы практически немагнитны, поле ΔT_a спокойное, значения близки к нулю; лишь над отдельными фрагментами массивов отмечаются изометричные положительные аномалии интенсивностью до 200 нТл и более, которые можно объяснить приконтактовыми изменениями. Поле Δg отрицательное над крупными массивами, что соответствует значениям плотности этих пород 2,55–2,62 г/см³, прочие массивы расположены в градиентных зонах.

Терригенные породы рамы ороговикованы, местами гранитизированы, известняки мраморизованы, доломиты часто тремолитизированы вплоть до преобразования в тремолитовые скарны.

В эндоконтактах установлены мелкие ксенолиты гибридизированных пород – гранодиоритов, тоналитов, кварцевых диоритов, диоритов I фазы. Жильная серия представлена маломощными редкими жилами калишпатовых пегматитов с ортитом, дайками мелкозернистых мусковитовых гранитов и микродиоритов (табл. 21). Отмечается прожилковое окварцевание со слабой грейзенизацией.

Конфигурация контактов сложная, извилистая, с многочисленными заливами и выступами, апофизами, скиалитами и ксенолитами в эндоконтактовых зонах. В пределах контактово-метаморфического ореола, кроме биотит-плагиоклаз-кварцевых, биотит-плагиоклаз-микроклин-кварцевых роговиков и тремолитизированных мраморизованных карбонатных пород, имеются маломощные (не более 1–3 м) скарны, представленные амфибол-пироксеновыми, плагиоклаз-пироксеновыми, гранат-пироксеновыми разностями.

**Химический состав (%) гранитов урикского комплекса
и содержания элементов их редкоэлементного спектра (г/т) [315]**

Окислы, элементы	Граниты						Пегматиты	Кварцевый диорит
	1	2	3	4	5	6		
SiO ₂	74,36	72,37	73,95	72,79	73,37	71,88	77,50	60,02
TiO ₂	0,14	0,23	0,17	0,24	0,19	0,33	0,05	1,09
Al ₂ O ₃	13,51	14,00	13,73	14,25	13,87	15,24	12,83	17,70
ΣFeO	2,01	2,36	2,21	2,40	2,25	2,44	1,35	7,08
MnO	0,054	0,052	0,05	0,06	0,05	0,12	0,11	0,16
MgO	0,51	0,84	0,66	0,69	0,67	0,54	0,01	0,77
CaO	0,87	1,39	0,99	1,54	1,12	1,87	0,49	3,32
Na ₂ O	3,83	3,54	3,66	3,81	3,71	3,18	3,31	3,96
K ₂ O	4,11	4,32	4,27	3,73	4,11	3,80	3,90	5,21
P ₂ O ₅	0,10	0,14	0,11	0,13	0,12	0,12	0,01	0,28
п.п.п.	0,45	0,85	0,40	0,45	0,54	0,48	0,44	0,40
Σ	99,95	100,10	100,21	100,10	100,09	99,99	99,98	99,99
Rb	175	175	181	133	166	100	438	65
Sr	11	164	102	194	133	410	19	371
Y	35	28	39	22	31	19	153	25
Zr	108	114	115	114	112	124	114	157
Ba	559	914	706	1138	829	842	43	1097
Ga	18	17	15	21	28	18	25	19
Zn	38	40	39	38	39	85	91	105
La	—	—	—	19	19	28	48	19
Cl	—	—	—	31	31	50	107	45
Nd	—	—	—	15	16	14	25	—
Sm	—	—	—	2,9	2,5	2,6	2,8	—
Eu	—	—	—	0,7	0,6	0,7	0,8	—
Gd	—	—	—	2,4	2,3	2,5	2,6	—
Er	—	—	—	1,2	1,1	1,1	1,4	—
Yb	—	—	—	1,3	1,2	1,2	1,9	—

Двуполевошпатовые граниты, умереннощелочные лейкократовые граниты, гранодиориты – светло-серые крупнозернистые породы с порфировыми выделениями полевого шпата, массивные породы с гипидиоморфнозернистой, участками пойкилитовой структурой. Состав (%): калишпат-пертит – 55–65, плагиоклаз (олигоклаз) – 20–25, биотит – 8–10, кварц – 25–30, амфибол – 1–2, акцессорные – сфен, ортит, апатит, рудные.

Пегматоидные граниты, пегматиты – светло-серые, крупнозернистые породы с пегматитовой структурой, массивной текстурой. Состав (%): калишпат – 10–50, плагиоклаз (альбит–олигоклаз) – 10–40, кварц – 30–45, биотит, мусковит – 1–3, акцессорные – турмалин, рутил, берилл, топаз, сподумен, касситерит.

По петрохимическим особенностям образования первой фазы отвечают средним породам умереннощелочного подотряда (монцогаббро, монцодиоритам) и нормального (диоритам, кварцевым диоритам). Граниты второй фазы – породы субщелочного и нормального ряда (табл. 21). Породы калиево-натриевые высокоглиноземистые. Для порфиоровидных гранитов характерны повышенные, по сравнению с кларковыми, содержания Mo (0,004 %), Sn (0,0003 %), Pb (0,003 %), и Rb (до 0,01 %).

Сравнительно с содержаниями РЗЭ в породах первой фазы Мунку-Сардыкского массива граниты второй фазы слабо обогащены легкими элементами (La/Yb) – 3–15, (La/Sm)_N 2–11. Местами в гранитах фиксируется отчетливый Eu минимум (–5–49). Наиболее высокие концентрации редких земель характерны для мелкозернистых гранитов и пегматитов.

На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса граниты урикского комплекса располагаются в переходных полях внутриплитных гранитов и вулканических дуг. Особенно это характерно для пегматитов и мелкозернистых гранитов более обогащенных рубидием, которые ложатся в поле внутриплитных гранитов.

Комплекс относится к гранитовой формации орогенной стадии складчатых областей [15, 118]. По классификации Л. Б. Таусона (1987), породы комплекса сопоставимы с гранитами известково-щелочного ряда, типичными для геодинамической обстановки активных континентальных окраин.

Комплекс прорывает терригенно-карбонатные отложения боксонской серии (V–C₂), барунгольской свиты ордовика и перекрывается терригенными отложениями сагансайрской свиты (D₂–C₁).

Радиоизотопное датирование Мунку-Сардыкского массива выполнено Rb-Sr изохронным методом. Изохрона построена по калишпату, плагиоклазу, биотиту и по породе в целом. Параметры изохроны $T = 460 \pm \pm 2,5$ млн лет, $J = 0,70429 \pm 3$, СКВО – 0,85. Полученное значение возраста отражает изотопное равновесие между минералами, установившееся при кристаллизации расплава. По U-Pb методу (по цирконам) возраст крупнозернистых гранитов 476 ± 4 млн лет [314, 315]. Таким образом, возраст комплекса определяется в интервале 460–476 млн лет, что соответствует среднему ордовика.

РАННЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования этого возраста развиты в Восточно-Тувинской складчатой системе. Выделяются бреньский граносиенит-субщелочногранит-лейкогранитовый и сангиленский уртит-нефелин-сиенитовый комплексы. Комплексы завершают каледонский тектогенез и связаны с рифтогенным этапом развития региона. В Окинской складчатой системе за пределами листа им соответствуют огнитский и ботогольский комплексы.

Бреньский граносиенит-субщелочногранит-лейкогранитовый комплекс ($\gamma\xi$, $\gamma\tau D_1 br$) распространен в Восточно-Тувинской складчатой системе (ареалы III_1 , III_2 , III_3 , VI_1 – VI_4), где выделены три крупных массива: Саргатский, Буренский, Чартысский, а более мелкие тела объединены в группы – Нижнебуренскую, Чодуралыгскую, Хаялыгскую, Чаналыгскую, Кодургинскую, Тарбагатайскую.

Все они сложены преимущественно средне-, крупнокристаллическими гранитами, иногда с переходными разностями до граносиенитов. Выделяются мелкокристаллические разности в четко обособленных телах небольших размеров.

Наиболее распространенными породами комплекса являются биотитовые граниты, которые по своей структуре и содержанию темноцветов подразделяются на два типа. Первый тип – лейкократовые биотитовые граниты с крупно-, среднезернистой гипидиоморфной структурой и массивной текстурой. Размер зерен основной массы – 5–8 мм; она состоит из кварца, плагиоклаза, калишпата, биотита. Кварц составляет 30–35 %, плагиоклаз часто бурый, пелитизированный (альбит-олигоклаз) – 15–35 %, по нему нередко развиваются калишпат, серицит, мусковит. Калишпат-пертит – 30–45 %, также бурый, пелитизированный. Содержание биотита колеблется в пределах 2–4 %, по нему развиваются мусковит, хлорит, а также лейкоксен. Как продукт изменения включенных в него железо-титановых минералов. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон и рудные.

Второй тип – биотитовые, амфибол-биотитовые граниты с порфирированной структурой и массивной текстурой. Основная масса среднезернистая, порфирированные выделения размером до 4–5 мм. В порфирированных образованиях кварц, плагиоклаз, калишпат, вокруг табличек плагиоклаза (альбит-олигоклаз) кайма буроватого калишпата. Состав основной массы: кварц – 26–30 %, плагиоклаз (альбит-олигоклаз) – 20–40 %; по нему развиваются серицит, соссюрит, цоизит, а также встречаются антипертитовые включения микроклина. Калишпат (микроклин-пертит) буроватого и прозрачного цвета составляет 20–45 %; биотит, амфибол (гастингсит) – 5–10 %, по которым развиваются эпидот, хлорит. Среди аксессуарных минералов встречаются сфен, апатит, циркон. По данным минералогического анализа, в обоих типах гранитов присутствуют также ортит, циркон, торит, рутил, монацит. Рудные минералы представлены магнетитом, ильменитом, пиритом.

Наблюдались контакты пород бреньского комплекса с габбро мажалькского комплекса, гнейсами и мраморами тесхемской и балыктыгхемской свит. Стратифицированные образования слагают небольшие ксенолиты среди интрузивных пород. Мраморы становятся мелкозернистыми, происходит перераспределение графита, который из чешуйчатой вкрапленности переходит в ступковские скопления, тонкие примазки и просечки вытянутой формы. В гнейсах биотит-кварц-полевошпатового состава, часто с амфиболом, отмечается ороговикование, осветление и пиритизация по трещинам. Габбро мажалькского комплекса на контакте калишпатизированы и эпидотизированы. Все эти контактовые изменения имеют видимую мощность в пределах от первых до десятков метров.

В приконтактных зонах отмечаются гибридные породы: диориты, монцониты, гранодиориты. В комплексе большое распространение имеют жилы

аплитов, гранит-порфиров и единично встречаются жилы кварца. Жильные породы пространственно расположены в основном в краевых частях тектонических блоков и вблизи разрывных нарушений различной ориентировки и размеров. Размеры жил — от первых метров до первых десятков метров при мощности от см до 10 м. Аплиты представляют собой розово-красные, тонкокристаллические породы массивной текстуры. Контакты жил четкие, рвущие, контактовых изменений не наблюдается, только в отдельных жилах, в контактовых зонах — просечки линзовидной формы прозрачно-серого кварца размером до $0,1 \times 0,7$ м. Гранит-порфиры розовато-красного, розовато-серого цвета, имеют порфировидную, микрографическую структуру с размером зерен основной массы 0,1–1,5 мм и до 4 мм в порфировых выделениях. Текстура пород массивная. В порфировых выделениях (до 20 %) определяется альбит-олигоклаз, кварц и калишпат-пертит, они же определяют состав основной массы, в которой пелитизированный калишпат и кварц находятся в графическом срастании друг с другом. Из темноцветов определяется биотит (до 1 %), по которому развиваются хлорит, серицит, лейкоксен. Акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, циркон-малакон и рудные (магнетит).

Саргатский массив довольно крупный, площадью около 200 км², расположен среди диоритов таннуольского комплекса. В плане он имеет неправильную форму и находится в зоне сочленения двух крупных тектонических зон — Каа-Хемской (2) и Агардагской (4). По аэромагнитным материалам наблюдается слабая дифференциация аэромагнитного поля с колебаниями от 300 до +600 нТл, а в южной части от 0 до 200 нТл. Из анализа карт аэроспектротоматериалов видно, что контрастные поля по каналам тория, калия и общему отчетливо отбивают массив в гольцовой высокогорной местности от резко отличных вмещающих отложений. В закрытых и залесенных участках — содержания элементов, почти не отличимых от других образований.

Чолуралыгские интрузивные тела занимают общую площадь около 35 км² имеют вытянутую форму. Хаялыгская, Чаналыгская, Кодургинская, Тарбагатайская группы интрузивных тел слагают небольшие до 20–40 км² тела. Чартысская интрузия располагается в бассейне рек Чартыс, Эрзин, и ее площадь составляет около 70 км². В плане имеет неправильно вытянутую форму и приурочена к сочленению двух крупных геологических структур: Агардагского разлома (4) и Баянкольской зоны (VI_1).

Аэромагнитное поле над данными массивами слабо дифференцировано, имеет вариации интенсивности аномалий от –200 до +200 нТл. Аэрогамма — спектрометрические материалы аналогичны результатам по Бреньскому и Саргатскому массивам. Химический состав пород бреньского комплекса приведен в табл. 22.

Основные разновидности по содержанию кремнезема 68,00–76,01 % и сумме щелочей 6,34–9,06 % соответствуют нормальным субщелочным (умереннощелочным) гранитам и дайкогранитам. Соотношение Na_2O/K_2O в среднем составляет 1,23, с незначительным преобладанием натриевой составляющей.

Анализ геохимических данных позволил установить присутствие 15–16 элементов, фоновые содержания которых близки к кларковым (по А. П. Ви-

Химический состав пород бреньского комплекса [275]

Окислы, мас. %															Название породы
Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	S	Σ	
4488	70,74	0,417	14,42	1,44	1,72	0,05	0,69	2,23	3,47	3,13	0,09	1,49	0,022	99,51	Граниты нормальные
4460	71,16	0,33	14,80	1,12	1,58	0,03	0,50	2,23	3,73	3,50	0,08	0,90	0,02	99,98	
7100-2	69,95	0,34	14,12	1,14	1,33	0,06	1,43	2,45	3,86	3,90	0,11	0,64	0,01	99,50	
7106-7	69,91	0,49	14,13	1,82	1,15	0,06	0,81	2,15	5,0	2,60	0,16	1,10	0,01	99,50	
7112	71,68	0,21	13,54	1,39	0,75	0,04	1,20	1,79	4,57	3,40	0,07	0,76	0,01	99,50	
7113	73,29	0,20	13,55	0,87	0,75	0,04	0,82	1,59	4,28	3,20	0,08	0,72	0,02	99,59	
7116	72,42	0,28	13,50	1,44	1,11	0,05	0,52	2,02	3,90	3,35	0,08	0,68	0,01	99,50	
7116-3	71,18	0,32	14,20	1,31	1,11	0,06	0,57	1,81	4,66	3,20	0,11	0,82	0,04	99,50	
7119	72,53	0,22	14,08	1,35	0,50	0,05	0,39	1,80	4,32	2,40	0,08	0,72	0,01	99,50	
435	72,34	0,17	13,70	0,90	1,51	0,03	0,20	1,11	2,60	4,80	0,06	1,05	0,02	99,49	Граниты субщелочные (умереннощелочные)
440	72,50	0,18	13,98	1,88	1,44	0,04	0,40	0,56	4,50	3,70	0,07	1,32	0,02	99,50	
1192	69,75	0,32	14,28	1,32	1,22	0,05	0,97	2,24	3,89	4,22	0,13	0,82	0,06	99,50	
1194-2	68,90	0,28	15,22	1,19	1,0	0,05	0,69	2,08	4,22	4,78	0,15	0,82	0,04	99,50	
1196	69,36	0,29	14,87	1,22	1,08	0,04	0,79	1,98	4,22	4,56	0,20	0,70	0,07	99,50	
1197	71,25	0,24	14,19	1,20	0,79	0,04	0,61	1,66	4,11	4,44	0,12	0,72	0,03	99,50	
7117	69,66	0,50	14,46	1,87	0,86	0,19	0,53	1,58	6,00	2,00	0,12	0,72	0,01	99,50	
7100-5	71,50	0,24	13,94	1,44	0,54	0,04	0,74	1,76	4,00	4,30	0,11	0,82	0,01	99,50	
7100-8	72,07	0,22	14,09	0,99	0,82	0,04	0,72	1,27	4,14	4,20	0,11	0,74	0	99,50	

Окислы															Название породы
Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	S	Σ	
7107	69,81	0,46	14,22	1,66	0,97	0,05	0,94	2,02	5,00	3,20	0,15	0,99	0	99,50	Граниты субщелочные (умеренно- щелочные)
7107-2	69,59	7,45	14,33	1,77	0,86	0,04	0,88	1,90	5,28	3,10	0,13	1,06	0,01	99,50	
7110-3	72,03	0,26	13,79	1,57	0,79	0,08	0,66	1,11	4,50	3,70	0,06	0,80	0,01	99,50	
7111	72,20	0,22	13,71	1,10	0,82	0,05	0,79	1,67	4,57	3,60	0,07	0,60	0,03	99,50	
971-2	73,25	0,17	13,80	0,74	0,86	0,03	0,39	1,47	3,71	4,50	0,10	0,38	0,01	99,50	
1194-1	75,73	0,04	12,44	1,01	0,43	0,01	0,12	0,62	4,00	4,44	0,02	0,56	0,03	99,50	Умереннощелочные лейкограниты
1198	74,56	0,07	13,30	0,45	0,90	0,06	0,28	0,82	4,12	4,25	0,05	0,50	0,05	99,50	
1199	74,69	0,05	13,15	0,35	0,79	0,07	0,12	0,60	4,00	4,62	0,04	0,92	0,02	99,50	
7114	75,18	0,14	12,51	1,21	0,57	0,04	0,51	1,13	3,50	3,90	0,05	0,68	0,01	99,50	Лейко- граниты

ноградову во всех пробах), но в целом имеют более низкие концентрации в выделяемых группах пород. В гранитах и граносиенитах редко встречаются: стронций — 0,01 %, ниобий — 0,001 %, фосфор — 0,04–0,1 %, серебро — 0,0001 %, иттрий — 0,001–0,002 %, литий — 0,001–0,012 %. Для пород комплекса определены: плотность в пределах 2,48–2,88 г/см³, магнитная восприимчивость 10–560 × 10⁻³ СИ и поляризуемость — 0,36–3,0 %.

Металлогеническая специализация бреньского комплекса определяется повышенными содержаниями свинца, цинка, молибдена, кобальта, иттрия, иттербия, урана, лантана, бериллия. Возраст бреньского комплекса определяется с учетом следующих данных. Граниты комплекса прорывают вулканы кендейской свиты нижнего девона, имеющей палинологическую характеристику. В то же время и граниты, и породы свиты перекрыты терригенными отложениями нижней юры, с конгломератами в основании.

Изотопный возраст по петротипическому Бреньскому массиву [196] находится в пределах 400–410 млн лет (Rb-Sr метод), а по Буренскому плутону (по нашим данным) 405–418 млн лет (Rb-Sr метод).

Сангиленский уртит-нефелин-сиенитовый комплекс (EID₁sn₁; EξD₁sn₂) представлен интрузиями нефелиновых сиенитов нагорья Сангилен, которые многими последователями относились то к коргедабинскому, то к сангиленскому комплексам. По результатам геологосъемочных, поисковых и разведочных работ, наиболее логично отнесение их к сангиленскому комплексу, с которым связаны месторождения высокоглиноземистого нефелинового сырья [273].

Массивы пород этого комплекса расположены в двух зонах среднепалеозойской активизации — Баянкольской (VI₁) и Кызылдагской (VI₂). Они имеют относительно небольшие размеры — до 30 км². Группа массивов в Баянкольской зоне (VI₁) расположена в междуречье верховий Эрзин—Баллыктыг-Хем, и размещение их контролируется разрывными нарушениями северо-западного и субширотного направлений. Наиболее изученными в этой группе являются Харлинский, Чикский, Дахунурский, Тоскульский, Баянкольский массивы. На последнем проведена предварительная разведка и установлено Баянкольское месторождение уртитов [239, 240]. Вторая группа массивов расположена в северной части листа в Кызылдагской зоне (VI₂) в бассейне верхнего течения р. Каа-Хем и включает три массива, из которых наиболее изучен Коргедабинский массив. В Баянкольской зоне массивы двухфазны, в Кызылдагской зоне проявлена только вторая фаза.

Наиболее изученным является Баянкольский массив, представляющий в плане овальное тело площадью более 12 км². По морфологии это ассиметричный, выпуклый лакколит с вертикально установленной мощностью от 100 до 800 м. Для массива характерно зональное строение (от периферии к центру): крупнозернистые, массивные нефелиновые сиениты—трахитоидные нефелиновые сиениты—ювиты-уртиты. Первые слагают внешнюю эндоконтактовую оторочку мощностью до первых сотен метров. Для этих пород характерно крупно-гигантозернистое строение, невысокое (10–15 %) содержание нефелина. Темноцветы представлены лепидомеланом и геденбергитом. Трахитоидные (пироксеновые) нефелиновые сиениты и малиниты представляют собой серые до черных крупнозернистые породы с изменчивым количественным минеральным составом. Породы состоят

главным образом из микроклин-пертита, эгирина с высокой степенью идиоморфизма геденбергита и нефелина (20–45 %). Структура гипидиоморфнозернистая, трахитоидная. Более лейкократовые, гнейсовато-трахитоидные и массивные лепидомелановые, нефелиновые сиениты сложены в основном микроклинпертитом, нефелином (12–20 %), лепидомеланом (5–25 %) и эгирин-геденбергитом (до 5 %). Ювиты – лейкократовые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, слаботрахитоидные. Состоят из микроклин-пертита с альбитом и нефелина. Ювиты-полевошпатовые уртиты представляют собой светло-серые крупно-гигантозернистые лейкократовые массивные породы. Структура аллотриоморфнозернистая, пойкилитовая и гипидиоморфнозернистая, текстура массивная.

Количественные соотношения нефелина и калиевого полевого шпата колеблются: от 50–60 % нефелина, 20–40 % калишпата в ювитах до 70–85 % нефелина и 10–15 % калишпата в уртитях.

Присутствуют лепидомелан, эгирин-геденбергит, кальцит, альбит. По количественно-минеральному составу породы Баянкольской интрузии образуют единый ряд от лейкократовых ювит-уртитов до меланократовых малиньитов. Их пороодообразующими минералами являются нефелин, микроклин-юртит, лепидомелан и эгирин-геденбергит.

Щелочные породы массива рассечены дайками нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов, гранитов, диабазов и пегматитов щелочного и гранитного составов.

В пределах массивов сангиленского комплекса Баянкольской зоны установлены породы двух фаз. Первая фаза представлена йолитами, урритами, нефелиновыми сиенитами, встречаются шонкиниты, мельтейгиты, ювиты, вторая – щелочными сиенитами. В контактах с вмещающими породами широко развиты процессы фенитизации, часто наблюдаются шлировые выделения более темных гибридных пород (шонкиниты, мельтейгиты). Межфазовые контакты резкие, чаще всего прямолинейны, без контактовых изменений. Породы первой фазы составляют от 30 до 50 % объема массивов и представлены преимущественно и йолитами, урритами и ювитами, которые аналогичны этим же породам Баянкольского массива. Нефелиновые сиениты являются переходными породами от йолитов к нефелинсодержащим сиенитам, которые представляют собой приконтактные разности пород, содержащие шширообразные обособления и мелкие тела неправильной формы, представленные мельтейгитами. Нефелинсодержащие сиениты – серые до черных породы с изменчивым количественным минеральным составом. В отличие от нефелиновых сиенитов содержание нефелина в них составляет 10–15 %. Породы в основном состоят из микроклин-пертита – 70 %, эгирина, щелочной роговой обманки – гастингсита в сумме 5–9 % и нефелина, присутствует альбит. Из аксессуарных отмечаются магнетит, апатит, циркон. Темноцветные минералы обладают высоким идиоморфизмом. Щелочные сиениты второй фазы составляют от 30 до 70 % объема массивов. Это породы бледно-розового цвета, гипидиоморфнозернистой среднезернистой структуры и массивной текстуры. Состав сиенитов определяется соотношением трех пороодообразующих минералов: микроклин-пертита 86–85 %, гастингсита – 15 %. Отмечается альбит 1–2 %. Аксессуары: сфен, апатит, ортит.

Карбонатные породы на контакте с массивами становятся мелкозернистыми, содержат редкие кристаллы нефелина (3–5 мм), апатита (1 × 2–3 мм) и диопсида (1 × 2 мм). Мощность контактовой зоны 15–20 м. В контакте нефелиновых пород с биотитовыми гранитами бреньского комплекса в них появляется порфиroidная текстура с выделениями микроклина, породы альбитизированы и лишены нефелина. Мощность таких изменений не превышает 1 м.

По химизму уртиты, ийолиты и ювиты относятся к семейству фонолитов. Это высокоглиноземистые породы калиево-натриевой серии

$\left(\frac{Na_2O}{K_2O} = 1,75 \right)$, сумма щелочей 12–17 %. Коэффициент апаитности равен 0,6 (табл. 23). Химический состав нефелиновых сиенитов соответствует

группе высокоглиноземистых миаскитов ($Al_2O_3 = 19–20 \%$), щелочей до

11 % $\left(\frac{Na_2O}{K_2O} = 1,27 \right)$, коэффициент апаитности 0,61 (табл. 23).

Геохимические характеристики всех пород сангиленского комплекса близки. По отношению к кларковым повышены содержания ($n \times 10^{-3} \%$) меди 0,6–6, титана 20–300, молибдена 0,1–0,3 и резко понижены – бария, стронция, циркония, марганца.

Редкоэлементный состав пород комплекса приведен в табл. 24. По химизму комплекс относится к уртит щелочно-сиенитовой формации. Нефелиновые породы первой фазы – уртиты, йолиты пригодны для производства глинозема, с комплексом также связана рассеянная редкоземельная минерализация [239, 240].

В магнитном поле массивы сангиленского комплекса Баянкольской зоны фиксируются положительными полями изометричной формы интенсивностью 1,5–20 нТл с эпицентрами до 50–150 нТл. В гравиметрическом поле массивы не фиксируются ввиду небольших размеров, прослеживаются в градиентной зоне северо-западного направления, контролирующей размещение массивов.

Магнитная восприимчивость для уртитов, ийолитов $200–800 \times 10^{-5}$ СИ, щелочных сиенитов $50–150 \times 10^{-5}$ СИ, плотность 2,65–2,72 и 2,57–2,60 г/см³ соответственно. На схеме дешифрирования часть массивов обозначена кальциевыми структурами.

Спектрометрические характеристики пород комплекса являются средними для магматических образований такого типа и составляют: значения поля МЭД – 16–23 мкР/ч, уран – $1,8 \times 10^{-6} \%$, торий – $4,4 \times 10^{-4} \%$, калий – 2,05 %.

Массивы комплекса прорывают фаунистически охарактеризованные карбонатно-терригенные отложения нарыкской серии (V–E₁), а также граниты бреньского комплекса с радиологическими датировками 400 ± 10 млн лет. Изотопный возраст уртитов из Баянкольского и Харликского массивов (Rb-Sr метод) характеризуется изохроной в 393 ± 11 млн лет. Изотопные параметры приведены в табл. 25.

Таблица 23

Химический состав (мас. %) пород сангиленского комплекса [275]

Результаты химического анализа													Название породы
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Σ	
44,83	0,53	22,54	2,83	3,59	0,38	0,11	5,49	6,93	6,28	0,14	4,19	98,26	Уртиты, ийолиты, ювиты
40,18	0,95	28,98	0,80	3,47	0,60	0,094	3,25	12,13	4,76	0,32	2,44	98,57	
44,10	0,31	29,54	0,53	1,14	0,50	0,028	1,29	15,03	3,51	0,10	2,70	99,74	
46,51	0,24	28,37	0,43	0,99	0,15	0,028	1,44	14,08	4,38	0,10	3,10	99,82	
43,97	0,23	28,78	0,98	2,06	0,38	0,085	2,95	12,66	5,13	0,12	1,51	98,86	

Таблица 24

Усредненный химический состав (мас. %) пород сангиленского комплекса [240]

Окислы	Название породы								
	ийолит	уртит	мельтейгит	шонкинит	нефелиновый сиенит	щелочной сиенит	фойяит	ювит	пуласкит
	12 проб	15 проб	5 проб	5 проб	18 проб	16 проб	3 пробы	10 проб	4 пробы
SiO ₂	44,02	44,15	42,10	48,05	55,70	63,02	53,63	49,95	58,32
TiO ₂	1,05	1,10	1,77	1,06	1,00	0,40	0,39	0,37	0,84
Al ₂ O ₃	23,43	26,70	10,44	12,15	19,27	17,93	22,30	24,06	18,77
Fe ₂ O ₃	6,04	2,07	6,27	5,07	1,76	2,14	2,37	3,69	1,53

FeO	5,02	1,59	6,75	4,12	4,88	2,95	3,52	2,60	4,36
MnO	0,23	0,12	0,18	0,13	0,10	0,06	0,12	0,16	0,07
MgO	4,05	0,89	8,05	5,76	1,29	0,05	0,51	0,55	1,12
CaO	4,82	4,81	16,60	6,33	4,03	1,23	2,31	4,13	2,58
Na ₂ O	8,60	13,40	5,03	5,70	6,50	5,16	8,72	10,80	5,61
K ₂ O	2,02	4,28	1,44	3,14	4,56	5,90	4,58	3,30	6,52
P ₂ O ₅	0,30	0,24	0,70	0,52	0,43	0,03	0,16	0,37	0,27
п.п.п.	0,44	0,52	0,49	0,55	0,67	0,48	1,25	0,35	0,42
Σ	100,02	99,87	99,82	99,58	100,19	99,36	99,86	100,33	99,76
Редкоэлементный состав пород сангиленского комплекса (г/т)									
Li	19	17	12	16	23	30	24	18	31
Rb	50	52	54	65	90	95	76	70	97
Cs	1	1	–	1	4	5	1	–	3
Ba	700	750	800	830	1240	1180	1500	1100	1300
Sr	55	58	71	80	537	530	120	115	420
U	–	–	–	0,4	2	2	–	0,5	3
Th	0,3	1	–	1	22	17	–	1	15
Be	2	1	–	1	18	28	3	1	17

**Изотопный возраст уртитов из Баянкольского и Харликского массивов
по Rb-Sr методу**

Номер пробы	Валовые содержания, г/т		Изотопные соотношения		Возраст, млн лет
	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	
БХ-3	63,5	975,8	0,2	0,7153	393 ± 11
БХ-4	18,3	1016,8	0,3	0,7155	
БХ-1	19,7	1225,5	0,1	0,7213	
БХ-2	35,5	675,8	0,4	0,7135	
БХ-5	46,3	974,3	0,4	0,7021	

Определения выполнены на масс-спектрометре МИ-1201 в ОАО «Красноярскгеолсъемка», аналитик С. Д. Сидорас.

Возраст комплекса принимается раннедевонским.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузии этого возраста развиты на площади листа довольно широко в пределах Восточно-Тувинской складчатой системы, где они отражают мезозойский этап тектоно-магматической активизации. Выделяются улугтанзекский умереннощелочных гранитов и лампрофировый дайковый комплексы. По морфологии породы комплексов образуют как штокообразные тела, так и линейные пояса даек, подчиненные субширотному направлению структурных швов и поперечным к ним северо-западным разломам. Ранее все эти мелкие тела и дайки, кроме гранитов, включались в объем сложного полифазного торгалыкского комплекса позднедевонско-раннекаменноугольного возраста [5, 196], хотя и высказывалось предположение об их, возможно, более молодом пермо-триасовом возрасте. Впоследствии в результате работ П. С. Матросова (1990 г.), Г. Н. Шапошникова (1977 г.), Л. А. Михалевой (1989 г.) и др. были получены данные о существовании мезозойских комплексов, которые нашли отражение в серийных легендах для геологических карт масштаба 1 : 200 000 второго издания [342] и ГГК-1000/3 листа М-46 – Кызыл [196].

Улугтанзекский комплекс умереннощелочных гранитов (ЕγMZ?ut). Впервые интрузии верхнепалеозой-мезозойского возраста выделены на Сангилене в 1960 г. В. Е. Кудрявцевым. Петротипом комплекса является Улуг-Танзекский массив редкоземельных метасоматитов. Интрузии комплекса развиты в Баянхольской зоне среднепалеозойской активизации (VI₁) в зоне сопряжения с Агардакским структурным швом (4), где известно несколько мелких тел щелочных гранитов и кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов. Тела имеют размеры 1–2,5 км² и на геологической карте показаны вне масштаба. Массивы комплекса однофазные, имеют форму штоков, контролируются крупными разломами и оперяющими их тектоническими

нарушениями. Наиболее типичным и изученным на площади работ является Улуг-Танзекский массив, к которому приурочено одноименное редкометальное месторождение [240]. По петрографическому составу породы Улуг-Танзекского массива однородны. В составе пород наблюдаются лишь незначительные вариации в количественном и минеральном соотношении темноцветных минералов. Массив представлен измененными щелочными лейкогранитами с порфировой структурой. Цвет пород серый, желтовато-серый и розовый за счет развития гидроокислов железа. Структура пород среднезернистая, порфировая. Размер выделений достигает 2–3 мм у кварца и 4–5 мм у микроклина, а форма их в основном идиоморфная для микроклина и горошковидная у кварца. Структурно-текстурные признаки пород выдержаны в целом по массиву, и только в контактовых разностях уменьшается количество порфирированных выделений от 10–15 до 0,5–1 %. Мощность зоны приконтактных изменений составляет 10–200 м.

Состав гранитов определяется соотношением трех главных минералов: кварца (20–35 %), альбита одной или двух генераций (15–55 %) и микроклина (15–45 %). Основным процессом вторичных изменений гранит-порфирированного комплекса является альбитизация. Альбит развивается в виде беспорядочно расположенных «щепковидных» сложносдвоенных кристаллов. Зачастую наблюдаются две генерации альбита: первая развивается независимо от первичной структуры пород, а вторая замещает зерна микроклина. Темноцветный минерал представлен в основном агрегатно-чешуйчатым мусковитом (1–5 %), ассоциирующим с гидроокислами железа, чешуйками бледно-голубого рибекита, возможно, литийсодержащего плеохроирующего, от бесцветного до голубого. В рибекитсодержащих гранитах рибекит представлен кристаллами (0,5 × 2–3 мм) густой синей окраски в проходящем свете. Его содержание 3–5 %. Из аксессуарных минералов в шлифах определяются: апатит (ед. ан.), циркон-малакон (1 %), колумбит (3–4 %) и флюорит (2–3 %). В протоочках устанавливается значительный комплекс аксессуарных минералов, определяющих редкометальную специализацию гранитов. По петрохимическим параметрам породы массива относятся к щелочным лейкогранитам, а по геохимическим признакам – к их литий-фтористой разновидности (табл. 26). Они обладают весьма высокой глиноземистостью ($al^I = 8,24$) и повышенной щелочностью ($\Sigma = 10,96$). По соотношению окиси натрия и калия (1,44) породы относятся к калиево-натриевой серии, а коэффициент фемичности (2,09) характеризует их лейкократовый облик.

В гранит-порфирах Улуг-Танзекского массива установлены промышленные содержания ниобия ($Nb_2O_5 = 0,045–0,092$ %), повышенные содержания лития ($Li_2O_5 = 0,008–0,044$ %), в единичных пробах (99–1, 143–2, 144–1) отмечается криолит (0,15–0,18 %). Спектральный анализ проб показывает повышенные содержания (%) свинца (0,006), цинка (0,008) и олова (0,001).

По мнению В. Н. Чучко (1990 г.), особое место в составе улугтанзекского комплекса занимает группа рудных и безрудных квальмитов, которые в основе являются магматическими, но с большой долей метасоматоза. Тела квальмитов являются исходящими из апикальной части куполов, сложенных щелочными гранитами, и рассматриваются в качестве верхней части общей колонки вертикальной зональности улугтанзекского комплекса.

Химический состав (мас. %) пород

Результаты химического								
Номер пробы: собственные (9941), остальные – предшественников	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
12080-3	76,25	–	12,74	0,41	–	–	0,2	0,28
12082-1	76,98	–	13,01	1,11	–	–	0,1	0,42
12084-1	79,04	–	11,12	1,51	–	–	0,1	0,42
12085-1	72,6	–	12,65	3,52	–	–	0,1	4,0
12086-1	72,92	–	14,10	2,31	–	–	н/о	0,28
12086-3	72,88	–	13,83	2,01	–	–	0,2	0,28
К-157	76,26	0,13	13,10	0,47	0,66	0,017	0,09	0,25
9941	72,45	0,10	14,50	1,06	0,22	0,05	0,09	0,24
9941-2	71,05	0,18	14,25	2,06	0,18	0,06	0,18	0,55
<i>Улуг-Танзекский</i>								
УГ-1	73,24	0,065	11,73	1,53	0,61	0,11	0,22	0,24
УГ-2	75,97	0,077	10,01	0,51	1,95	0,23	0,22	0,27

* ЦЛ ОАО «Красноярскгеолсъёмка».

Выявлена следующая последовательность выделения породообразующих минералов: микроклин—альбит и рибекит-литиевые и литийсодержащие слюды—кварц [232, 234, 275]. По ведущей роли процесса выделяются следующие этапы метасоматических изменений: микроклинизация, альбитизация и окварцевание. По парагенетическим ассоциациям этапы в свою очередь подразделяются на ряд стадий. Натриевый этап расчленяется на рибекитовую и биотитовую стадии. Для первой характерна высокая активность натрия, что выражается в замещении микроклина лейстовым альбитом, здесь же выделяется рибекит. В биотитовую стадию характерным минералом является литиевый биотит и протолитионит в ассоциации с игольчатым рибекитом. С этой же стадией связано образование криолита и пироклора. Литиевый этап представлен всего одной полилитионитовой стадией, для которой характерно образование голубой, частично зональной литиевой слюды. В зональных слюдах состав меняется от циннвальдита до полилитионита. Выделение слюд в этой стадии происходило в условиях высокой активности лития, сменяющего более сильное основание – натрий.

В ассоциации с полилитионитом находятся колумбит, ферриторит, касситерит, ксенотим, монацит. Последний этап (кремниевый) подразделяется на две стадии – кварцевую и кварц-сульфидную. Весь процесс заканчивается отложением по трещинам сидерита и криолита.

улугтанзекского комплекса [275]

анализа						Название пород по химическому составу
Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	S	Σ	
4,72	3,68	0,023	1,2	—	100,5	Щелочные лейкограниты
4,56	2,68	0,023	0,36	—	100,24	
3,72	3,36	0,022	0,38	—	99,87	
5,80	3,52	0,011	0,36	—	98,03	
5,82	3,45	0,017	0,36	—	99,27	
5,44	3,52	0,023	—	—	98,18	
4,6	4,52	0,03	0,53	—	100,13	Умереннощелочные лейкограниты
6,2	3,71	0,02	0,68	0,16	99,5	Гранит-порфир
5,5	4,5	0,08	0,80	0,08	99,5	
<i>массив*</i>						
5,04	4,23	<0,10	0,67	—	98,08	Квальмит
5,82	4,56	<0,10	1,16	—	98,19	

Химический состав метасоматитов соответствует щелочным литий-фтористым лейкогранитам ($K_2O + Na_2O = 8,55-10,52$). Они весьма глиноземистые и лейкократовые.

Рудные элементы метасоматитов по характеру распределения можно подразделить на три группы: 1) равномерно распределенные ($\epsilon = 1,56-2,3$) медь, цинк, кобальт, ванадий, галлий, барий, бериллий, цирконий, бор, иттрий; 2) неравномерно распределенные ($\epsilon = 2,7-2,9$) молибден, олово; 3) крайне неравномерно распределенные ($\epsilon = 3,0-6,88$) свинец, никель, титан, марганец, ниобий, литий. Содержания ниобия превышают кларковые на порядок (0,023 к 0,0021). Все породы улугтанзекского комплекса имеют редкометалльную специализацию и по химизму и геохимической характеристике относятся к формации щелочных гранитов.

Породы комплекса слабомагнитны ($10-15 \times 10^{-5}$ СИ), не фиксируются в магнитном поле, плотность колеблется от 2,46 до 2,72 г/см³, они имеют повышенную радиоактивность 18–50 мкР/ч. Ввиду небольших размеров, в физических полях массивы комплекса не выделяются, за исключением точечных аномалий в аэрогаммаспектрометрических полях, спектрометрические характеристики пород комплекса и Улуг-Танзекского массива максимальные по урану и торью, радиоактивность имеет ториевую природу, причем колебания соотношения урана к торью составляют от 1 : 4 до 1 : 10.

Химический состав (мас. %) пород мезозойского лампрофирового комплекса [138]

Название породы	Компоненты											Σ	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅		п.п.л.
Габбро	48,0	1,79	15,03	4,00	7,86	0,34	6,87	8,11	2,85	0,74	0,45	3,77	99,81
Базальтовый порфирит	47,90	2,55	14,30	5,75	8,10	0,29	6,16	6,51	4,00	0,43	0,37	3,68	100,04
Оливиновый долерит	46,80	2,04	14,70	3,48	9,61	0,44	6,10	6,55	3,70	0,60	0,29	5,00	99,31
То же	45,60	1,40	15,25	2,63	9,07	0,18	10,0	9,05	2,53	0,40	0,28	3,40	99,79
Габбро-долерит	47,00	1,40	15,10	4,17	8,06	0,28	6,10	8,98	3,10	0,90	0,20	4,20	99,49

Породы комплекса прорывают все интрузивные образования района и сами рвутся лампрофирами. Возраст по Rb-Sr методу по валу из Улуг-Танзекского массива составляет 270–290 млн лет и принят мезозойским согласно серийной легенде. На сопредельной площади на листе N-47 ему соответствует зашихинский комплекс.

Лампрофир-долеритовый дайковый комплекс (χ MZ?) развит в Баянкольской зоне активизации (VI_1) Восточно-Тувинской складчатой системы ($III-B$), образуя рои даек субмеридионального направления вблизи крупных региональных разломов. В Окинской складчатой системе они единичны и встречены в Гарганском выступе (I_1), в Ильчирском синклинии (IV_2).

Породы в большей части представлены диабазами, габбро, очень редко керсантитами. Часто наблюдается зональное строение даек – афанитовое в приконтактной, мелкозернистое – в центральной частях. Протяженность даек 1–3 км, мощность 1–3 м, простирание северо-западное (350°)–северо-восточное (20°), падение крутое, до вертикального. Главными породообразующими минералами в диабазах и габбро, являются плагиоклаз (андезин–лабрадор) и пироксен, представленный авгитом, ксеноморфным по отношению к плагиоклазу. Пироксен нередко замещается роговой обманкой от периферии к центру, вплоть до мелких остаточных реликтов. Присутствует оливин в виде редких зерен неправильной формы в интерстициях между зернами пироксена, почти полностью замещен агрегатом бастита. Аксессуары – магнетит, апатит.

По химическому составу породы принадлежат к умереннощелочным базальтоидам натриевого уклона с повышенной меланократовостью и титанистостью (табл. 27). Геохимической особенностью пород являются повышенные содержания цинка, свинца, кобальта,

мышьяка и редких земель по сравнению с кларком по Виноградову. Плотность пород составляет 2,82–2,91 г/см³, магнитная восприимчивость 40–830 × 10⁻⁵ СИ, радиоактивность – 10–16 мкР/ч. Поляризуемость 0,9–1,5 %.

Вопрос о возрасте комплекса является дискуссионным. Нижний возрастной предел по геологическим данным определяется как послепознедевонский [196]. Радиологические определения по К-Аг [140, 190] укладываются в интервале 232–262 млн лет, по Rb-Sr методу в 215–230 млн лет, и поэтому условный возраст комплекса мезозойский [196]. В смежном районе на площади листа N-47 ему соответствует дарлигский комплекс.

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Сложность и гетерогенность геологического строения площади листа определяет многоэтапность и разнообразие процессов метаморфизма на рассматриваемой территории. Особенности метаморфизма и метаморфической эволюции развитых здесь докембрийских и раннепалеозойских образований представляют сложную петрологическую проблему, особенно когда радикально пересматриваются в сторону омоложения, возраст многих серий и свит традиционно считался докембрийским, что характерно для бурятской части листа. Это затрудняет, а порой делает невозможной какую-нибудь приемлемую корреляцию. Региональное обобщение по метаморфизму выполнено Г. Г. Лепезиным (1978 г.) и не потеряло своей актуальности. Выделяются нестратифицированные метаморфические комплексы, слагающие выступы архейского фундамента (Гарганский – I_1 и Хондологойский – I_2), выступы байкальского складчатого основания, сложенные регионально-метаморфизованными породами различных ступеней метаморфизма, сохраняющие стратификацию слоистого разреза (Сангиленский – II_1 , Агойский – II_2 , Бусингольский – II_3 , Шутхулайский – II_4 , Харальский – II_5) и выступы карельского складчатого основания (Хамардабанский массив – V_1).

РАННИЙ АРХЕЙ

Гарганский метаморфический комплекс ($m-gpyAR_{1gr}$) слагает одноименный выступ в северной части листа (I_1) в водораздельной части рек Иркут, Китой и Ока. Здесь развиты своеобразные породы, известные как плерогнейсы и плероамфиболиты, впервые описанные еще В. И. Лодочниковым в 1941 г. До определенного времени эти высокометаморфизованные породы рассматривались как первично-осадочные с выделением трех свит [83], которые не были выдержаны по простиранию и резко изменчивы по мощности. Впоследствии А. А. Шафеев (1970 г.) и позднее О. М. Туркина (2007 г.) показали, что Гарганский выступ (глыба) сложен либо интрузивными, либо полностью магматически переработанными первично-осадочными породами, лишенными отчетливых признаков стратификации субстрата. При этом многими авторами [188, 150, 12, 120, 174] Гарганский выступ рассматривается как раннедокембрийский гнейсогранитный купол-штамп или серия куполов разного порядка. В пределах листа Гарганский выступ сложен плагиогнейсами, биотитовыми, гранат-амфиболовыми, плагиоклаз-пиро-

ксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболитами с маломощными невыдержанными линзами мраморов. Судя по парагенезисам: биотит + + роговая обманка + ромбический пироксен (гиперстен) + гранат + основной плагиоклаз, устанавливается метаморфизм высокотемпературной субфации амфиболитовой фации, на который последовательно наложен регрессивный метаморфизм эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Наиболее широко эти диафториты распространены северо-восточнее площади листа, где среди них установлены реликты образований амфиболитовой фации метаморфизма [60]. Парагенезисы здесь дополняются эпидотом + актинолитом + хлоритом. Этим диафторезом обусловлено своеобразие структуры и минерального состава кристаллических пород гарганского комплекса, выражающееся в присутствии ситовидных кристаллов плагиоклаза с включениями эпидота и слюд.

Среди плагиогнейсов нечетко обособляются тела плагиогнейсогранитов китойского комплекса, сходные по минеральному составу, но различающиеся по текстурно-структурным характеристикам. Плагиогнейсы отчетливо гнейсовидны и имеют гранобластовые структуры, тогда как плагиогнейсограниты китойского комплекса, несмотря на гнейсовидность, сохраняют реликты гипидиоморфнозернистых структур. По мнению О. М. Туркиной (2007 г.), породы метаморфического комплекса принадлежат к высокоглиноземистому типу тоналит-трондъемит-гранодиоритовой серии, сходной с архейскими породами Шарыжалгайского выступа в Онотском блоке.

Редкоэлементный состав гарганского метаморфического комплекса является типичным для архейских комплексов. Они обладают концентрациями Th (2–11 г/т), Rb (23–46 г/т), Y (7–16 г/т) и повышенными Sr (540–850 г/т) и Sr/Y отношением (35–120). Редкоземельные спектры пород сильно фракционированы с высоким La/Yb отношением (16–51) и без значимых европиевых аномалий – 0,8–1,1 [174]. Надежных данных об изотопном возрасте метаморфического комплекса в Гарганской глыбе мало. Опубликовано восемь определений K-Ar методом по минералам, полученных в лаборатории Э. К. Герлинга [83]. Они демонстрируют разброс значений от 685 до 2370 млн лет, что может свидетельствовать о нескольких этапах наложенного метаморфизма. Наиболее древнее значение в 2370 млн лет, полученное по амфиболу, рассматривается как близкое истинному возрасту метаморфизма. По каймам циркона из плагиогнейсов получено значение 2,7 млрд лет, что дает широкие возможности для рассуждений о возрасте исходных пород. В Шарыжалгайском выступе плагиогнейсы имеют возраст 3,4 млрд лет [174]. Известна также Rb-Sr валовая изохрона в 3153 ± 53 млн лет [204]. Рассчитанный модельный возраст по Sm-Nd из плагиогнейсов комплекса имеет значение в 2,8–3,0 млрд лет, тогда как модельный возраст плагиогнейсов из Шарыжалгайского и Онотского выступов дают значение 3,5 и 3,3 млрд лет, что на данном этапе затрудняет корреляции Гарганского, Шарыжалгайского выступов и фундамента юго-западной окраины Сибирского кратона.

Расчетная мощность комплекса условно определяется более 3500 м. Возраст комплекса принят раннеархейским условно согласно легенде Алтае-Саянской серии для ГК-1000/3 [204].

ПОЗДНИЙ АРХЕЙ

Выделяется в Хондологойском выступе (I_2) Окинско-синклинория, сложен китойкинским метаморфическим комплексом и двуполевошпатовыми гнейсогранитами китойского комплекса.

Китойкинский метаморфический комплекс (gAR_2kt) слагает Хондологойский выступ (I_2), выделенный у Г. Г. Лепезина (1978 г.). В вещественном составе преобладают гнейсы биотитовые, двуслюдяные, амфибол-биотитовые в переслаивании с кордиерит-силлиманитовыми, силлиманит-биотитовыми кристаллическими сланцами, мигматитами и плагиогранито-гнейсами китойского комплекса, не выражающиеся в масштабе карты ввиду небольших размеров. Судя по парагенезисам, биотит + гранат + плагиоклаз + роговая обманка + эпидот + мусковит породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации биотит-гранатовой субфации при давлении 3–4 кбар и температуре 450–550 °С [60], однако кордиерит-силлиманитовые парагенезисы свидетельствуют о более высокотемпературных субфациях метаморфизма амфиболитовой фации (более 650 °С в том же режиме давлений), что, по-видимому, указывает на наличие метаморфической зональности в пределах комплекса. На породы наложен зеленосланцевый диафторез в виде бластомилонитов, имеющих порфиробластический облик за счет выделений кислого плагиоклаза. В минеральном парагенезисе в них определяются альбит + хлорит + карбонат + клиноцоизит + сфен + кварц. Самый последний этап метаморфических преобразований выражен в появлении секущих прожилков пренит-кальцитового состава, отвечающий РТ-условиям пренит-пумпеллиитовой субфации. По характеру зональности гранатов также можно выделить три этапа метаморфизма [5]. Таким образом, метаморфизм Хондологойской глыбы является многоэтапным. Выделяются этап эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой высокотемпературной фации прогрессивного типа и диафторез, соответствующий низкотемпературным параметрам зеленосланцевой фации, которые близки к параметрам прогрессивного низкотемпературного метаморфизма окружающих нижнепалеозойских толщ. Существуют представления, возникшие в результате геологических съемок масштаба 1 : 50 000 [305, 306, 314], согласно которым высокометаморфизованные образования Хондологойского выступа (I_2) рассматриваются в качестве метаморфизованных аналогов рифейских окинской и сархойской серий, омоложенных до ордовикского возраста в зоне субдукции. В качестве обоснования для этого указывают на близость литологического состава диафторитов, причем декларируется постепенный переход от слабометаморфизованных толщ до кристаллических сланцев и гнейсов. Вопрос о характере соотношений в различной степени метаморфизованных образований комплекса, по-видимому, требует специального изучения. По результатам радиологического датирования Rb-Sr изохронным методом, по валу из двуслюдяных гнейсов получено число в 1,2 млрд лет. Возраст комплекса принимается условно позднеархейским согласно легенде. Расчетная мощность комплекса условно определена — более 3000 м.

МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфические образования на площади листа широко развиты в пределах Агойского (II_2), Бусингольского (II_3), Шутхулайского (II_4), Сангиленского (II_1) и Харальского (II_5) выступов, в Каахемском рифтогенном прогибе (III_1), Восточно-Таннуольском антиклинории (III_2), Шишхидском (III_6) и Боксон-Сархойском (IV_1) прогибах и Ильчирском (IV_2) синклинии. В Сангиленском, Агойском и Шутхулайском выступах породы метаморфизованы в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях, в остальных структурах — в зеленосланцевой фации. В гнейсах тесхемской, мугурской и билинской свит устанавливаются следующие парагенезисы: дистен + гранат + биотит + калиевый полевой шпат + плагиоклаз An_{26-28} + кварц, что соответствует условиям силлиманит-гранат-биотит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации повышенного давления ($P > 6,5$ кбар, $\sim 650-780$ °C) [137, 306]. В кристаллических сланцах билинской свиты устанавливаются парагенезисы: силлиманит + гранат + кордиерит + биотит + калиевый полевой шпат + плагиоклаз An_{22-27} + кварц. Часто встречается андалузит. В мраморах дополнительно присутствует диопсид. Это особенно характерно для карбонатных пород баллыктыгхемской свиты. Приведенные парагенезисы соответствуют амфиболитовой фации пониженных давлений ($P = 4$ кбар и $T = 700$ °C).

В целом для пород тесхемской, мугурской и баллыктыгхемской свит отмечается полифациальность регионального метаморфизма, что выражается в наличии участков менее метаморфизованных пород, соответствующих эпидот-амфиболитовой фации. Для таких участков характерен парагенезис диопсид + актинолит + эпидот + кварц + плагиоклаз № 12–15 [211, 213]. Возраст низкоградиентного метаморфизма дистен-силлиманитовой фациальной серии установлен датированием цирконов из лейкосомы мигматитов мугурской свиты в $536 \pm 5,7$ млн лет U-Pb методом [102]. В гранат-гиперстеновых плагиогнейсах тесхемской свиты датированием цирконов U-Pb методом установлен, по-видимому, верхний предел возраста метаморфизма 494 ± 11 млн лет [103]. С этим метаморфизмом связан анатексис и становление параавтохтонных гранитоидов чжаргаландского комплекса, возраст которого по цирконам U-Pb методом составляет 521 ± 12 млн лет [102]. Часть исследователей с этим этапом метаморфизма связывают становление чарнокитоидных гранитов мотутского комплекса, широко развитого восточнее площади (на листе М-48) с возрастом 489 ± 18 млн лет (Rb-Sr и Ar-Ar методы).

По данным И. К. Козакова (2001 г.), тектоническое сочленение и совместный метаморфизм тесхемской, мугурской, баллыктыгхемской и билинской свит произошли в период между 536 и 496 млн лет в условиях андалузит-силлиманитовой фациальной серии. С этим этапом часть исследователей на Сангиленском выступе связывает проявление гранитоидных интрузий сархойского комплекса ордовика [124, 103]. Субстратом метаморфических пород служили терригенно-карбонатные осадки Тувино-Монгольской пассивной окраины с возрастом протолита в 809 ± 17 млн лет, для которого источником вещества служили дупироксеновые гнейсы тесхемской свиты, что установлено по детритовым цирконам (30 кристаллов), и

цирконы (767 ± 15 млн лет) из гранат-дистен-биотитовых гнейсов мугурской свиты (19 кристаллов) [103]. Установленные в единичных случаях раннерифейские (1,5 млрд лет) и раннепротерозойские (1,9–2,5 млрд лет) датировки, вероятно, соответствуют возрастам источников сноса вещества при формировании рифейского структурно-вещественного комплекса.

Кроме метаморфических процессов регионального характера, локально развиты наложенные процессы диафтореза в фации зеленых сланцев. Особенно они проявлены вдоль северо-западных и субширотных нарушений, где в породах с первичным парагенезисом диопсид + роговая обманка + плагиоклаз + кварц шло образование альбита, эпидота, хлорита, актинолита и серицита [212, 213, 211]. Интенсивность такого диафтореза нарастает по мере продвижения к контакту с терригенно-карбонатными породами рифея и позднего рифея–венда. Зеленосланцевые преобразования в породах амфиболитовой фации сопровождалось катаклазом и бластомилонитизацией, а в зеленосланцевых породах хапсугской, долонской, ноганойской, чартыской свит выражаются в интенсивном рассланцевании с новообразованием хлорита и серицита по плоскостям сланцеватости.

Явления ультраметаморфизма ограничено развиты только в породах тесхемской и мугурской свит слюдянской серии, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. При этом процессы мигматизации проявлены только в гнейсах, образуя сложно разветвленную систему прожилков гранитного состава параллельно гнейсовидности. Лейкосомы таких мигматитов сложены плагиогранитным и гранодиоритовым материалом, сходным по составу с гранитами чжаргаландского, саянского и зунмурунского комплексов протерозоя, часто с жилами керамических пегматитов.

Зеленосланцевая фация метаморфизма широко развита в Окинском синклинии и Восточно-Тувинском антиклинии, где выделяются долонская, ноганойская и окинская, сархойская серии. Отложения представлены терригенными флишоидными породами хлорит-гидрослюдистой субфации и зеленокаменно измененными вулканитами пренит-пумпеллиитовой субфации. Характерной особенностью терригенных пород является проявление кливажа, особенно в окинской серии, интенсивность которого зависит от характера переслаивания алевролитов, песчаников и гравелитов с внутрiformационными конгломератами. В алевропелитах наиболее интенсивное преобразование глинистого цемента происходит в плоскостях кливажа, где отмечаются мелкочешуйчатые агрегаты хлорита, гидрослюды и микрокристаллический кварц. В кремнисто-глинистом цементе песчаников и гравелитов устойчивыми образованиями являются хлорит, гидрослюда и кварц. Обломочные плагиоклазы замещаются либо хлоритом, либо пренитом в зависимости от их основности. В вулканогенных породах развивается хлорит, альбит, гидрослюда, кварц, реже биотит и актинолит. Терригенные породы приобретают филлитовидный облик, весьма характерный для миогеосинклинальных осадков Боксон-Сархойского прогиба и верхнего структурного яруса (чехла) Сангиленского выступа. В породах наблюдается полная раскристаллизация цемента, превращенного в микрокристаллический агрегат хлорита, серицита, кварца, альбита. Типоморфными ассоциациями являются кварц + альбит (плагиоклаз) + хлорит + серицит (мусковит, биотит) + пренит (эпидот) + кальцит.

Зеленокаменно измененные вулканы основного состава присутствуют в виде силлов и потоков, степень сохранности структур и текстур которых зависит от их мощности. Основная масса эффузивов имеет микрограноматобластовую структуру и сложена хлоритом, пренитом, кварцем, кальцитом, актинолитом, альбитом, лейкоксеном и рудными минералами. Часто наблюдается ориентированное расположение минералов. Присутствуют кварц-кальцитовые прожилки. Плагноклаз порфировых выделений почти нацело замещен альбитом, хлоритом, пренитом, серицитом; темноцветные минералы замещены хлоритом, актинолитом, пренитом совместно с кальцитом и кварцем. Сохраняются реликтовые участки пироксена, замещенного в различной степени актинолитом, роговой обманкой, кальцитом и кварцем. Типоморфными минералами измененных вулкаников основного состава являются хлорит + пренит + кварц + кальцит + альбит + актинолит, сосуществующие с не полностью замещенными плагноклазами и темноцветными минералами (авгит, роговая обманка). В таких местах устанавливаются хлорит-мусковитовая и эпидот-актинолитовая субфации зеленосланцевой фации. Проведение геологических границ и установление мощности в таких отложениях весьма субъективно и затруднено из-за их интенсивной дислоцированности в виде плейчатости, мелких складок с амплитудой от первых единиц до первой сотни метров, однообразием литологического состава свит и отсутствием маркирующих горизонтов.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Метасоматические изменения пород вплоть до образования полнопроявленных метасоматитов широко развиты на площади листа и представлены скарнами и скарнированными породами, березитизированными породами и березитами, листовенитами, пропилитами, грейзенами, фенитами и роговиками. Выделяются также кварцевые жилы.

Скарны и скарнированные породы широко развиты в Восточно-Таннуольском антиклинории, Шишхидском, Каахемском прогибах и связаны с гранитоидными интрузиями таннуольского, сархойского и бреньского комплексов в зоне экзоконтакта с карбонатными породами рифея и кембрия.

По составу скарны, связанные с таннуольским комплексом, магнезиальные и известковистые. Они образуют приконтактные залежи мощностью 40–80 м и протяженностью до 1–2 км. Известковые скарны обычно имеют светлую зеленовато-бурую окраску, пятнистую и очковые текстуры, сопровождаются магнетитовым оруденением, иногда с золотом (Карабельдырский узел). Здесь они относятся к фации эпидот-гранатовых скарнов нормальной щелочности, часто имеют зональность. Минеральный состав: эпидот, гранат гроссуляр андрадитового ряда, пироксен (авгит, диопсид), плагноклаз, кальцит, магнетит, сульфиды железа, цинка и меди. Магнезиальные скарны дополнительно содержат шпинель, флогопит, куммингтонит, везувиан. На скарны часто наложены березитовые и прожилковые метасоматиты в виде кварц-полевошпат-серицитовых и актинолит-хлоритовых прожилков с сульфидной минерализацией. Скарны, связанные с гранитоидами орогенного этапа каледонит (сархойский, арголикский и

бреньский комплексы), отличаются повышенной железистостью граната (андрадит) и обилием темноцветных минералов — диопсида, роговой обманки и эпидота. Они относятся к фации пироксен-гранат-эпидотовых скарнов повышенной щелочности и часто сопровождаются околоскарновыми породами кварц-альбитового или кварц-микроклинового состава. Такие скарны несут магнетитовое оруденение, а также рассеянную полиметаллическую минерализацию в парагенетической связи с порфиroidными гранитами бреньского и урикского комплексов.

Березиты и березитизированные породы тяготеют к зонам Шишхид-Бусингольского и Каахемского глубинных разломов, располагаясь в оперяющих трещинных нарушениях. Часто они накладываются на скарны, что характерно для Тапса-Каахемского золоторудно-россыпного района и Карабельдырского золоторудно-россыпного узла.

В Агардакской зоне разлома березитизированные породы встречены в Нарын-Эмийском золоторудно-россыпном районе, в осадочных породах нарынской свиты венда. Пути циркуляции гидротермальных растворов в черносланцевых толщах обусловили сложную форму метасоматитов, сопровождаемых лестничными кварцевыми жилами. Метасоматическая зональность заключается в смене ассоциации слабоизмененных пород (кварц + + плагиоклаз + калиевый полевой шпат + биотит + хлорит + серицит + + кальцит) березитизированными породами и полнопроявленными березитами (кварц + серицит + анкерит + пирит). Мощности таких зон — первые десятки метров, протяженность — от сотни метров до километра. Березиты, развитые по дайкам кварцевых порфиров, сопровождаются системой кварцевых прожилков в местах изгибов даек и смещения их разрывными нарушениями. Зоны березитизации имеют сложную ветвистую форму, сопровождаются системой разноориентированных ветвящихся, содержащих пирит с арсенопиритом кварцевых прожилков, группирующихся иногда в лестничные кварц-карбонатные жилы.

В зоне Каахемского глубинного разлома березиты установлены в апикальных частях Каахемского гранитоидного плутона таннуольского комплекса, часто занимая околоскарновое пространство. Мощность березитов достигает 10 м, часто они сопровождаются короткими кварцевыми жилами, содержащими пирит до 3—5 %. Зоны березитов имеют локальное распространение в Окинском и Шишхид-Бусингольском глубинных разломах, где они сопровождаются листовниками. Изучены они здесь менее детально, что связано с трудностью их диагностики. Выявление и изучение таких метасоматитов является актуальной проблемой в связи с их золотоносностью.

Листвениновый тип метасоматитов наблюдается в Шишхид-Бусингольском и Каахемском, Ильчирском офиолитовых поясах и связан с гипербазитовыми массивами. Лиственины в массивах образуют вытянутые жилы-линзообразные, иногда овальные и неправильной формы тела, подчиненные разрывным нарушениям. По простиранию прослеживаются на 200—700 м при мощности 5—40 м. Часто наблюдается зональное строение, выраженное постепенным переходом от листовников к тальк-карбонатным и оталькованным породам до слабоизмененных серпентинитов. Макроскопически листовники имеют охристо-бурый цвет, сложены агрегатами магнезита, кварца, карбоната, талька. Под микроскопом обнаружи-

ваются хромит, магнетит, пирит, хлорит, фуксит. При интенсивной гидротермальной переработке в гипербазитовых массивах возникают небольшие проявления тальцитов и магнезитов. Отмечается их слабая золотоносность. Образование лиственитов может быть связано либо с воздействием кислого магматизма (арголикский, сархойский, бреньский комплексы), либо с процессами мезозойской активизации, продуцирующими щелочно-базальт-лампрофировые дайковые комплексы. Западнее площади на листе М-46 пространственно с лиственитами ассоциируют золоторудная, кобальтовая и ртутная наложенная минерализации [196].

Пропилиты и вторичные кварциты тесно связаны между собой. Они наблюдаются в полях развития осадочно-вулканогенных свит — харальской, туматтайгинской, долонской, ноганойской позднерифейского возраста. Размещение метасоматитов подчинено вулканическим центрам. Они располагаются на приповерхностном или субвулканическом уровнях среза вулканических построек [88]. Ширина таких зон 300—500 м, мощность 3—10 м. В центральной части зон метасоматитов фиксируются сульфидизированные кварциты, а по периферии — в различной степени пропицитизированные вулканы основного и среднего составов. Западнее листа в районе Кызыл-Таштыгского свинцово-цинкового месторождения установлена вертикальная зональность метасоматитов в риолит-базальтовой туматтайгинской свите [152], выраженная в смене сверху вниз кварцитовых пород пропицитами. Во всех породах отмечается пирит в виде пылевидной вкрапленности. Из других минералов присутствуют апатит, доломит, рутил, андалузит, кварц, хлорит, тальк. В вулканогенно-карбонатных породах иркутской и харальской свит верхнего рифея присутствуют невыдержанные горизонты хемогенных кварцитов, силицитов и кремнистых сланцев, которые в зоне экзоконтакта с гранитоидными палеозойскими интрузиями могут представлять интерес на гранулированный кварц [347].

Грейзены развиты незначительно в гранитоидных массивах сархойского, урикского, арголикского комплексов. По составу преобладают кварцмусковитовые грейзены. Размеры их тел не превышают 1—5 м. С ними связывается акцессорная минерализация касситерита, редких земель, молибдена, шеелита и топаза.

Фениты и фенитизированные породы относятся к фельдшпатоидному ряду метасоматитов и широко развиты в Баянкольской зоне в экзоконтактах нефелин-щелочно-сиенитовых массивов сангиленского комплекса. Ширина зон фенитизации прямо зависит от пород вмещающей рамы. Известняки нарынкой, ходалякской и бельдырской свит часто осветлены, до 30 м от зоны контакта перекристаллизованы до крупнокристаллических мраморов, содержат рассеянные кристаллы диопсида, апатита, сфена и тонкие альбит-арфведсонитовые, биотит-альбитовые и биотит-микроклиновые прожилки по трещинам отдельности. Разнообразные сланцы чартынской и хапсутской свит на расстоянии до 50—70 м неравномерно альбитизированы, кварц в них замещен эгирин-авгитом, роговая обманка и актинолит приобретают интенсивный плеохроизм в сине-голубых тонах, превращаясь в арфведсонит или крокидолит. Андезин в эффузивах хормангойской и харальской свит замещается альбит-олигоклазом, а в самом контакте эффузивы превращаются в крупнозернистые фениты мощностью

до 3–5 м, сложенные олигоклаз-альбитом (10–35 %), микроклином (25–40 %), эгирин-авгитом и гастингситом (25–30 %). Наиболее широко фенитизированы кристаллические сланцы баллыктыгхемской и билинской свит, граниты сархойского и бреньского комплексов. Ширина ореола фенитизации достигает 600–700 м. В породах развивается грануляция кварца и микроклина, часто решетчатого, с гнездами до 30 см в поперечнике, выполненными эгирин-авгитом, микроклином и реже – нефелином и гастингситом. По составу такие фениты отвечают эгирин-авгитовому сиениту или пуласкиту. Непосредственно у контакта с гранитами фениты имеют гипидиоморфнозернистую структуру, и порода содержит мелкие зерна сфена, циртолита, флюорита. Фениты имеют повышенную радиоактивность до 150–200 мкР/ч.

Роговики выделяются в приконтактных зонах интрузивных комплексов. Наиболее широкие их поля связаны с таннуольским, сархойским, урикским и бреньским интрузивными комплексами. Ширина зон ороговикования в Восточно-Таннуольском антиклинории достигает 1,5–2 км. Известняки мраморизуются, сланцы перекристаллизованы до кварц-биотит-амфиболовых пород с сохранением реликтовой слоистости. Эффузивы основного состава приобретают микрогаббровый облик с такситовыми текстурами, кислые разности уплотняются, изменяясь до вторичных кварцитов. В полях роговиков часто наблюдается рассеянная магнетитовая и сульфидная (пирит-пирротиновая) минерализация, что отражается в магнитных полях ΔT дифференцированными значениями положительного знака.

Кварцевые жилы широко развиты в пределах зон глубинных разломов как в раннепалеозойских осадочных, так и магматических породах. Основная масса жил приурочена к интенсивно дислоцированным терригенным породам позднего рифея–кембрия. Среди интрузивных образований кварцевые жилы распространены в таннуольском, сархойском, урикском и бреньском комплексах гранитоидного состава. Распределение жил неравномерно. Наиболее обильны они на участках сопряженно-тектонических нарушений с оперяющими системами, что хорошо видно в Тапса-Карахемском золоторуднороссыпном районе. Здесь кварцевые жилы группируются полосами длиной 1–2 км при ширине 20–50 м, иногда образуя небольшие линейные штокверки размером 200 × 100 м.

По составу и характеру минерализации выделяются три типа жил. Первый – извилистые, ветвящиеся, прямолинейные протяженностью 30–150 м, мощностью 0,1–2 м, сложенные кварцем светло-серого, молочно-белого и желтоватого цвета, от мелко- до среднекристаллического, содержащим вкрапленность (1–3 %) пирита, галенита, блеклых руд, иногда золота. Содержание золота в жилах резко изменчиво – от 0,5 до 50 г/т. Второй тип жил имеет линзовидную и четковидную форму, подчинен сланцеватости, протяженностью 5–70 м, мощностью 0,05–5 м, сложен молочно-белым и светло-серым кварцем крупнокристаллическим. Содержание золота не превышает 0,1–5 г/т. Третий тип представлен прямолинейными косесекущими прожилками небольшой протяженности 3–10 м, мощностью 0,5–2 см, сложен светло-серым мелкокристаллическим кварцем с содержанием золота до 0,5 г/т.

В Каахемском прогибе кварцевые жилы распространены в апикальных частях массивов таннуольского комплекса. Они локализируются в виде ли-

нейных зон, приуроченных к ореолам калишпатизированных мелкозернистых плагиогранитов шириной 10–100 м и протяженностью 100–700 м. Форма жил линзообразная, четковидная, лентообразная, мощность 3–40 см. Жилы часто располагаются кулисообразно, сопровождаются березитизированными породами с пиритом, серицитом, кальцитом. Сложены такие жилы светло-серым среднекристаллическим кварцем с примесью альбита, калиевого полевого шпата и вкрапленностью халькопирита, галенита и блеклых руд в количестве 2–4 %, содержат золото от 1 до 80 г/т.

ТЕКТОНИКА

Тектоническое строение района определяется сложнопостроенными складчатыми областями Алтае-Саянской (АССО) и Саяно-Забайкальской (СЗСО) и зоной их сочленения. Разновозрастные структурно-вещественные комплексы от раннего архея до кайнозоя, находящиеся в сложном сочетании, обуславливают складчато-глыбовый мозаичный характер площади листа. В АССО выделены выступы архейского фундамента, Тувино-Монгольская байкало-салаирская, Верхне-Енисейская салаирская, Восточно-Тувинская салаиро-каледонская, Окинская каледонская складчатые системы, а в СЗСО – Хармадабанская карельская складчатая система. Сочленение этих систем происходит по зонам глубинных разломов (структурных швов), из которых наиболее значимое влияние в АССО имеют Каахемский (2), Шишхид-Бусингольский (3), Агардагский (4) и Окинский (6), а в СЗСО – Тункинский (8).

Складчатые системы неоднократно испытывали тектоно-магматическую активизацию с формированием средне-верхнепалеозойских, мезозойских и кайнозойских наложенных структур, выраженных морфологически в виде грабенов, линейных зон, впадин и лавовых полей базальтов.

Выступы архейского фундамента (I) выделены на северо-востоке площади в виде Гарганской (I_1) и Хондологойской (I_2) глыб. Гарганская глыба в пределах листа представлена южной частью и ограничивается Окинским надвигом. Сложен выступ раннеархейским Гарганским метаморфическим комплексом гнейсогранитовой формации. По химизму образования комплекса отвечают плагиогранитам и лейкократовым кварцевым диоритам с резким преобладанием натрия над калием. В гнейсоплагиогранитах присутствуют реликты и скиалиты метаморфических пород – гнейсов, амфиболитов, претерпевших диафторитовые изменения, аналогичные тем, что и вмещающий плагиогнейсово-гранитный матрикс (хлоритизация, эпидотизация, «ситовидные» структуры полевых шпатов). Соотношения Гарганской глыбы с верхнерифейским чехлом тракуются неоднозначно. По данным В. Н. Лодочникова (1941 г.) и Н. И. Добрецова (1985 г.), рифейский комплекс (иркутская свита) залегает на древних гранитогнейсах со стратиграфическим несогласием и перекрывается карбонатно-песчано-сланцевой ильчирской свитой. Нашими наблюдениями в бассейне р. Гаргана установлен типичный тектонический контакт, выраженный милонитами, похожими на аркозовые песчаники. Также фиксируются фрагменты деформированного тектонического покрова на южном окончании Гарганской глыбы. Хондологойский выступ, выделенный в некоторой мере условно, имеет тектонические границы, при этом с юга ограничен Тункинским

глубинным разломом. Сложен он гнейсами китойкинского метаморфического комплекса с элементами мигматит-гранитовой формации, близкой по составу к китойскому комплексу. Существует мнение [304, 312], что это высокометаморфизованный аналог барунгольской свиты ордовика, отчего некоторые исследователи усматривают здесь реликты высокобарического минерала кроссита, при этом современная структура Хонгологойского выступа рассматривается как горст. В физических полях отражается только Гарганская глыба, которая характеризуется слабоотрицательным магнитным полем до -50 нТл, относительным повышением поля Δg до -180 мГал и низкой интенсивностью мощности экспозиционной дозы.

Хамардабанская карельская складчатая система (I) выделяется в юго-восточной части листа и представлена северным крылом Хамардабанского выступа складчатого основания (I), а по А. А. Шафееву (1970 г.) – Хамардабанского антиклинория. От Окинской системы выступ отделен зонами Тункинского (8) и Слюдянского (9) глубинных разломов. Выступ складчатого основания сложен кристаллическими сланцами, гнейсами хангарульской свиты и мраморами слюдянской серии общей мощностью около 2000 м, составляющими верхний структурный ярус. Нижний структурный ярус архейского возраста на площади листа не вскрыт и фиксируется восточнее (лист М-48) в Шумацкой глыбе. Отложения смяты в изоклинальные складки с субширотным простиранием осей, с углами падения на крыльях $60-75^\circ$. Метаморфизм отложений достигает амфиболитовой фации. Метаморфические образования прорываются гранитоидами зунмуринаского комплекса с возрастом 1850 млн лет, фиксирующими карельский этап. Выступ характеризуется положительным магнитным полем напряженностью от 0 до 100 нТл и относительным повышением поля Δg до -200 мГал, которое осложнено линейными градиентными зонами, отвечающими тектоническим нарушениям. Значения поля МЭД низкие – 2,3 мкР/ч.

Тувинно-Монгольская байкальско-салаирская складчатая система (II) как самостоятельная структура стала выделяться с начала 1960-х годов и представлялась как область ранней консолидации в системе палеозой в позднем докембрии, затем переработанная каледонской складчатостью [92, 17]. Позднее с позиций плитной тектоники [13, 14, 76] структура трактуется в качестве Тувинно-Монгольского микроконтинента Палеоазиатского океана. В пределах Тувинно-Монгольской складчатой системы на площади листа выделяются Сангиленский (II₁), Агойский (II₂), Бусингольский (II₃), Шутхулайский (II₄) и Харальский (II₅) выступы байкальского складчатого основания, переработанные салаирской и каледонской эпохами тектогенеза.

Сангиленский выступ представлен фрагментами в западной и юго-восточных частях листа. Выступ имеет двухъярусное строение. Нижний структурный ярус сложен глубоко метаморфическими породами тесхемской и мугурской свит, а также нерасчлененной тесхем-мугурской серии раннего протерозоя общей мощностью более 3 км. Метаморфизм отложений достигает амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций с развитием венитовых, артеритовых мигматитовых структур с выплавками гранитного материала, в виде небольших линейных тел и жил керамических пегматитов чжаргаландского комплекса. Эти образования смяты в узкие изоклинальные складки с крутыми углами падения на крыльях и осложнены дополнительной складчатостью

(плоччатостью) за счет внедрения гранитоидов таннуольского комплекса салаирского тектогенеза. Часть исследователей [101, 102] отрицают существование структуры как выступа, приводя данные по радиологии из гнейсов тесхем-мугурской серии, указывающие на раннепалеозойский возраст. Этому противоречат геологические данные по листу М-46 [195] и наблюдения авторов, когда на формации нижнего структурного яруса с угловым несогласием залегают терригенно-карбонатные отложения позднерифейской хапсугской и, возможно, нарынской свит венда, охарактеризованных палеонтологически и слагающих верхний структурный ярус. На этом основании авторы придерживаются мнения о байкальском возрасте структуры в целом. По представлениям В. Г. Беличенко (2003 г.), Н. Л. Добрецова (1985 г.) и других исследователей, отложения верхнего структурного яруса для Тувино-Монгольского микроконтинента являются чехлом. Отложения верхнего яруса метаморфизованы в зеленосланцевой фации, мощность их составляет более 3200 м. В них развиты сундучнообразные складки штампового характера, которые наследуют поверхность нижнего метаморфического комплекса. В зоне влияния интрузий гранитоидов сархойского и таннуольского комплексов развиты ареалы небольшой мощности контактово-метаморфизованных пород амфиболитовой фации, конвергентных по составу тесхем-мугурской серии, что создает дополнительные трудности при расшифровке структуры в целом. Широко развиты сбросовые нарушения северо-восточного и субширотного направлений, осложняющие соотношения ярусов. Фрагменты Сангиленского выступа не находят четкого отражения в физических полях. Магнитное поле над ними спокойное, преимущественно отрицательное — до -300 нТл, а гравитационное поле представлено областями градиентных ступеней.

Агойский выступ размером 25×30 км находится между Байсютско-Харальским (1) и Карабельдырским (5) разломами и представляет собой крупный «ксенолит» в поле развития гранитоидов таннуольского комплекса. Сложен он метаморфическими породами тесхем-мугурской серии и мелкими телами чжаргаландского комплекса протерозоя, составляющими нижний структурный этаж. Выступ ограничен и осложнен разрывными нарушениями северо-северо-западного направления, отвечающими крупным взбросам. Породы выступа интенсивно переработаны салаирскими интрузиями таннуольского комплекса, в связи с чем гравитационное поле в контурах выступа дифференцированное, состоящее из относительных повышений и понижений, амплитуда составляет до 20 мГал. Практически все породы в контурах выступа отмечаются положительным дифференцированным полем ΔT_a до 500 нТл, кроме той его части, которая приближена к юго-восточному и южному контактам. Здесь отмечается интенсивная ступень магнитного поля, переходящая в положительную аномалию интенсивностью до 1000 нТл. Значения поля МЭД не выше 4 мкР/ч.

Особого внимания заслуживает Бусингольское поднятие, сложенное карбонатно-сланцевыми породами балыктыгхемской и билинской свит рифея, представляющих нижний структурный этаж, а по его периферии отмечаются фрагменты верхнего структурного этажа, представленного отложениями кыштагской и айлыгской свит венда. Поднятие с запада ограничено Шишхид-Бусингольским взбросом (3), на востоке смыкается с Хубсугульским прогибом [13], а с севера сопрягается с образованиями нижнего и верхнего структурных

ярусов Шутхулайского выступа. Мощность отложений более 2000 м. По формационному набору и возрастной корреляции отложения верхнего этажа Бусингольского поднятия могут сопоставляться с нижней частью Боксон-Сархойского прогиба Окинской складчатой системы. В физических полях структура расположена в зоне градиентной ступени поля Δg и спокойного положительного магнитного поля интенсивностью 50–100 нТл.

Шутхулайский выступ развит большей частью за пределами площади — на листе N-47, в северо-восточной части листа выделяется только южное окончание этой структуры (нижний структурный этаж), сложенное метаморфическими сланцами билинской и мраморами балыктыгхемской свит, условно относимых к рифею. Ранее отложения свит картировались как раннепротерозойские [44]. По юго-западной периферии структуры отмечают небольшие поля карбонатных пород айлыгской свиты венда, представляющих верхний структурный этаж. Общая мощность отложений выступа составляет более 3500 м. В пределах шовной зоны Шишхид-Бусингольского взброса (3) фиксируются мелкие тела гипербазитов шишхидского комплекса верхнего рифея(?) в виде разрозненных клиппенов. Взброс отделяет пассивную окраину Тувино-Монгольского микроконтинента от Восточно-Таннуольской плутонической дуги [65].

Харальский выступ докембрия имеет неясную тектоническую природу и включен в байкалиды условно. В пределах листа представлен своей большей южной частью. Некоторые исследователи [15] выделяют всю Харальскую структуру в качестве Каа-Хемской внешней аккреционной дуги, другие [13, 120] как самостоятельный блок, не имевший в венде—нижнем кембрии связи с Тувино-Монгольским массивом байкалид. Выступ сложен терригенно-вулканогенными породами харальской (поздний рифей) и охемской (венд) свит общей мощностью более 5 км. Последняя залегает на харальской свите со стратиграфическим несогласием и содержит в основании конгломераты с обломками гранитов и пород харальской свиты. Отложения метаморфизованы в зеленосланцевой фации и смяты в широкие складки с виргацией осей. В зонах смятия наблюдаются гофрировка и плейчатость более высоких порядков.

Верхне-Енисейская (III-A) салаирская и Восточно-Тувинская (III-B) салаиро-каледонская складчатые системы. В пределах листа незначительно развиты структуры салаирской Верхне-Енисейской складчатой системы. Салаиро-каледонская Восточно-Тувинская складчатая система занимает большую площадь тувинской части листа. Восточно-Тувинская система формировалась одновременно или несколько отставала в развитии от Верхне-Енисейской и по существу является временным и территориально восточным ее продолжением. Структуры Верхне-Енисейской системы выделены западнее — на листе M-46, где занимают обширные площади. В северо-западной части листа M-47 она представлена небольшими фрагментами Восточно-Таннуольского антиклинория (III₂), являющегося «сквозной» структурой для Верхне-Енисейской и Восточно-Тувинской систем. Граница между системами, проходящая по Каахемскому разлому, достаточно условна. К северу от площади, на листе N-47, по Окинскому надвигу проходит граница между Восточно-Тувинской и Окинской складчатыми системами.

В пределах площади Восточно-Тувинская система включает в себя Каахемский (III_1) и Шишхидский (III_6) рифтогенные прогибы, Восточно-Таннуольский антиклинорий (III_2) и группу сопряженных складок (III_3, III_4, III_5).

Каахемский рифтогенный прогиб по существу является пограничной структурой между Верхне-Енисейской и Восточно-Тувинской складчатостями системами. Выполнен он вулканогенной контрастной базальт-риолитовой формацией в объеме туматайгинской и оттутайгинской свит раннего кембрия общей мощностью более 3,5 км. Отложения свит содержат в виде протрузий или клиппенов мелкие тела гипербазитов актоврацкого комплекса. К северо-западу прогиб переходит непосредственно в Каахемский офиолитовый пояс с крупными телами гипербазитов дунит-гарцбургит-перидотитовой формации [6]. На юге прогиб срезан Агардагским взбросом. Прогиб четко фиксируется в физических полях градиентными зонами магнитного и гравитационного полей. На Дистационной основе фиксируется серией протяженных линеаментов северо-западного направления.

Восточно-Таннуольский антиклинорий занимает центральную часть складчатой системы. На юге граничит со структурами Сангилен, на востоке — с Шишхидским рифтогенным прогибом. Антиклинорий на 90 % выполнен интрузивными образованиями диорит-тоналит-плагиогранитовой и гранитовой (лейкогранитовой) формаций, включающими останцы байкало-салаирского складчатого основания и его верхнерифейского чехла. По существу формирование антиклинория завершается в салаирскую эпоху, которая продуктивна на золотое оруденение, особенно в зоне Карабельдырского сброса. В поле Δg антиклинорий ограничен градиентными зонами северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания. Поле силы тяжести знакопеременное, амплитуда наблюдаемых значений изменяется до 20 мГал и более, что свидетельствует о насыщенности площади интрузивными образованиями от кислого до основного состава. О широком развитии интрузивов с повышенным содержанием РЭ свидетельствует повышенное поле МЭД, фоновые значения которого составляют 5,5 мкР/ч с отдельными аномалиями до 8–10 мкР/ч. Магнитное поле высокодисперсное с множеством изометричных и овальных аномалий интенсивностью 500–1000 нТл.

Группа сопряженных складок, являющихся штамповыми структурами в кембрийских отложениях, преимущественно карбонатного состава, находится в восточной части Сангилен. Складки асимметричные, веерообразные, сильно нарушены продольными нарушениями, с углами падения на крыльях 50–60°, в центральных частях — до 15–20°. А. С. Гибшер (1998 г.) здесь выделяет покровно-складчатые структуры, сформированные в результате скупивания Таннуольской островной дуги, Агардагского задугового бассейна и Тувино-Монгольского микроконтинента с образованием олистостромовых образований. В составе олистостром отмечаются глыбы рифтогенно-водорослевых археоциатовых известняков, свидетельствующие о послераннекембрийском возрасте надвигообразования. Присутствие известняков в самостоятельных тектонических пластинах указывает на малые амплитуды перемещения. Вероятно, на отдельных участках в этот процесс были вовлечены и нижележащие терригенно-карбонатные отложения венда, слагающие верхний структурный ярус Сангиленского выступа, что в

значительной мере «затушевывает» границы между байкалидами западной, восточной периферий и салаиридами центральных частей Сангилена.

Шишхидский рифтогенный прогиб выделяется в восточной, приграничной части тувинской половины листа. Он ограничен сложнопостроенной зоной Шишхид-Бусингольского взброса (3), сопровождаемого милонитами, внемасштабными телами меланжа и протрузий гипербазитов шишхидского гипербазитового комплекса. Прогиб в бортах сложен позднерифейскими терригенными отложениями, перекрытыми в центральных частях карбонатной формацией венда. Он хорошо фиксируется знакопеременным магнитным полем и гравиметровым полем отрицательного знака. На материалах Дистанционной основы он следится линеаменами субмеридионального направления. Скорее всего, Шишхидский прогиб за пределами площади сочленяется с Окинской аккреционной призмой.

Окинская каледонская складчатая система (IV) на территории листа представлена двумя структурами – Боксон-Сархойским (IV_1) и Ильчирским (IV_2) синклинориями, разделенными Гарганской глыбой и сочленяющимися по сложнопостроенным зонам Ильчирского (10) и Сархойского (7) структурных швов с присутствием офиолитов. Боксон-Сархойский синклинорий сложен породами боксонской венд-среднекембрийской серии, преимущественно ее нижней частью – забитской и табинзуртинской свитами. Эта структура стала известна по работам, связанным с оценкой перспектив бокситоносности и фосфоритоносности отложений [95, 46, 38]. Породы этой части боксонской серии дислоцированы в простые сундучные складки, а верхние горизонты серии за пределами листа имеют пологое залегание с углами до 10–15°. Принципиален вопрос соотношения боксонской серии с подстилающими образованиями. По мнению Н. Л. Добрецова (1985 г.), боксонская серия образует тектонический покров. Эту концепцию поддерживает и ряд других исследователей [178, 171]. По данным А. Б. Кузмичева (2004 г.), в нижнем течении рек Урда-Боксон и Хойта-Боксон зафиксировано несогласное налегание пологозалегающих пород боксонской серии на офиолитах и красноцветах сархойской серии позднего рифея, что принято в данном варианте карты. В Ильчирском синклинории в качестве аналога боксонской серии выделяется горлыкская свита венд-раннекембрийского возраста, которая картируется в виде узкой прерывистой полосы вдоль северной рамки листа. Стратиграфическое положение свиты трактуется неоднозначно, так как она большей частью имеет тектонические контакты с офиолитовым комплексом. Горлыкская свита с тектоническими соотношениями перекрывается барунгольской свитой ордовика и с резким угловым несогласием сагансайрской свитой позднего палеозоя. В обоих случаях в строении низов боксонской серии и горлыкской свиты участвуют породы офиолитовой ассоциации, которые широко развиты в Ильчирском офиолитовом поясе севернее площади. Офиолитовый аллохтон залегает на разных горизонтах карбонатного чехла, а местами на кристаллическом фундаменте. Возраст обдукции офиолитов оценивается неоднозначно: от конца позднего рифея [118], среднего ордовика [178] – до венда–начала девона [61]. Однако тоналиты сумсунурского комплекса, прорывающие офиолиты, имеют датировки $Rb-Sr$ 812 ± 18 млн лет и $U-Pb$ по циркону $785 \pm \pm 11$ млн лет [118]. Эти данные свидетельствуют о том, что Гарганская глыба и ее чехол существовали до позднего рифея.

Боксон-Сархойский прогиб отделен от структур Ильчирского синклинория градиентной ступенью поля Δg Северо-Западного простирания. Внутри контура прогиба поле силы тяжести относительно повышенное, кроме двух минимумов над гранитоидными массивами. Гранитоидные массивы отмечаются аномалиями поля МЭД до 6–6,5 мкР/ч на фоне 3 мкР/ч, соответствующими метаморфическим породам. Магнитное поле, наблюдаемое над прогибом, отрицательное (до –100 нТл), осложненное положительными магнитными аномалиями интенсивностью до 500–700 нТл. Цепочка таких аномалий северо-восточного простирания, отвечающих зоне Ильчирского структурного шва, сопровождаемого гипербазитами. Часть Ильчирского синклинория (севернее Сархойского разлома) отмечается спокойным отрицательным полем ΔT_a , относительным понижением поля силы тяжести и значениями поля МЭД около 4 мкР/ч. Между Сархойским и Слюдянским разломами отмечается линейная субширотная отрицательная аномалия гравитационного поля, отмечающая мощную зону дробления, милонитизации, гранитизации. Эта зона характеризуется положительным магнитным полем интенсивностью от 0 до 150 нТл с отдельными изометричными более интенсивными (до 500 нТл) аномалиями. На материалах Дистанционной основы четкими линияментами отражаются зоны Ильчирского и Сархойского структурных швов. Также хорошо просматривается линиямент широтного направления, отвечающий Тункинскому разлому, отделяющий Ильчирский синклинорий от Хамардабанских структур.

Структуры среднепалеозойской активизации (VI) выделяются преимущественно на юге тувинской части листа с небольшими фрагментами у северной рамки. Морфологически представляют собой зоны рассредоточенной проницаемости – Баянкольскую (VI_1) и Кызылдагскую (VI_2), а также небольшие грабены – Тоджинско-Уюкский (VI_3) и Качикский (VI_4). Наиболее изученной и практически значимой является Баянкольская зона северо-западного простирания, которая подчеркивается ареалом распространения интрузий сангиленского комплекса уртит-нефелин-сиенитовой формации. Протяженность ареала более 80 км, а ширина достигает 50 км. Массивы комплекса имеют размеры до 30 км². Комплекс двухфазный и представлен ийолитами, уртитам, нефелиновыми и щелочными сиенитами. В контактах интрузий широко развиты ореолы фенитизации. В пределах зоны широко развиты системы трещиноватости северо-западного направления, реже субширотного. Необходимо отметить и пространственную приуроченность к Баянкольской зоне мезозойских щелочно-гранитных интрузий, что позволяет предполагать ее длительное развитие и коровое заложение. Зона четко отражается градиентами магнитного и гравиметрового полей. На Дистанционной основе фиксируются кольцевые структуры, отражающие площади распространения групп или отдельных массивов. Зона по существу контролирует размещение редкометалльно-редкоземельного оруденения и нефелиновых руд.

Кызылдагская зона на территории представлена южным фрагментом и отражается распространением интрузий второй фазы сангиленского комплекса, представленных щелочными сиенитами. В физических полях зона хорошо следится градиентами магнитного и гравитационных полей. Интрузивный

массив субщелочного состава у северной рамки листа отмечается аномалией поля МЭД 5,5 мкР/ч и аномалией магнитного поля более 500 нТл.

Тоджинско-Уюкский грабен является юго-восточным окончанием структуры, выделенной на листе М-46 [6]. Выполнен он кислыми вулканитами кендейской свиты раннего девона и терригенными отложениями дерзигской свиты силура с «останцами» вулканитов раннего кембрия.

Качикский грабен расположен в южной приграничной части листа и представляет собой небольшой грабен (грабен-синклиналь) площадью 15 км², выполненный кислыми вулканитами кендейской свиты. Девонский вулканизм для площади не характерен и носит угнетенный характер в отличие от западного листа М-46 [6].

Структуры верхнепалеозойской активизации (VI) выделяются на северо-востоке листа в шовной зоне Гарганской глыбы (I_1) в объеме Саганского грабена (VI_5), представляющего собой здесь узкую линейную структуру шириной 500–700 м. Сложен он грубообломочными терригенными отложениями сагансайрской свиты, залегающей со структурным несогласием на горлыкской свите. Учитывая, что офиолитовый комплекс обдуцирован на Гарганскую глыбу, Саганский грабен можно рассматривать как неоавтохтон.

Структуры мезозойской активизации (VII) на площади представлены единственной Серлигхемской впадиной (VII) угловато-изометричной формы и площадью около 800 км². Сложена она нижнеюрскими грубообломочными отложениями (конгломераты, гравелиты, песчаники) одноименной свиты. На северо-востоке впадины в ее бортовых частях наблюдается налегание юрских отложений на интрузивные породы таннуольского, бреньского и сангиленского комплексов. При этом отложения юры имеют крутые углы (до 70°) прилегания. Мощность отложений достигает 1400 м, резко изменчива, иногда сквозь них «просматриваются» выступы гранитоидов. По северо-западной периферии впадины ее отложения перекрываются базальтами плейстоцена. Над впадиной наблюдается слабодифференцированное положительное магнитное поле и понижение гравитационного поля до –220 мГал. В материалах Дистанционной основы собственно впадина практически не выражена, но выступы подстилающих ее гранитоидов отражаются элементами кольцевых структур.

Структуры кайнозойской активизации (VIII) на площади представлены довольно широко и морфологически имеют разные типы. Выделяются впадины Кунгуртутская ($VIII_1$), Тункинская ($VIII_2$) и Сорокская ($VIII_3$) и поля базальтов, объединенные в тувинской части листа под названием Азасское базальтовое поле ($VIII_4$), и безымянные – в Бурятии.

Кунгуртутская впадина площадью более 350 км² находится в северо-восточной части Сангилена. С северо-запада впадина ограничена подновленным Агардагским структурным швом, а с северо-востока ветвью Шишихид-Бусингольского разлома. Такие ограничения предполагают неотектонический характер впадины. Сложена она комплексом плейстоценовых отложений – озерного, пролювиального и аллювиального генезиса, в южной части – плиоцен-эоплейстоценовыми, преимущественно озерными отложениями, и вполне возможно, что под ними имеются породы неоген-палеогенового возраста. Есть предположения о ее ледниковом происхождении. Мощность отложений впадины в ее центральной части предполагается более 200 м.

Наиболее представительной в регионе является Тункинская впадина. На площади листа картируется ее западная половина. С севера и юга она ограничена крупными разломами: с севера – Тункинским (8), а с юга – Слюдянским (9), которые четко отражаются в гравиметрическом поле градиентными зонами. Для впадины характерна асимметрия – северный борт круче южного, с амплитудой опускания дна до 5 км, с учетом высот горного обрамления [58]. В настоящее время Тункинская впадина является сейсмически активной, что подтверждает ее рифтогенную природу. Залегание отложений почти горизонтальное. На площади листа скв. 7 на глубине 520 м не вышла из терригенно-угленосных отложений палеогена. Выше разрез представлен терригенными отложениями с прослоями базальтов миоцен-плейстоценового возраста. Завершается разрез комплексом озерного, ледниково-флювиогляциального, пролювиального и аллювиального генезиса. За пределами площади, на листе М-48, в пределах Тункинской впадины скв. 2 на глубине 2120 м не вышла из миоценовых отложений [58].

Сорокская впадина выделена на севере бурятской части листа достаточно условно. Большую ее часть занимают кайнозойские базальты. В пределах впадины установлены четкие соотношения ледниковых отложений и базальтов.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Важнейшими геологическими элементами рассматриваемой территории являются глубинные разломы (структурные швы), а также сопряженные с ними региональные разломы, которые совместно образуют системы и узлы. Важными чертами основных разломов являются древность их заложения, длительность и унаследованность развития, многократная регенерация, что выражается в сопровождении их системами более мелких разломов, а иногда зонами смятия и узкими полосами тектонического меланжа. Основные структурообразующие нарушения на площади имеют субширотное и субмеридиональное направления. По морфологии и характеру смесителя выделяются взбросы – Шишхид-Бусингольский (3), Агардагский (4); надвиги – Окинский (6) и переменного строения, разделяющие блоки с различным составом отложений и усложняющие тектонический рисунок района – Каахемский (2), Сархойский (7), Тункинский (8), Слюдянский (9), Ильчирский (10).

Агардагский взброс на площади протягивается в субширотном направлении более чем на 120 км, с листа М-46, где контролирует Южно-Тувинский гипербазитовый пояс, практически до Государственной границы, где обрывается Шишхид-Бусингольским взбросом. В пределах листа разлом отделяет Восточно-Таннуольский антиклинорий от структур Сангилена, выступа, по мнению В. Г. Беличенко (2003 г.), который включает его в состав Тувино-Монгольского континента. Разлом выражен серией сопряженных долин, сопровождается бластомилонитами и зонами смятия, расщепления и кливажа в виде мелких сколовых трещин. В физических полях разлом отражается экстремальными значениями модуля горизонтального градиента поля силы тяжести. Расчетные данные указывают на взбросовый характер нарушения с крутым углом до 70°. Некоторые исследователи [15] трактуют Агардагский разлом как сутуру.

Шишхид-Бусингольский взброс выделяется на востоке тувинской части листа и в пределах листа протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 200 км. Разлом имеет сложную конфигурацию и частично надвиговый характер. Он отделяет структуры Сангилен и Восточно-Таннуольского антиклинария от Хубсугульской карбонатной платформы, находящейся в Республике Монголия [13, 14]. Разлом сопровождается гипербазитами, образующими Шишхидский офиолитовый пояс, включающий одноименный массив альпинотипных гипербазитов. Отмечаются немасштабные, шириной 300–500 м, зоны меланжа, подстилающие гипербазиты, в которых перемешаны клиппы серпентинитов, пород чартысской и балыктыгхемской свит. По данным А. Б. Кузмичева (2004 г.), ультрабазиты сложены гарцбургитами с линзами дунитов. Породы практически нацело превращены в серпентиниты, местами с развитием талька, лиственитов и антигорита. Разлом выражен геоморфологическими мелкими впадинами (депрессиями) кайнозоя. Сами же гипербазиты слагают отроги хребта северо-северо-восточного направления высотой до 2800 м. К зоне Шишхид-Бусингольского взброса приурочены разновозрастные палеозойские интрузии, указывающие на неоднократное его подновление, продолжающееся в настоящее время. Северная ветвь взброса пространственно приурочена к Билинской сейсмической зоне, которая, по П. П. Курганькову (2006 г.), является одним из наиболее сейсмически активных участков АССО, в пределах которой зафиксировано значительное количество эпицентров землетрясений, в том числе крупных. В геофизических полях он следится экстремальными значениями модуля горизонтального градиента гравитационного и магнитного полей. На Дистанционной основе он выражен линеаментами субмеридионального направления с дуплексной системой сколовых трещин.

Каахемский структурный шов имеет переменное строение и прослеживается в северо-северо-западном направлении более чем на 110 км. Он трассирует Каахемский рифтогенный прогиб, выполненный вулканогенной контрастной базальт-риолитовой формацией, который разделяет структуры Восточно-Тувинской и Верхне-Енисейской складчатых систем. Отложения формации содержат в виде протрузий или клиппенов мелкие тела гипербазитов актов-ракского комплекса. Система разломов имеет ширину до первых километров и представляет собой своеобразную зону смятия, в пределах которой породы рассланцованы и динамометаморфизованы с различной интенсивностью в различных местах. Геоморфологически разлом подчеркивается протяженными участками речных долин. В геофизических полях он прослеживается фрагментами градиентных перепадов гравитационного и магнитного полей. На Дистанционной основе выражается прерывистыми линеаментами, совпадающими по направлению с зоной разлома.

Окинский надвиг на площади ограничивает с юга Гарганскую глыбу, хотя, как уже отмечалось ранее, соотношения Гарганской глыбы с верхнерифейским чехлом трактуются неоднозначно: либо как стратиграфически несогласные, либо как тектонически-покровные. В пользу последнего свидетельствуют факты наличия милонитов и фрагментов деформированного тектонического покрова на южном окончании Гарганской Глыбы. В своей восточной части надвиг совместно с Сархойским разломом образует сложнопостроенную систему разрывных и надвиговых тектонических нарушений.

Ильчирский разлом местами выглядит как деформированный надвиг в виде систем трещиноватости, зон смятия и милонитизации с фрагментами тектонического покрова. Он сопровождается офиолитами в объеме ильчирского и боксонского габбрового комплексов. В структурном отношении он совместно с Сархойским разломом образует субширотную тектоническую зону протяженностью более 70 км и шириной 5–7 км, разделяющую Боксон-Сархойский прогиб и Ильчирский синклинорий. В геофизических полях и на Дистанционной основе зона следится фрагментарно – по характеру смены полей, градиентными зонами и отдельными линеаментами.

Сархойский разлом на своем восточном продолжении смыкается с Тункинским структурным швом. Он отчетливо следится по линейным градиентам гравиметрического и магнитного полей, а также протяженными выдержанными линеаментами по материалам Дистанционной основы.

Другими структурообразующими разломами в восточной части площади являются Тункинский и Слюдянский, представляющие собой ветви Главного Саянского глубинного разлома. Первый отделяет Ильчирский синклинорий от Тункинской кайнозойской впадины, второй – от Хамардабанской карельской складчатой системы. Тункинский разлом выражен в рельефе уступом с перепадом высот в 1500–2000 м. Морфологически это сброс, фиксируемый сравнительно неширокой (250–400 м) зоной катаклизмов. Амплитуда смещения по нему не менее 3000 м [58]. Слюдянский разлом имеет аналогичную характеристику, отличаясь только меньшей амплитудой смещения. Оба разлома четко прослеживаются как на Дистанционной основе, так и в геофизических полях.

Значительная площадь северной половины листа попадает в Байкальскую рифтовую зону (систему) [123, 58]. Предполагается расщепление центрального рифта на две рифтовые «долины» – Баш-Хемскую (центральную) и Каа-Хемскую (южную). Помимо рифтогенных структур субширотного простираения фиксируются еще три рифтовые впадины (с востока на запад) – Хубсугульская, Дархатская, Бусингольская, имеющие почти перпендикулярное положение относительно основной системы [123]. Центральная рифтовая «долина» и смыкание с северным окончанием Хубсугульской рифтовой впадины охватывают значительную (центральную) территорию бурятской части листа. Здесь неотектоническая активность выразилась в широком развитии интенсивных деформаций растяжения с образованием сети разноориентированных трещин и активной сейсмической деятельности. Все это вызвало интенсивную тектоническую переработку древних геоструктур, где помимо подновления существовавших разрывных нарушений появилось большое количество новых, не всегда наследующих общих палеоструктурный план и зачастую затушевывающих геоструктурную обстановку региона. В меньшей мере это характерно и для тувинской части листа, в силу снижения неотектонической и сейсмической активности по мере удаления в западном направлении от оз. Байкал. Здесь отмечается влияние южной «рифтовой» долины в полосе шириной до 30 км южнее долины р. Каа-Хем, а также Бусингольской рифтовой впадины с одноименным палеоподнятием и центральной частью Шишхид-Бусингольской зоны глубинного разлома.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Площадь расположена в юго-восточной части АССО и включает в себя два различных морфорайона – Саяно-Тувинский и Западно-Прибайкальский, различающиеся по генетическим типам рельефа и характеру созданных форм (рис. 1, 2).

САЯНО-ТУВИНСКИЙ МОРФОРАЙОН

Саяно-Тувинский морфорайон расположен в восточной части Алтае-Саянской области и представляет собой складчато-глыбовую горную страну, для которой характерно наличие крупных горных хребтов и нагорий, разделенных межгорными и внутригорными котловинами. Морфорайон включает две крупные горные системы – хр. Пограничный, охватывающий территорию Восточной Тувы, и Большой Саян в юго-западной части Бурятии.

К основным орографическим и морфологическим единицам Восточной Тувы относятся на севере Восточно-Тувинское нагорье (II), высокогорье хр. Академика Обручева (III), в центральной части – Каахемское нагорье (IV) и южнее – нагорье Сангилен (V), вдоль восточной границы – Восточно-Тувинские горы (VI). Горная цепь хр. Академика Обручева представляет собой высокогорный, тектонического происхождения альпийский хребет с абс. выс. 2000–2600 м, кулисообразно протягивающийся по водоразделу между реками Каа-Хем и Бий-Хем. Рельеф Восточно-Тувинского и Каахемского нагорья характеризуется сочетанием глубоко расчлененного высокогорья и среднегорья с пологоволнистыми поверхностями гольцовых массивов, а также средне- и мелкогорными участками. В пределы Восточно-Тувинского нагорья входит Серлигхемская впадина (2), расположенная на западном продолжении широтной линии разломов Тункинской депрессии. Нагорье Сангилен представляет собой выровненную поверхность, которая в третичное время была разбита разломами юго-западной, северо-восточной и широтной ориентировки на отдельные блоки. Рельеф нагорья с абс. выс. 2000–3000 м характеризуется чередованием обособленных гольцовых и альпийских массивов, залесенных среднегорных хребтов с лежащими на различной абсолютной высоте долинами и котловинами. В зоне сопряжения Сангилена и Каахемского нагорья находится Кунгуртутская впадина (5), имеющая рельеф пологоволнистой водно-аккумулятивной равнины.

Восточно-Тувинские горы характеризуются меридиональным расположением кайнозойских зон разломов, вдоль которых располагаются хребты

и котловины: Билинская (3), Бусингольская (4) и Тайрисинская (6). На крайнем юго-западе находится низкогорный рельеф восточной части Убсунурской котловины (7).

В Бурятской части выделяется система хребтов Большого Саяна и Тункинские гольцы (1) с отметками от 2000 до 3391 м (гора Мунку-Сардык на границе с МНР), представляющие типичное альпийское высокогорье с цирками, карами, ригелями, троговыми долинами и ледниковыми озерами. У северной рамки листа располагается Сорокская (1) впадина.

ЗАПАДНО-ПРИБАЙКАЛЬСКИЙ МОРФОРАЙОН

В геоморфологическом отношении регион охватывает такую крупную морфоструктуру, как сводово-глыбовое поднятие хр. Западный Хамар-Дабан (VIII), характеризующееся высокогорным, сильно расчлененным рельефом альпийского типа с вершинами 2994,0 м (гора Байшинт-Ула). На ступенчатых склонах этого свода развиты древние поверхности выравнивания, а в северной части располагается Тункинская (8) впадина (западная часть), относящаяся к кайнозойским впадинам Байкальской рифтовой системы [56].

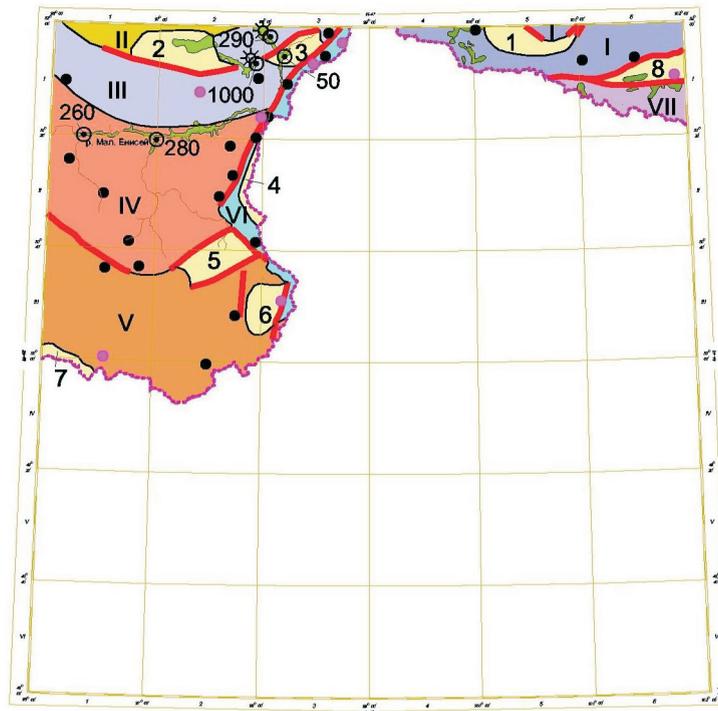
Современный рельеф рассматриваемой территории характеризуется многообразием типов. Он возник в результате кайнозойских глыбовых движений, происходивших на фоне общего поднятия, которые определили его основные черты: возникновение и ориентировку хребтов и межгорных депрессий, конфигурацию гидросети и излияние базальтов. Различие в гипсометрическом положении отдельных участков рельефа привело к различию в климате, а также интенсивности и типах экзогенных процессов.

Ведущими рельефообразующими процессами в формировании рельефа территории являются: 1) кайнозойская глыбовая тектоника; 2) излияние базальтов; 3) водная эрозия; 4) ледниковая эрозия; 5) комплексная денудация; 6) водная аккумуляция; 7) водно-ледниковая аккумуляция.

Исходя из вышперечисленного, на геоморфологической схеме выделяются структурные (тектоногенные), вулканогенные, выработанные (структурно-денудационные и денудационные) и аккумулятивные поверхности рельефа.

Аккумулятивный рельеф

Полигенетические равнины, созданные процессами аллювиальной, озерной, делювиально-пролювиальной аккумуляции в поздненеоплейстоцен-голоценовое время, наиболее широко отмечаются в Кунгуртугской и Тункинской впадинах. Поверхность равнины, образованная совместной деятельностью рек, озер и временных потоков, представлена руслами, пойменными и надпойменными террасами, озерными котловинами и шлейфами конусов выноса вдоль горного обрамления. Озеро Терехоль в западной части Кунгуртугской впадины лежит в плоской ванне глубиной в несколько метров. К востоку от озера расположена болотистая, проходимая лишь в конце



1 : 5 000 000

в 1 сантиметре 50 километров
 км 50 0 50 100 150 200 250 км

Рис. 1. Схема геоморфологического районирования.

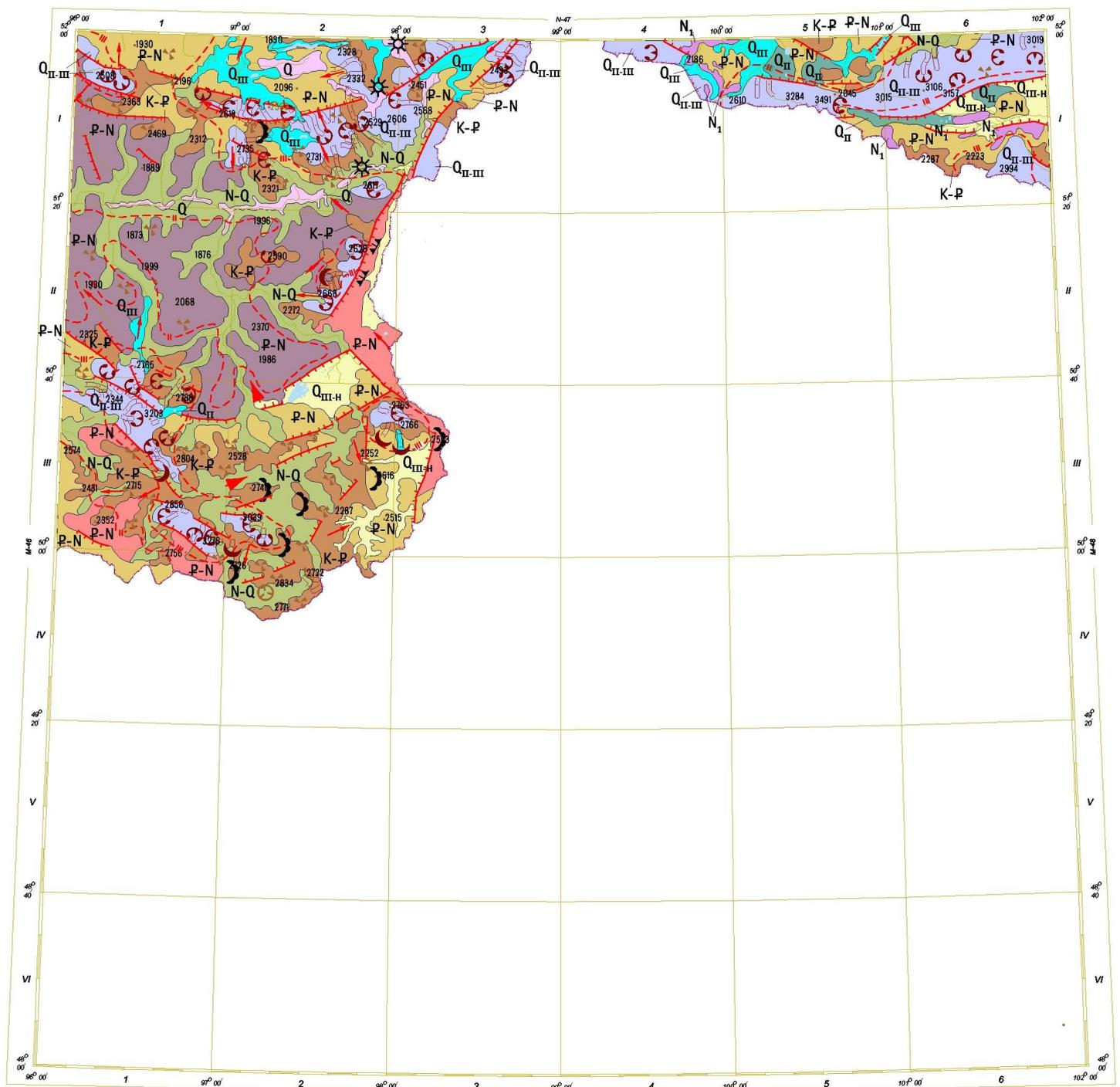
Саяно-Тувинский морфорайон

Сводово-глыбовые поднятия юго-восточной части Алтае-Саянской области: *II* – среднегорье Восточно-Тувинского нагорья; *III* – высокогорье хр. Академика Обручева; *IV* – среднегорный рельеф Каахемского плоскогорья; *V* – высокогорный и среднегорный рельеф нагорья Сангилен; *VI* – Восточно-Тувинские горы
 Впадины: 2 – Серлигхемская; 3 – Билинская; 4 – Бусингольская; 5 – Кунгуртутгская; 6 – Тайрисинская; 7 – Убсанурская.

Западно-Прибайкальский морфорайон

I – альпийский рельеф Большого Саяна и Тункинских Гольцов; *VII* – высокогорье западного Хамар-Дабана.
 Впадины: 1 – Сорокская; 8 – Тункинская.

-  Основные новейшие структурообразующие разломы
 -  Границы геоморфологических районов
 -  Эпицентры землетрясений с магнитудами 3–5
 -  Очаги флюидно-терминальной разгрузки
 -  Вулканические аппараты
 -  50 Места отбора проб и возраст базальтов в тыс. лет
- Вулканические лавовые поля:
-  плейстоценовые
 -  миоценовые



1 : 2 500 000

в 1 сантиметре 25 километров

км 25 0 25 50 75 100 125 км

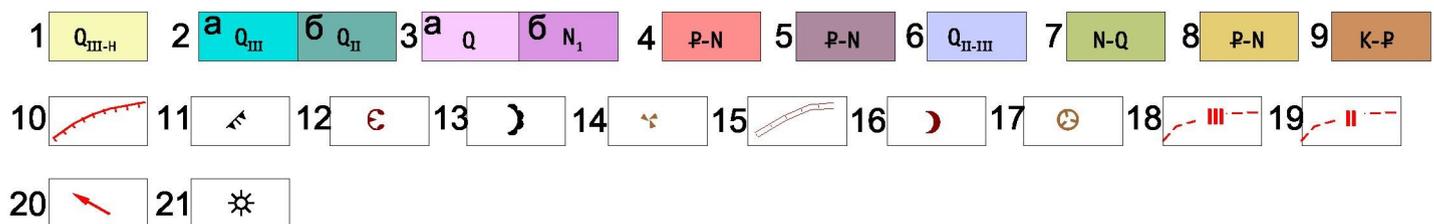


Рис. 2. Геоморфологическая схема листа М-47.

Аккумулятивный рельеф: 1 – полигенетические равнины, созданные процессами аллювиальной, озерной и делювиально-пролювиальной аккумуляции; 2 – моренные равнины, флювиогляциальные террасы, зандровые долины и равнины, созданные ледниковой и водно-ледниковой аккумуляцией Азасского (а) и Улугхемского (б) оледенений. **Вулканогенный рельеф:** 3 – созданный лавовыми потоками плейстоценового (а) и миоценового (б) возрастов. Базальтовые плато и террасированные потоки. **Структурно-денудационный рельеф:** 4 – созданный складчатой структурой древних терригенно-осадочных пород. Среднегорье. Пологие и средней крутизны склоны, куэсты, гряды; 5 – образованный в результате препарировки интрузивных тел. Среднегорье. Пологие и средней крутизны склоны интрузивных массивов, каменные моря. **Денудационный рельеф:** 6 – созданный экзарацией ледников, моделированный процессами денудации. Высокогорье. Пилообразные хребты, крутые склоны, днища каров, цирков, троговых долин, ригели, нагорные террасы, ложбины выпахивания; 7 – созданный эрозией рек и временных потоков при незначительной переработке склоновыми процессами. Крутые и средней крутизны склоны речных долин, обрывы; 8 – созданный эрозией и существенно переработанный процессами комплексной денудации. Среднегорье. Куполовидные вершины, средней крутизны и пологие склоны; 9 – созданный комплексной денудацией. Плоские и слаборасчлененные поверхности гольцового выравнивания высокогорья. 10 – тектонические уступы; 11 – куэсты; 12 – кары, цирки; 13 – нагорные террасы; 14 – курумы; 15 – троговые долины; 16 – конечные морены; 17 – карстовые воронки; 18–19 – границы оледенений: позднеплейстоценовое (18) и среднеплейстоценовое (19); 20 – направление движения льдов; 21 – конусовидные вулканы.

лета равнина, сложенная древними озерными и современными озерно-болотными отложениями. Поверхность ее испещрена многочисленными суффозионными воронками, развитие которых происходит весьма интенсивно. Далее к востоку и юго-востоку она сменяется аллювиальной равниной, образующейся в месте выхода в котловину с гор р. Балыктыг-Хем. Эта часть котловины сложена галечниковыми отложениями реки. Поверхность ее ровная, несколько наклоненная в северо-западном направлении к озеру. Современное русло р. Балыктыг-Хем врезано на глубину 1,5–2,0 м. Далее к востоку и юго-востоку равнинная поверхность котловины сменяется наклонной поверхностью окружающих ее гор, сложенных делювиально-пролювиальными отложениями. Крутизна склонов различна, но граница шлейфов вдоль подножия гор везде выражена достаточно резко.

Поверхность Тункинской впадины представляет собой слабонаклонную пологоувалистую поверхность озерно-аллювиальной равнины, местами осложненной мелкобугристым рельефом эолового происхождения. Сложенные песками увалы имеют высоту 100–120 м. В долине р. Иркут развиты поймы, поверхность которой часто заболочена, и первая надпойменная терраса высотой 12–14 м.

К аккумулятивным поверхностям, созданным ледниковой и водно-ледниковой деятельностью, относятся моренные равнины, зандровые поля, флювиогляциальные террасы Азасского и Улугхемского оледенений.

Поверхности ледниковой аккумуляции Улугхемского оледенения среднего неоплейстоцена характеризуются слабохолмистым сглаженным рельефом. На Окинском плоскогорье наблюдается пологохолмистый слабозаболоченный рельеф на высотах более 2400 м. Денудированные формы ледникового рельефа характерны также и для морен Карахольской котловины (оз. Кара-Холь). В предгорьях Тункинских гольцов и на склонах Тункинской впадины холмисто-грядовый крутосклонный рельеф морен сильно расчленен.

Моренные равнины Азасского оледенения позднего неоплейстоцена в Серлигхемской котловине и по долинам рек Кадыр-Ос, Билин и Хадын имеют типичный холмисто-грядовый рельеф с относительными превышениями до 10–20, реже – 40–50 м, для которого характерно сочетание округлых или вытянутых холмов и западин, гряд и котловин. Наиболее распространены гряды, параллельные рекам и представляющие собой боковую морену, между которыми в понижениях наблюдаются многочисленные озера и болота. Береговые морены морфологически представлены обычно несколькими террасовидными ступенями, понижающимися вниз по уклону троговых долин и смыкающимися с валами конечных морен. Рельеф конечного моренного вала представляет собой чередование узких гряд и замкнутых западин.

Поверхности водно-ледниковой деятельности представлены долинными зандрами рек Хоре, Ока, Иркут в Сорокской, Ильчирской и Тункинской впадинах, а также зандровыми равнинами, протягивающимися полосой шириной до 5–10 км у подножия хр. Хамар-Дабан.

Флювиогляциальные террасы высотой 10–20 м времени Азасского оледенения распространены по долинам крупных рек в Серлигхемской котловине. К поверхностям флювиогляциальных террас Улугхемского оледенения относится I надпойменная терраса высотой 30 м р. Балыктыг-Хем.

Структурный рельеф

Рельеф, созданный новейшими (в том числе и унаследованными) разрывными нарушениями. Это крутые прямолинейные склоны и уступы горных гряд и возвышенностей. На геоморфологической схеме эти формы рельефа изображаются в виде тектонических уступов. Они оконтуривают крупные межгорные депрессии, наиболее поднятые части горной страны и почти всюду служат границей генераций рельефа, имеющих резко различную амплитуду поднятия. Характерной чертой склонов является их прямолинейность и крутизна. Хорошо выражен в рельефе Тункинский разлом, ограничивающий с севера Тункинскую впадину, в виде прямолинейного уступа, разделяющий альпийский рельеф Тункинских Гольцов с равнинной поверхностью днища Тункинской впадины. В долинах рек, пересекающих уступ, отмечаются резкие перегибы продольных профилей, водопады. Поверхность сброса наклонена к югу под углом 50–60°. Вертикальная амплитуда перемещения масс в кайнозой превышает 3000 м, хотя перепад современного рельефа здесь около 1000 м.

Вулканогенный рельеф

Рельеф вулканогенного генезиса возник в результате неоднократных проявлений молодого вулканизма и представлен поверхностями лавовых потоков плейстоценового возраста и базальтовыми плато миоценового времени.

Поверхности базальтовых потоков встречаются по долинам рек Каа-Хем, Кызыл-Хем, Ка-Хем, Серлик-Хем, Кадыр-Ос, Билин. В Серлихемской впадине лавовые потоки создают в рельефе котловины террасовидные уступы различной высоты (от 3 до 9–10 м), поверхность их очень неровная, выпаханная ледником, часто перекрыта мореной. Долины здесь широкие, местами над руслом наблюдаются отвесные обрывы базальтов высотой до 20 м.

Лавовые потоки в долине р. Малый Енисей и его верховье – р. Кызыл-Хем прослежены на протяжении 170 км и слагают базальтовые террасы, которые наблюдаются то по одному, то по другому борту долины. Длина отдельных базальтовых террас достигает 10 км. По некоторым притокам поверхности базальтовых террас наблюдаются на десятки километров вверх по течению (реки Сарыг-Чазы, Тужема, Теректиг-Хем). По всему протяжению реки терраса приклонена к добазальтовой древней террасе, которая выражена фрагментарно вдоль обоих бортов реки на высоте до 150 м выше уреза воды. Подошва базальтов приподнята над урезом воды на 8–20 м. В устье р. Кызыл-Хем базальты образуют террасу высотой до 180 м над нижней 20-метровой цокольной террасой. Базальтовая терраса здесь имеет двухступенчатый профиль, ступени разделены хорошо выраженной залесенной площадкой. Поверхности лавовых потоков идеально ровные, покрыты россыпями базальтовых глыб, глубоко прорезанные водотоками с образованием ущелий и каньонов. Высота скально-ущелистых стенок с осыпями достигает 200 м. По правобережью р. Малый Енисей между притоками Нижний Теректиг и Верхний Теректиг фиксируются останцы шлаковых

конусов высотой до 30–50 м. Здесь установлены три базальтовые террасы: нижняя высотой 10–40 м, средняя — 60–80 м, верхняя — до 150 м.

Базальтовые плато миоценового времени в Бурятии образуют плоские водоразделы с почти горизонтальной поверхностью, слабо расчлененные, с крутыми ступенчатыми склонами. На плоской поверхности изредка можно встретить отдельные сопки высотой до 80 м. Местами поверхность базальтов почти лишена почвенного покрова и покрыта сплошной россыпью глыб базальтов и шлака. Базальтовые поверхности обрываются к реке отвесными уступами высотой до 60–70 м. Наслоенные друг на друга базальтовые покровы часто образуют своеобразную лестницу, поднимающуюся от уреза реки к водоразделу, причем количество ступеней определяется количеством базальтовых покровов.

Структурно-денудационный рельеф

Данный тип рельефа предопределен рельефообразующими свойствами терригенно-осадочных и интрузивных пород различного возраста. Сформировался в палеоген-неогеновое время.

Рельеф, предопределенный складчатой структурой древних терригенно-осадочных пород, распространен в Восточно-Тувинском нагорье и Эрзин-Нарынском междуречье. Рельеф представлен пологими и средней крутизны структурно-денудационными склонами, ориентированными согласно с простираем складчатых структур. Сочетание их образует линейно ориентированные гряды и хребты. На склонах и плоских водоразделах развиты делювиально-коллювиальные отложения, отмечаются скальные денудационные останцы, структурно-денудационные уступы, куэсты.

Рельеф, образованный в результате препарировки интрузивных массивов, развит в пределах Каахемского нагорья. Это сильно расчлененная среднегорная страна с крутыми и средней крутизны склонами, отрепарированными скалистыми гребнями, денудационными останцами. Наиболее характерные формы, связанные с массивами интрузивных пород, в плане представлены почти правильными окружностями, образованными узкими дугообразными грядами и денудационными уступами, концентрически огибающими друг друга.

Денудационный рельеф

Альпийский рельеф, созданный экзарацией средне-верхнеплейстоценовых ледников. Этот тип рельефа пользуется сравнительно небольшим развитием в Восточной Туве и характерен для высокогорных частей хребтов Академика Обручева, Сангилен, Каахемского плоскогорья. Максимальные абсолютные высоты в пределах этого рельефа достигают 3276 м, а относительные превышения вершин над днищами долин — до 2000 м. Рельеф представлен сочетанием каров, цирков, троговых долин, ригелей, ложбин выпаживания с многочисленными каровыми озерами и зубчатыми горными гребнями, пирамидальными пиками. Между карами можно наблю-

дать реликты древних поверхностей в виде горизонтальных и наклонных площадок, которые на общем фоне диких скал и пиков альпийских массивов занимают незначительное место. Для скалистых, лишенных растительности вершин гор характерны камнепады и горные обвалы. Крутые склоны стенок каров испещрены нишами срыва и ложбинами движения лавин. В карах и эрозионных воронках северной экспозиции снег задерживается большую часть года.

Типично альпийский рельеф с глубокими долинами, зубчатыми горными гребнями, пирамидальными пиками, карлингами и карами приурочен к высокогорной части Тункинских Гольцов и Хамар-Дабана. На дне большинства каров находятся озера. Продольный профиль речных долин боковых притоков носит яркие следы деятельности ледников. Ступенчатый, сложноизломанный наклон русла, чередование ригелей и порогов с переуглубленными и ледниковыми озерами, обилие каров и цирков, курчавых скал и бараньих лбов с ледниковой штриховкой свидетельствуют о недавнем позднеплейстоценовом оледенении. Почти все долины в верховьях рек являются троговыми. Неравномерная экзарационная деятельность ледников обусловила формирование сложноступенчатого продольного профиля троговых долин, где котловины выпаживания с ледниковыми озерами сменяются коренными порогами или ригелями. В настоящее время они пропиливаются современной гидросетью, образуя каньонообразные ущелья. Рельеф сформировался в **средне-позднеплейстоценовое время**.

Рельеф, образованный в результате неоген-четвертичной эрозионной деятельности рек и временных потоков при незначительном влиянии других процессов денудации. Эрозионные склоны крупных рек Каа-Хем, Кызыл-Хем, Милзей, Эрзин, Балыктыг-Хем, Нарын крутые, обрывистые, скалистые, покрыты плащом осыпей. Долины имеют V-образный поперечный профиль, глубоко врезаны в водораздельные пространства, часто образуют ущелья и изобилуют множеством порогов и перекатов. Долина Малого Енисея глубоко врезана и носит все черты молодого эрозионного вреза: крутые коренные скалистые склоны, узкое дно, почти целиком занятое руслом, слабое развитие поймы. Все притоки Малого Енисея имеют висячие долины с начинающимся молодым врезом. В тех случаях, когда глубинная эрозия протекает сравнительно давно и водотоки уже успели достаточно углубиться, нижние части склонов залесены и задернованы, долины приобретают ящикообразный поперечный профиль, наблюдаются серии террас, в большинстве своем цокольных – примером служит долина р. Балыктыг-Хем. Возраст рельефа – **неоген-четвертичный**.

Рельеф, созданный эрозией и существенно переработанный процессами комплексной денудации палеоген-неогенового возраста, широко развит на площади листа. Это куполовидные вершины, склоны, пологие и средней крутизны среднегорья Сангилен, Хамар-Дабана, нагорий Каахемского и Восточно-Тувинского, создают рельеф межгорных котловин. Денудационные склоны являются наиболее характерными элементами рельефа. Их сочетание образует разнообразные горные возвышенности и гряды с абс. выс. от 1400 до 2500 м при относительных превышениях 200–500 м. Поверхности водоразделов имеют вид пологих куполовидных вершин с мягкими очертаниями гребней, незаметно сливающихся со склонами, как правило, по-

крыты древесной растительностью. Долины рек слабо врезаны, полого-склонные, часто заболочены. В верховьях долины имеют блюдцеобразный поперечный профиль. Поверхности водоразделов и склонов покрыты чехлом элювиально-делювиальных, делювиально-солифлюкционных и делювиально-коллювиальных образований.

Рельеф, созданный комплексной денудацией, представлен поверхностями выравнивания высокогорья мел-палеогенового возраста. Поверхности выравнивания приурочены к гольцовой безлесной зоне с абс. выс. 2200–2800 м. Они оконтуривают альпийский рельеф, образуя как бы ступенчатый пьедестал вдоль их подножий, развиты по водоразделам рек Унжей-Ханга–Каа-Хем–Кызыл-Хем–Милзей. В рельефе господствуют широкие плоские или куполовидные поверхности водоразделов, покрытые глыбовыми россыпями, с нагорными террасами. Склоны пологи, безлесны, граница их с водоразделами нечеткая, покрыты плащом курумов и осыпей. Над выровненными поверхностями возвышаются отрепарированные денудацией караваеподобные возвышенности, сложенные изверженными породами с матрацевидной отдельностью. Наличие скал-останцов причудливой формы связано с выходами метаморфизованных осадочных пород. На карбонатных породах развит карст. Водосборные воронки верховьев ключей пологи, заболочены, постепенно переходят в поверхность водоразделов. Долины заходят в пределы этого рельефа лишь своими верховьями, они имеют широкие днища и пологие склоны. Поверхности выравнивания осевой части хр. Хаман-Дабан характеризуются такими же плоскими широкими водоразделами со слабоврезанными речными долинами. Мягкость очертаний лишь иногда нарушается останцами и уступами солифлюкционных и нагорных террас.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

В истории развития рельефа описываемой территории, как для Восточной Тувы и Бурятии, неразрывно связанной с тектогенезом и климатическими изменениями, отмечаются два основных этапа. Первый охватывает промежуток времени с конца мезозоя до неогена. В это время шел длительный процесс пенеппенизации всей территории. В результате стабилизации тектонического режима в палеогене мезозойские горные сооружения подвергались денудации, территория была превращена в холмисто-увалистую равнину. В условиях теплого и влажного климата образовались каолиновые коры выветривания, фрагменты которых частично сохранились на денудационной поверхности. Возраст этой денудационной поверхности, как и коррелятивных им кор выветривания, принят мел-палеогеновым. Останцы ее сохранились до настоящего времени. Второй этап формирования рельефа начался с конца олигоцена–начала миоцена активным процессом горообразования. Тектонические движения глыбового характера создали основные черты современного рельефа. Образование горных хребтов Каахемского нагорья и нагорья Сангилен произошло в основном по тем же направлениям, по которым были созданы складчатые структуры и ограничивающие их дизъюнктивные нарушения. В осевой части поднимающегося Байкальского свода образуется Тункинская

впадина Байкальской рифтовой системы, в которой в условиях медленного прогибания происходит накопление терригенных лимнических мелкообломочных и угленосных толщ (танхойская свита). В конце миоцена наступила новая эпоха тектонической активизации, сопровождающаяся излиянием базальтов сорокской свиты.

В конце плиоцена—начале четвертичного периода интенсивность тектонических движений резко усиливалась, продолжалось общее поднятие Байкальского свода и горных сооружений, оконтуривающих Центральную Туву. Подвижки сопровождались разрывами и обновлением многочисленных трещин и разломов, в том числе и ограничивающих впадины. Когда единая выровненная поверхность оказалась разбита на отдельные участки, поднята на различную высоту и в различные условия экзогенных процессов. С этого времени по настоящее время началось интенсивное разрушение и преобразование древнего рельефа с образованием нового, молодого. Наиболее поднятые участки древней денудационной поверхности подвергались интенсивному эрозионному расчленению с образованием альпийского типа рельефа. Те древние поверхности, куда не дошла молодая эрозия, усиленно перерабатывались под влиянием морозного выветривания и солифлюкции с образованием высоких плосковершинных гор. В это же время началась перестройка гидросети, наблюдается целый ряд речных перехватов. Река Шишкит, пропилив поднимающиеся горы Аэрогеологии, перехватила своим верховьем реки Бусингольской и Билинской котловин. Многие крупные реки образовали врезанные меандры и долины прорыва.

В плейстоцене по всей территории Тувы резко усилились дифференцированные движения, старые тектонические линии местами обновились и заложилась новые. В глубоко врезанных долинах рек, на месте их пересечения с тектоническими линиями, шло излияние базальтов в эоплейстоценовое и средненеоплейстоценовое время. Древние долинныя излияния раннеэоплейстоценового возраста заполнили широкие долины Серлигхемской впадины, где позднее были перекрыты мореной Азасского оледенения. Конусовидный вулкан находится посреди широкой (до 2,0 км) долины р. Кадыр-Ат. Лавовые потоки по долинам рек Кадыр-Ат и Серлиг-Хем слагают Кадыратское вулканическое поле с возрастом 1000 тыс. лет, до сих пор не вовлеченное в процесс интенсивного размыва. В средненеоплейстоценовое время (290 тыс. лет) произошло излияние базальтов в долины рек Кыштаг, Билин с образованием нескольких покровов. В дальнейшем застывшие базальтовые потоки были глубоко эродированы. Наиболее масштабные долинныя излияния произошли около 270 тыс. лет в долине р. Малый Енисей. Потоки лав, практически непрерывно заполнивших долину, прослеживаются вниз по реке на многие десятки километров. По притокам лава затекала на десятки километров вверх по течению. Местоположения центров излияния вдоль рек контролируется участками пересечения основных рек с субмеридиональными разломами. Такие центры излияния имеются в верховье рек Кыштаг и на правом берегу р. Кызыл-Хем, между устьями притоков Нижний Кадраус и Верхний Теректиг. Формирование Мало-Енисейского вулкана началось с образования крупного шлакового конуса, после которого последовал ряд излияний, характеризовавшихся

относительно большими объемами излившихся масс (3–5 км³) и их распространением по всему протяжению лавовой реки. На заключительных стадиях развития вулкана преобладали менее значительные по масштабам излияния, продукты которых в основном концентрировались вблизи вулканического центра. Всего в результате вулканической активности в долине Малого Енисея было извержено около 40–50 км³ лав.

В среднелепистоценовое время продолжалось общее поднятие горных массивов за снеговую линию. Первое среднелепистоценовое Улугхемское оледенение было значительным по размерам и имело в пределах Восточно-Тувинского нагорья преимущественно сетчато-долинный и покровный характер. Моренные образования этой стадии оледенения известны также на Окинском плоскогорье и на хр. Хамар-Дабан. Во время второго среднелепистоценового межледниковья в долинах рек продолжалась нарушенная ледниковыми процессами аккумуляция аллювия. Второе среднелепистоценовое Каахемское оледенение по своим размерам значительно уступало Улугхемскому. Крупным долинным ледником Восточной Тувы был Каахемский, протяженностью 280 км [18].

Начало позднелепистоценового времени характеризовалось продолжением интенсивных тектонических движений, поднятием и мощным эрозионным врезом, причем не только в пределах горных хребтов, но и в межгорных впадинах, где крупные реки образуют надпойменные террасы. Малый Енисей продолжал углублять свое русло вдоль контактов базальтов с ранее сформировавшимися террасами. С образовавшимися расколами связано излияние базальтов в бассейне р. Билин и приустьевой части р. Кыштаг (50 тыс. лет). Поверхность базальтового поля в дальнейшем подвергалась сильной ледниковой экзарации.

В период второго ледниковья позднего неоплейстоцена высокогорные участки Хамар-Дабан и Восточного Саяна, хребты Академика Обручева и Сангилену вновь подвергались оледенению, носившему горно-долинный характер, с образованием каровых и долинных ледников. Спускаясь с высоких поверхностей в котловины, ледники соединялись у подножия гор, образуя один ледник подножия. В районе Серлигхемской котловины центрами питания ледника были окружающие ее горы. Спускаясь в котловину, ледниковые языки покрывали ее сплошным слоем льда мощностью 300 м. В нагорье Сангилен небольшие ледники спускались по рекам Эрзин, Балыктыг-Хем, Хос и Тайрис. В целом четвертичное оледенение проявило себя как чрезвычайно активный рельефообразующий фактор. В Тункинской впадине существовали перигляциальные условия.

К концу позднелепистоценового времени гидрографическая сеть и рельеф Западного Забайкалья и Восточной Тувы приобрели современный облик.

Голоценовый этап развития рельефа характеризуется продолжением активной тектонической жизни региона. Об этом свидетельствует высокая сейсмичность территории, которая в плане неотектонического районирования относится к Саяно-Байкальской высокогорной сводово-глыбовой провинции, в пределах которой она занимает восточную часть Алтае-Саянской сводово-глыбовой области. Здесь отмечается исключительное разнообразие новейших геологических явлений, тектоническая структура совпадает с подновленными

ми крупными региональными разломами. Граничные разломы Тункинской, а также крупных новейших грабенов — Бусингольского и Окинского контролируют главные современные неотектонические явления — вулканизм, термофлюидные источники, очаги землетрясений.

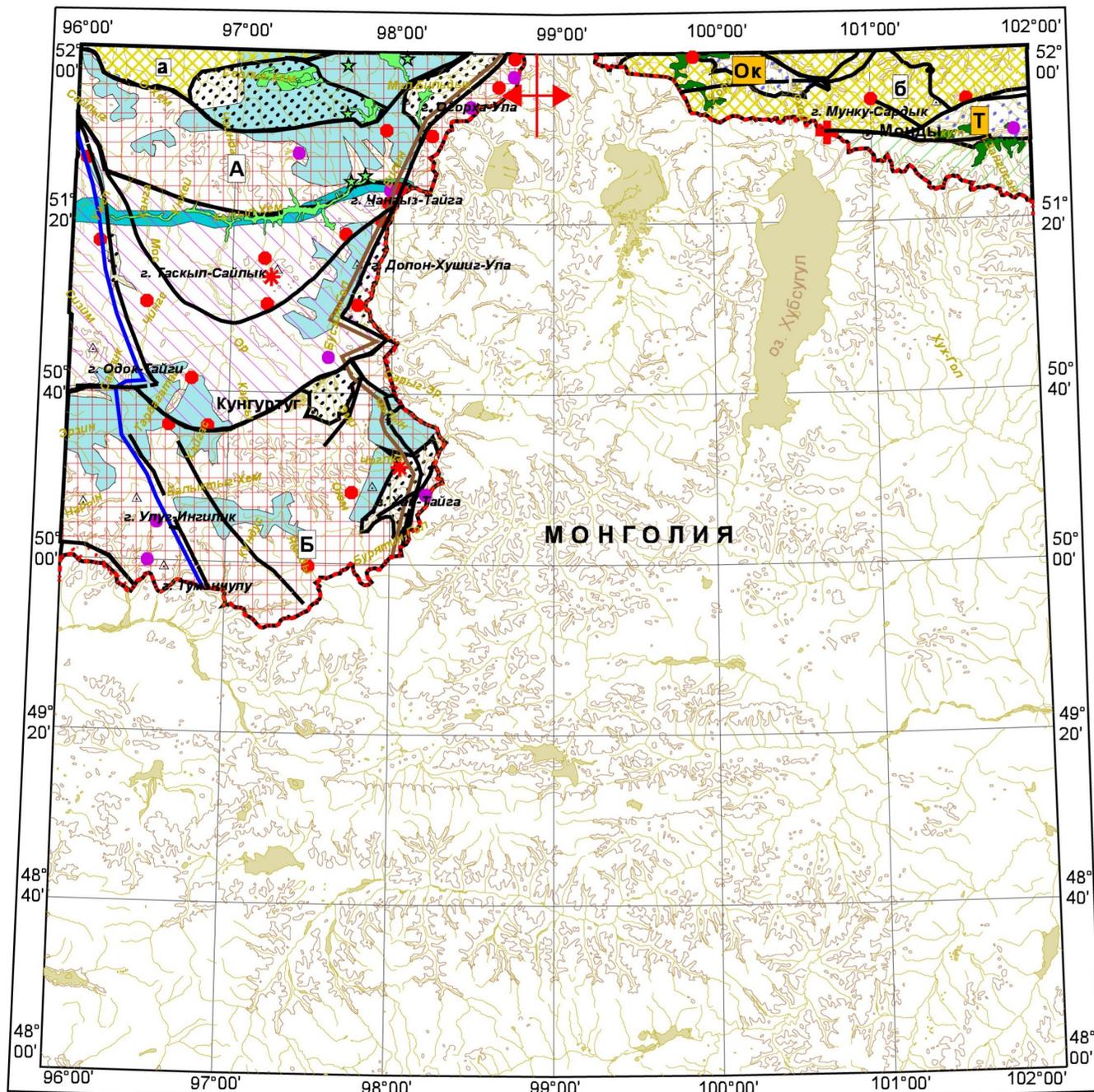
В целом территорию листа М-47 на основании имеющейся информации следует рассматривать как чрезвычайно тектонически активную, вулканически и сейсмически опасную. На схеме показаны эпицентры зафиксированных землетрясений с различными магнитудами и очаги термофлюидной разгрузки. Наибольшей протяженностью и активностью характеризуется эпикентральная зона, расположенная на крайнем востоке Тувы, субмеридионального простирания, приуроченная к Билинской и Бусингольской межгорным впадинам. Сейсмическая активность A_{10} в зоне пересечения Агардакского разлома и Бусингольской системы разрывных нарушений достигает 0,4 — максимальных в Алтае-Саянской области значений. Магнитуда наиболее сильного землетрясения, отмеченного в пределах зоны, составляет 6,5 баллов [153]. Основные черты неотектонического районирования и главные неотектонические явления отражены на схеме (рис. 3).

Схема неотектоники территории листа М-47 составлена с использованием материалов Б. А. Борисова, Е. А. Мининой (соответственно 1997, 2000, 2002 гг.); С. Г. Прудникова и др. (2001 г.); В. И. Лебедева, В. В. Ярмолюка, С. Г. Прудникова и др. (2001 г.); А. М. Сугоракова, В. И. Лебедева, В. В. Ярмолюка (2001, 2003 гг.), опубликованных и фондовых работ.

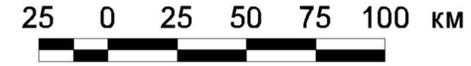
Рассматриваемая территория в плане неотектонического районирования относится к Саяно-Байкальской высокогорной сводово-глыбовой провинции, в пределах которой она занимает восточную часть Алтае-Саянской сводово-глыбовой области. Здесь отмечается исключительное разнообразие новейших геологических явлений, начиная с олигоцена, когда в результате поднятия и преимущественно пликативных деформаций позднемезозойского пенеппена произошло заложение основных неотектонических структур региона. Поверхность позднемезозойского пенеппена (зона гипергенеза позднего мела—раннего палеогена) является первой и самой важной реперной поверхностью при анализе неотектонических движений и соответствующих им структур. Вторая поверхность выравнивания (раннеплиоценовая) фиксирует относительную стабилизацию территории перед резким усилением в результате транспрессивного субмеридионального сжатия на фоне продолжающегося поднятия дифференцированных тектонических движений, сопровождающихся увеличением интенсивности вулканизма, начиная с позднего плиоцена. Следующий этап неотектонической активности и предшествующая ему пауза, фиксируемая поверхностью выравнивания в конце плейстоцена, начинается в голоцене. При создании неотектонической схемы детальный анализ неотектонических движений относительно поверхностей выравнивания не проводился и в пояснениях к приводимым на схеме условным обозначениям отражены лишь средние значения высотных отметок главных неотектонических структур региона относительно уровня мирового океана.

В результате новейшего этапа геологического развития Алтае-Саянская сводово-глыбовая область (в т. ч. и рассматриваемая ее восточная часть) представляет собой возрожденную в четвертичное время горную страну на

**Условные обозначения:
Главнейшие морфо-неотектонические системы восточной части Алтае-Саянской высокогорной сводово-глыбовой области**



Составил В. Е. Руденко



Меридиональный орографический профиль (96° в. д.)



- Положительные структуры:
- Сводовые поднятия:
 - А – Обручевское (2500–2000 м, здесь и далее даны средние высотные отметки)
 - Б – Сангиленское (3000–2000 м)
 - Околорифтовые сводовые поднятия (3000–2500 м):
 - а – Восточно-Тувинское
 - б – Кийтоиско-Тункинское
 - Новейшая горная структура Прибайкалья (2500–2000 м, здесь фиксируется подъем мантийного вещества до глубины 35–40 км, в сопредельных районах мантия на глубинах 60–70 км).
- Отрицательные структуры:
- Тункинская рифтовая впадина – зона позднекайнозойского седиментогенеза (1700–100 м, глубина до 5000 м, мощность осадков до 3000 м)
 - Кызыльский межсводовый массив (2500–2000 м)
 - Межгорная Убсунурская впадина (до 2000 м)
 - Крупные морфонеотектонические подсистемы – грабены:
- Ок – Окинский
Т – Тункинский
- Локальные впадины с аккумулятивными седиментационными процессами
 - Вулканические лавовые поля:
 - а – плейстоценовые
 - б – миоценовые
 - Ледники и ледниковые покровы:
 - а – верхнеплейстоценового (Чибитского оледенения)
 - б – среднеплейстоценового (Чуйского оледенения)
 - Конусовидные вулканы
 - Эпицентры землетрясений с магнитудами:
 - а – 3–5
 - б – >5
 - в – >7
 - Граница областей с разными типами геотермического режима: к западу от нее – область стационарного теплового режима, к востоку – область нестационарного теплового режима с конвективным переносом тепла из подкорковых и нижнекорковых зон (разогрев)
 - Очаги флюидно-термоминеральной разгрузки
 - Границы зон потенциальной сейсмоопасности по шкале MSK-64:
 - а – восточная граница области с потенциальной сейсмичностью 3–8 баллов
 - б – границы области с потенциальной сейсмичностью 4–9 баллов
 - в – западная граница области с потенциальной сейсмичностью 5–10 баллов, включая всю восточную часть листа М-47
 - Главнейшие разломы, четко картируемые, хорошо выраженные в геофизических полях, ограничивающие рифтогенные структуры и контролирующие очаги вулканизма, землетрясений и термической активности

Рис. 3. Схема неотектоники листа М-47.

месте древних разновозрастных складчатых консолидированных структур, срезанных позднемезозойским пенепленом. Среди крупнейших неотектонических структур листа М-47 выделяются положительныe и отрицательныe формы. К первым относятся Обручевское и Сангиленское поднятия Восточной Тувы, а также Китойско-Тункинское околорифтовое сводовое поднятие Бурятии и новейшая горная система Хамар-Дабана. Главные отрицательные морфоструктуры представлены Кызыльским межсводовым массивом, межгорной Убсунурской впадиной и Тункинской рифтовой впадиной байкальской системы рифтогенеза. Граничные разломы последней, а также крупных новейших грабенов – Буйсингольского и Окинского контролируют главные современные неотектонические явления – вулканизм, термофлюидные источники, очаги землетрясений. Более мелкими отрицательными морфоструктурами являются впадины с аккумулятивными режимами осадконакопления, обязанные своим появлением дифференцированности тектонических движений и процессам таяния ледников.

Новейшая геологическая история региона характерна неоднократными эпохами оледенения и подледными извержениями вулканов. Всего в кайнозой выделяется четыре фазы покровных вулканических извержений – плиоценовая, эоплейстоценовая, средненеоплейстоценовая и позднеоплейстоценовая. Пятая – самая последняя голоценовая – проявлена локально и известна к северу за пределами листа М-47 (вулканы Кропоткина и Перетолчина с базальтовыми потоками р. Жом-Болок). В целом территорию листа М-47 на основании имеющейся информации следует рассматривать как чрезвычайно тектонически активную, вулканически и сейсмически опасную. На схеме отражены основные сведения по районированию территории с точки зрения сейсмической опасности, показаны эпицентры зафиксированных землетрясений с различными магнитудами и очаги термофлюидной разгрузки.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В геологическом развитии региона выделяются несколько крупных тектонических циклов — архейский, байкальский?, салаиро-каледонский и эпохи активизации: средне-позднепалеозойская и мезозойская, кайнозойский рифтогенез.

Особенности геологического развития территории в архейский этап до настоящего времени находятся в стадии обсуждения. Породами этого возраста сложена Гарганская глыба, представленная образованиями гнейсогранитной и гранит-мигматитовой формаций. Часть исследователей [78, 178] считает, что все глыбы региона (Гарганская, Шарыжалгайская, Онотская и др.) являются отторженцами расколота Сибирской платформы. Другие [13, 14, 17, 155, 156] полагают, что Гарганская глыба является фундаментом для Тувино-Монгольского микроконтинента Палеоазиатского океана. Изохронным Rb-Sr методом определен возраст формаций глыбы (3153 млн лет); в последние годы все чаще в печати появляются радиологические данные широкого спектра, вплоть до ордовика, что, по-видимому, свидетельствует о неоднократных перестройках изотопных систем в процессе геологической истории структуры.

Раннепротерозойский этап представлен Хамардабанским комплексом складчатого основания в составе хангарульской и слюдянской серий нижнего протерозоя, сложенных гнейсами, кристаллическими сланцами и мраморами. Эти отложения по составу и химизму, возможно, свидетельствуют о существовании пассивной окраины, в пределах которой осадконакопление происходило в спокойной обстановке шельфа и сопровождалось незначительным фосфатонакоплением. В начале рифея эти осадки были изменены с проявлением полифациального метаморфизма до амфиболитовой фации и гранитообразования, в результате которого произошло становление зунмуринаского гранитоидного комплекса. Хамардабанский комплекс основания отождествляется с выступами Сибирского кратона [13]. Полученные новые данные изотопного датирования U-Pb методом ($488 \pm 0,5$ млн лет) подтверждают его участие в процессах формирования каледонского складчатого обрамления Сибирской платформы. Возраст протолита остается дискуссионным.

Геологическое развитие Тувино-Монгольской, Верхне-Енисейской, Восточно-Тувинской и Окинской складчатых систем несколько различалось, хотя и имеет черты большого сходства.

Структурно-формационный комплекс байкалид(?) выделен в Сангиленском, Агойском, Шутхулайском и других выступах. Он фиксирует прото-

платформенный этап развития Тувино-Монгольского континента [13]. Комплекс основания представлен гнейсово-сланцево-углеродистой формацией: полиметаморфическими породами амфиболитовой фации тесхемской, мугурской свит и одноименной серией, перекрываемых со структурным несогласием карбонатно-терригенной формацией чехла в объеме аймакской, нарынской, хапсугской свит позднего рифея–венда. Детальное изучение формационных особенностей и фациальных изменений осадков [15, 65, 96, 118] позволяет с долей условности реконструировать здесь пассивную континентальную окраину Тувино-Монгольского микроконтинента. В западной части Западно-Сангиленского выступа картируется граница Тувино-Монгольского массива, определяемая Агардакско-Окинской сутурой [6]. К Тувино-Монгольскому микроконтиненту следует отнести и Харальский выступ, сложенный охемской свитой венда [13, 14], ограниченный от Ондумского синклинория Каа-Хемской сутурой. По данным И. К. Козакова (1999, 2003 гг.), в геологических комплексах Сангилена устанавливается три этапа прогрессивного метаморфизма. Первый – низкоградиентный дистен-силлиманитовый в образованиях мугурской свиты (моренский метаморфический комплекс по материалам [105] – $T_m = 536 \pm 5,7$ млн лет); второй – высокоградиентный гранулитовый андалузит-силлиманитовый в породах тесхемской свиты (эрзинский метаморфический комплекс по материалам [105] – $T_m = 494 \pm \pm 11$ млн лет); третий – высокоградиентный амфиболитовый андалузит-силлиманитовый в породах тесхемской, мугурской свит с выплавлением параавтохтонных мигматит-гранитов чжаргалантского комплекса ($T_m = 496 \pm \pm 3,6$ млн лет). Субстратом метаморфических пород служили терригенно-карбонатные осадки пассивной континентальной окраины Тувино-Монгольского континента [143, 144] с возрастом 809 ± 17 млн лет. Отложения осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента маркируют его границы, повторяя в плане конфигурацию континента. К ним относятся венд-кембрийские существенно-карбонатные отложения боксонской серии, горлыкской свиты в восточной части, нарынской, айлыгской, озерной, белдирской, хадалякской свит в западной части. В Восточно-Тувинской системе венд-кембрийские отложения (возможно, верхов верхнего рифея) представлены мелководными шельфовыми образованиям, залегающими с разрывом на хапсугской, аймакской, чартысской свитах рифея, а также с угловым несогласием на тесхем-мугурской серии. В низах разрезов присутствуют грубообломочные терригенно-вулканогенные отложения (хоремногойская свита), которые сменяются мелководными песчанистыми и онколитовыми доломитами и выше – известняками, переслаивающимися с карбонатно-сланцевыми отложениями (аймакская свита). Однородный карбонатный материал отложений указывает на стабильность обстановки осадконакопления. Присутствие вулканогенно-осадочных пород, возможно, свидетельствует о близости области островной дуги. В салаирскую эпоху Сангиленский выступ был интенсивно переработан гранитами сархойского и таннуольского комплексов. Поскольку основным критерием, положенным в основу выделения Тувино-Монгольского массива, является присутствие в нем верхнерифейского карбонатно-терригенного чехольного комплекса, то это предполагает возможность интерпретировать массив как позднебайкальскую протоплатформу [13].

В начале позднего рифея на месте эпибайкальской протоплатформы заложилась срединговая зона с появлением в ней в начале венда—раннем кембрии в пределах Восточно-Тувинской салаирской системы палеоокеанической коры. Палеоокеаническая кора (офиолитовая ассоциация) представлена образованиями дунит-гарцбургитовой формации актовракского и шишидского гипербазитовых комплексов и соответствующими им комплексами вулканитов.

В пределах Восточно-Тувинской складчатой системы преобладают вулканогенные отложения контрастной риолит-базальтовой и терригенной формаций, включающих тапсинскую, туматтайгинскую, оттугмайгинскую свиты кембрия (позднего рифея), ногойнойскую, долонскую свиты позднего рифея, сыынакскую свиту нижнего кембрия. Осадки формировались в условиях, переходных от рифтогенного режима к континентально-шельфовому. В это время существовали подводные излияния и мелкие рифогенные банки в условиях теплого неглубокого бассейна, о чем свидетельствует наличие богатого комплекса археоциат, трилобитов и известковистых водорослей в отложениях озерной, бельдирской, хадалякской и сыынакской свит. В раннем кембрии произошло становление мажалькского габбро-пироксенитового комплекса. В середине среднего кембрия произошло закрытие палеоокеана, сопровождаемое становлением таннуольского диорит-тоналит-плагиигранитового комплекса. Состав и форма проявления гранитоидов таннуольского комплекса зависели от их положения в различных структурах. В Восточно-Таннуольском антиклинории с андезит-базальт-рифогенным типом разреза ассоциированы диорит-гранодиоритовые интрузии, а в Ондумском синклинории [6] с контрастной риолит-базальтовой формацией — габбродиорит-плагиигранитовые интрузии. Полоса интрузий таннуольского комплекса и вулканитов протягивается более чем на 200 км в северо-восточном направлении, образуя вулканоплутонический пояс, интерпретируемый одними авторами как активная континентальная окраина [14, 292], другими как островная дуга [64]. Орогенный этап развития салаирской Восточно-Тувинской системы выражен становлением сархойского и арголикского гранодиорит-гранитовых комплексов, завершивших формирование коллизионной зоны в позднем кембрии—раннем ордовике в этой части района.

В конце силура—раннем девоне началась интенсивная складчатость и скупивание с проявлением внутриплитного рифтогенеза и континентальной вулканогенной трахиандезит-базальт-трахириолитовой формации. Часть исследователей считают этот этап орогенным этапом каледонид [106, 158], другие относят его к герцинскому этапу [122, 261], третьи выделяют дейтероорогенный этап [111]. В наиболее опущенных блоках каледонского комплекса происходило формирование гранитных массивов кыстарысского и арголикского комплексов, отражающих этап гранитизации земной коры в Верхне-Енисейском сегменте. В Восточно-Тувинской складчатой системе отражением посторогенной активизации явилось внедрение бреньского граносиенит-лейкогранитового и сангиленского уртит-нефелин-сиенитового комплексов. Последний выполняет рифтоподобную структуру северо-западного простирания в виде многочисленных массивов от уртитов до щелочных сиенитов и хорошо фиксируется в физических полях градиентными зонами.

Начиная с поздней перми, регион вышел из области осадконакопления и был пенебленизирован. В триасе начали формироваться коры выветривания. В условиях сводово-глыбовых движений, в связи с началом мезозойской тектонической активизации и подновлением субширотных крупных разломов сформировался улугтанзекский щелочногранитовый комплекс и внедрились дайки мезозойской долерит-лампрофировой формации.

В юрское время произошла активная перестройка тектонического плана, вызвавшаяся в активизации режима с образованием наложенных юрских слабоугленосных впадин. Серлигхемская впадина выполнена грубыми континентальными осадками, что говорит о замкнутом бассейне, в который сносились продукты размыва всех местных пород.

В палеогене усиливаются блоковые движения и формируются межгорные впадины, заполненные озерно-пролювиальными часто грубосортированными песчано-галечно-глинистыми отложениями. Судя по теплолюбивым палинокомплексам, климат был аридным, местами шло засоление водоемов. Осадки частично формировались за счет переотложения кор выветривания. Территория продолжала дифференцированно воздыматься и представляла собой горную страну с активными неотектоническими процессами, о чем свидетельствуют аномальные мощности палеоген-неогеновых отложений (более 400 м) в Убсу-Нурской впадине [6].

В квартере, главным образом в долинах крупных притоков бассейна р. Енисей и кайнозойских впадинах, формировался сложный полигенетический комплекс осадков. Отложения представлены аллювиальными, пролювиальными, делювиально-коллювиальными, золовыми, солифлюкционными образованиями мощностью от 2–5 до 50–70 м. В альпийском и массивном высокогорье хребтов Академика Обручева и Танну-Ола формировались моренные и флювиогляциальные отложения азасского, каахемского и улуг-хемского этапов оледенения. В этот период фиксируется интенсивная вспышка базальтового вулканизма, зафиксированная на площади в виде многочисленных изолированных полей площадью до первых сотен км². Исключение представляет междуречье Бий-Хем–Хамсара (Азасское базальтовое поле) на листе N-47, где вулканы распространены на площади более чем 2000 км². На представляемом листе в бассейне верхнего течения р. Каа-Хем (Малый Енисей) выделяется щитовой вулкан, сформировавший лавовые потоки в виде «лавовой реки» вдоль долины Малого Енисея в условиях резко расчлененного рельефа. Возраст долинных базальтов начального этапа по K-Ar определениям устанавливается в 270 ± 30 тыс. лет [162, 163], конечных стадий – в 48 ± 20 тыс. лет [138]. Распространение лав более чем на 150 км на запад определялось высокой температурой расплава и специфическим механизмом течения. По мере продвижения лавы быстро обрастали закалочной коркой, в дальнейшем образовывали многочисленные куэсты и пустоты за счет газовых включений.

В пределах Окинской складчатой системы выделяются две крупные тектонические структуры с несколько различным развитием. Они разделены Гарганской глыбой, сложенной кристаллическими породами архей-протерозойского возраста. До настоящего времени среди геологов нет единого мнения в отношении геологического строения и развития Боксон-Сархойского и Ильчирского синклиналиев. Большинство из них придерживаются

ся точки зрения о нормальной стратиграфической и возрастной последовательности рифей-палеозойских образований. Другие, исследуя тектонически внедренные в рифейские отложения офиолиты и используя данные определения раннепалеозойского возраста палеонтологических и микроскопических остатков фауны, приходят к выводу о чешуйчато-покровном строении осадочно-вулканических толщ района.

Вулканогенно-осадочные образования Боксон-Сархойской и Ильчирской структур, несмотря на некоторые фациальные различия, формировались в едином морском бассейне. Период накопления вулканитов происходил в течение двух геотектонических циклов: салаирского и каледонского. Салаирский период соответствует среднему—позднему рифею и отразился в накоплении дибинской и сархойской серий вулканогенно-осадочного материала. Каледонский период начинается с раннего кембрия и продолжается до девона—раннего карбона. Он выражен в формировании пород боксонской, горлыкской, барунгольской и саргансайрской свит. Формирование позднерифейских отложений происходило при постоянных колебательных движениях земной коры, что обусловило смену трансгрессивных и регрессивных режимов осадконакопления в бассейне. Началу накопления предшествовал значительный перерыв, о чем свидетельствуют базальные осадки иркутской свиты, представленные кварцевыми метапесчаниками, слюдястыми сланцами, что может говорить о развитии здесь высокозрелой коры химического выветривания пород. Скорее всего выветриванию подвергались кристаллические породы Гарганской глыбы и окружающие ее метаморфические породы раннего протерозоя. Цикличность в накоплении осадков выразилась пятью базальными горизонтами песчано-сланцевых пород среди карбонатных отложений иркутской свиты. В ильчирское время седиментогенез выразился тремя осадочными циклами, отмеченными горизонтами известняков среди песчано-глинистых первичных отложений. Все это говорит о том, что отложения формируются в условиях относительно мелководного бассейна, и геодинамическая обстановка отвечает пассивной континентальной окраине. Некоторые исследователи называют его начальным окраинным бассейном с заметным проявлением в нем синрифтового андезито-базальтового магматизма [155, 156].

В Боксон-Сархойском синклинии преобладали карбонатные отложения, причем в низах с признаками химического выветривания (бокситы табинзуртинской свиты). Выше продолжалось накопление карбонатных осадков с небольшой примесью терригенных отложений, указывающих на существование мелководного бассейна, довольно теплого, судя по наличию большого видового разнообразия археоциат забитской и табинзуртинской свит.

В ордовике режим резко сменился с пассивно-окраинного на орогенный, и пассивная окраина превращается в активную, что выражается в массовом внедрении гранитоидов урикского комплекса. После этого периода произошла коллизия так называемого Тувино-Монгольского континента и Окинской аккреционной призмы.

В девоне и позднем карбоне в районе существовал платформенный режим, формировались мелкие грабены с грубыми осадками сагансайрской свиты.

В кайнозойское время произошла активизация байкальского рифта и заложение впадин: Тункинской, Сорокской и более мелких, борта которых выполнены базальтами. В Тункинской впадине сформировался комплекс терригенных отложений мощностью до 2200 м с прослоями базальтов. В настоящее время район сейсмически активен, концентрация эпицентров землетрясений – до 8 баллов ($K > 16$) [123].

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листа широко представлены месторождения и проявления цветных и редких металлов, золота, редкоземельных элементов, минеральных удобрений, строительных материалов и подземных вод. На западной части листа (Республика Тыва) известны крупные и средние месторождения нефелинового сырья (Баянкольское), лития (Тастыгское), тантала и ниобия (Улуг-Танзекское), золота рудного (Гордеевское или Кара-Бельдырское). В Бурятии – крупные месторождения бокситов (Боксонское) и фосфоритов (Уха-Гольское). Россыпи золота района в значительной степени отработаны. На базе минеральных источников действуют курорты республиканского значения (Уш-Бельдир, Нилова Пустынь).

На карте, кроме месторождений и проявлений, частично показаны пункты минерализации. Разряжение последних проведено с учетом возможности сохранения видового состава полезных ископаемых. Площадные и линейные ореолы рассеяния, обычно совпадающие с проявлениями пространенных на площадях наиболее изученных и опоискованных узлов, из-за их незначительных размеров и перегрузки КПИ не показаны. При этом все признаки проявлений полезных ископаемых учтены при минералогическом районировании.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Торф. Среди озерно-болотных отложений верхнего звена неоплейстоцена–голоцена Ильчирской котловины известны два проявления: Тунку-Нурское (I-5-10) и Галечное (I-6-1), представленные залежами торфа мощностью до 4,5 м. Качество их невысокое: степень загрязнения 10–15 %, зольность 10–92 %, теплотворная способность 925–3775 кал/кг на сухое топливо и 4026–5502 кал/кг на горючую массу. Содержание аналитической влаги 3,13–19,28 %, гуминовых кислот 0,29–11,76 %. Авторы [278, 236] представляли их как месторождения с забалансовыми запасами категории С₁ 82,8 и 154,2 тыс. м³ (зольность до 40 %) и 70,2 и 33,8 тыс. м³ (зольность 40–50 %) соответственно. Из-за незначительных параметров, невысокого качества и неблагоприятных геолого-экономических условий проявления промышленной ценности не представляют.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

На площади листа нет объектов черных металлов, имеющих самостоятельное металлогеническое значение. Они немногочисленны, разрознены и незначительные по своим параметрам. С долей условности их можно отнести к формациям: железистых кварцитов, хромитовой (магматической) и углеродистых (ванадиеносных) сланцев.

Железо. Рассредоточенные по площади Восточно-Тувинских структур пункты минерализации представлены единичными пластами железистых кварцитов среди пород позднерифейского возраста (харальская и долонская свиты) мощностью до 7 м, протяженностью первые км и содержанием железа валового до 45 % (II-2-5). В Бурятии (Ильчирский синклиниорий) в метасланцах бурунгольской свиты ордовика отмечается обильная вкрапленность гематита в прослоях мощностью до 30 м, протяженностью до сотен метров и содержанием железа валового до 37 % (I-6-20).

Хром. Минерализация хромита (два пункта), с повышенными содержаниями никеля (до 0,5 %) отмечается в массивах шишхидского дунит-гипербазитового комплекса, трассирующих зону Шишхид-Бусингольского разлома. Иногда отмечаются небольшие (первые метры) линзы густовкрапленных хромовых руд с содержанием Cr_2O_3 до 47,67 % (I-3-17).

Ванадий. Единственное, Бутугольское проявление ванадия (I-5-19) расположено в Боксон-Сархойском прогибе среди терригенно-вулканогенных пород рифея—венда и представлено пачкой смятых в складки, ритмичнослоистых углеродисто-кремнистых сланцев с прослоями известняков. Мощность ванадиеносных сланцев от 10 м до 50 м, при протяженности 4 км. Содержание ванадия 0,1—0,5 % (среднее 0,3 %). Авторские неутвержденные прогнозные ресурсы V_2O_5 категории P_2 — 117 тыс. т [306]. Отмечаются повышенные содержания ванадия (до 0,15 %) в прослоях кремнисто-графитистых сланцев горлыкской свиты венд-раннекембрийского возраста (I-5-20).

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Гидротермально-метасоматическая минерализация меди отмечена в девяти пунктах, имеет «рассеянное» распространение в пределах листа, но значимых и перспективных объектов не образует. Приурочена минерализация к мелким тектоническим зонам, реже к кварцевым жилкам с вкрапленностью халькопирита, малахита, самородной меди. Мощности и протяженности зон незначительны, при содержаниях меди 0,1—1 %. Типичным и единственным проявлением является Забитское (I-4-1) в Боксон-Сархойском прогибе, которое представляет собой зону интенсивного катаклаза с налетами «медной зелени» в сланцах дибинской свиты позднего рифея, прослеженную на 60 м при мощности до 6 м. Содержание меди 0,1—0,5 %, редко 1 % [46]. Проявление неперспективное.

Свинец. На описываемой территории известны проявление и шесть пунктов минерализации свинца гидротермально-метасоматического типа, представленные маломощными кварцевыми жилками и зонками прокварцевания с вкрапленностью галенита и халькопирита с содержаниями свинца до 1 %. Приурочены они к тектоническим нарушениям. Наиболее изученным является проявление Унжейское (I-1-34) в Восточно-Таннуольском антиклинории [237], представленное тремя кварцевыми жилами, секущими ороговикованные сланцы, которые залегают в виде ксенолита среди интрузивных пород таннуольского комплекса, в зоне влияния Байсютско-Харальского разлома. Протяженность жил от 21,5 до 23,9 м при средней мощности 0,3 м. Вкрапленность рудных минералов до 5 % и представлена галенитом и халькопиритом, отмечаются сфалерит, пирит и блеклые руды. Содержания (%) свинца – 0,06–0,65, меди – 0,01–0,73, цинка – 0,01–0,13. Проявление промышленного значения не имеет.

Цинк. На представляемой площади известны два проявления свинцово-цинковой скарновой формации, пространственно приуроченных к Кызылдагской зоне среднепалеозойской активизации. Проявление Озерное (I-3-5) расположено в карбонатно-терригенных породах айлыгской свиты вендского возраста, которые интродуцированы гранитоидами таннуольского комплекса [258]. Здесь, на площади более 5 км² выявлены десятки тел оруденелых известково-магнезиальных скарнов с сульфидной минерализацией размером в первые сотни квадратных метров и мощностью до 3,1 м. Основные рудные минералы: сфалерит, халькопирит, пирротин, пирит, галенит. Содержания цинка 0,48–8,07 %, свинца 0,02–2,6 %, меди до 1,08 %, серебра до 100 г/т. Проявление Сурхая-1 (I-2-12) представлено зонками скарнирования мощностью первые метры, в небольших ксенолитах карбонатно-терригенных пород айлыгского урвня, на контакте с граносиенитами сангиленского комплекса. Рудные минералы: пирит – 10–15 %, сфалерит – до 10 %, халькопирит – до 5 %, пирротин и галенит. Содержания (%) цинка – 0,015–2,02, меди – до 0,12, свинца – до 0,04. Проявления, в связи с ограниченными размерами, промышленного интереса не представляют.

Никель. На территории листа медно-никелевая минерализация магматического типа незначительна по своим параметрам и выявлена в мелких телах раннекембрийского мажалыкского комплекса, распространенных в зонах влияния Байсютско-Харальского (проявление Габбровое) и Шишхид-Бусингольского разломов. Проявление Габбровое (I-1-33) находится в пределах небольшого массива (менее 1 км²) верлитов и габбро мажалыкского комплекса, в поле распространения гранитоидов таннуольского комплекса [237]. Здесь выявлено одно рудное тело (50 × 15 м), представленное верлитом с густой вкрапленностью рудных минералов (до 90 %) и несколькими зонами оруденелых габброидов (рудных 5–20 %) площадью до 0,03 км². Основные рудные минералы: пирротин, пентландит, пирит, халькопирит и магнетит. Содержания никеля по рудному телу 0,48–0,68 (по зонам до 0,1 %), меди 0,09–0,28 %, кобальта 0,066–0,09 %, серебра 0,6–1,9 г/т. Отмечаются платина – до 0,2 г/т, палладий – до 0,1 г/т и золото – до 0,02 г/т. Из-за ограниченных масштабов как самого проявления, так и массива верлитов и габбро, практического значения не имеет.

Молибден. На описываемой площади выявлено шесть проявлений и более 10 пунктов минерализаций гидротермально-метасоматического типа, большинство из которых относятся к молибденовой апогранитовой формации. Расположены они в Восточно-Таннуольском антиклинории, где пространственно приурочены к Кызылдагской зоне среднепалеозойской активизации, а также на южной периферии Ильчирского синклинория.

Площадь рудного поля проявления Тербенское (I-2-1) определяется границами распространения штоков раннедевонских граносиенитов бреньского комплекса и мезозойских щелочных гранитов улуг-танзекского комплекса, прорывающих диориты таннуольского комплекса среднего кембрия. Гидротермально-метасоматические изменения представлены альбитизацией, микроклинизацией и окварцеванием, как в общей массе, так и в виде кварц-молибденитовых прожилков мощностью 0,2–3 см, реже – в виде кварцевых гнезд и жил мощностью 0,1–0,4 м. Молибденовая минерализация накладывается на метасоматически измененные породы эндо-экзоконтакта щелочных гранитоидов вдоль тектонической зоны и представлено брекчиевым и кварцево-прожилковым, реже вкрапленным оруденением. Основные рудные минералы пирит и молибденит, редко встречаются халькопирит, галенит, сфалерит и арсенопирит. Установленная протяженность зоны оруденения 400 м, ширина 80 м и глубина более 30 м. Среднее содержание молибдена 0,075 %, коэффициент рудоносности 0,74. Авторские неутвержденные прогнозные ресурсы категорий P_1 – 4,5 тыс. т (до 100 м) и 13,5 тыс. т (до 300 м), P_3 – 30 тыс. т [261, 341].

В рудном поле этого же проявления (I-2-1), в северо-западной части штока щелочных гранитов, на площади 140 × 60 м развиты апограниты сложного минералогического состава с сопутствующей редкометалльной и редкоземельной минерализацией. Ниобий содержится в основном в колумбите, пирохлоре, фергусоните и в виде примесей в ильмените. Редкоземельные элементы – в фергусоните, чевкините, цирколите, малаконе, активном цирконе, и в виде примесей в колумбите и пирохлоре. Содержания (%) Nb_2O_5 – 0,01–0,48, ZrO_2 – 0,11–2,37, Ta_2O_5 – 0,007–0,158.

Молибденовое проявление Джолусское (I-2-5) [261, 341], расположено в поле гранитоидов таннуольского комплекса, прорванных мелкими телами гранитов бреньского комплекса. Минерализация представлена вкрапленностью молибденита во вмещающих гранитах и в кварцевых прожилках. Выявлены две сближенные рудные зоны мощностью около 5 м, протяженностью 300–400 м с содержаниями молибдена от 0,005 % до 1 % (среднее 0,05–0,06 %).

Оба проявления, особенно Тербенское, заслуживают дальнейшего изучения для определения их практической значимости.

В Боксон-Сархойском прогибе известно Буту-Гольское проявление молибдена (I-5-31) [46]. Оно приурочено к контакту гранитов урикского комплекса ордовика с породами сархойской серии позднего рифея, которые секутся жилами гранитов и пронизаны субпараллельными кварцевыми прожилками с молибденитом мощностью до 10 см. Вкрапленность молибденита в кварце неравномерная, иногда с образованием чешуйчатых скоплений. Молибденит также отмечается в виде примазок по плоскостям трещиноватости. Мощность зоны минерализации 40–50 м, по простира-

нию прослежена на 120 м. Содержание молибдена в кварцевых прожилках 0,5–0,95 %, в единичных пробах до 1,75 %. Во вмещающих породах молибден практически отсутствует и лишь иногда достигает 0,01 %. Перспективы проявления неясны.

Скарновая формация представлена Бажирским проявлением (I-5-26), расположенном в Ильчирском сиклинории [46]. В поле гранитоидов урикского комплекса откартированы небольшие ксенолиты сланцев и известняков барунгольской свиты. Минерализация молибденита присутствует в маломощных телах (до 0,5 м) диопсид-актинолитовых скарнов, а также в кварцевых, редко в пегматитовых и аплитовых жилах. В скарнах молибденит образует тонкую вкрапленность или редкие крупночешуйчатые агрегаты. В маломощных (5–30 см) кварцевых жилах отмечается неравномерная вкрапленность молибденита. Содержание молибдена в скарнах 0,005–0,125 %, в кварцевых жилах 0,005–0,1 %, в пегматитовых и аплитовых жилах до 0,08 %. Проявление промышленной ценности не представляет.

Вольфрам. Оруденение вольфрама распространено локально на площади Шутхулайского выступа складчатого основания, в зоне влияния Шишхид-Бусингольского разлома. Единственным проявлением, новой для региона шеелит-сульфидной скарноидной (стратиформной) формации, которая может представлять практический интерес, является Южное (I-3-6) [308, 46]. Оно расположено в «дальнем» экзоконтакте массива таннуольских гранитоидов среди среднего кембрия кристаллических плагиоклаз-амфиболовых сланцев билинской свиты рифея(?), в которой выделяются зоны окварцевания и сульфидизации с минерализацией шеелита. Прослежены они от сотен метров до 2,5 км, при ширине от десятков метров до первых сотен метров. В пределах зон выделены рудное тело и три «горизонта» с повышенными содержаниями вольфрама. Рудное тело представлено прокварцованными кристаллическими сланцами (кварца от 7 до 60 %) с мелкой неравномерно рассеянной вкрапленностью шеелита. Размер его зерен – доли мм, реже (в ассоциации с кварцем) до 5 мм. Прослеженная протяженность тела 850 м, предполагаемая до 2,5 км, при мощности 4,5–5 м. Содержание трехоксида вольфрама 0,005–1,15 %, среднее 0,1 %. Протяженность «горизонтов» 200–500 м при мощности 0,5–2,8 м и со средним содержанием трехоксида вольфрама 0,03 %. Авторские неутвержденные прогнозные ресурсы трехоксида вольфрама категории P_2 составляют 11,4 тыс. т [308].

Остальные пять пунктов минерализации вольфрама связаны с кварцевыми жилами и прожилками, секущими гранитоиды таннуольского комплекса и сланцы билинской свиты, имеют незначительные размеры с содержаниями вольфрама 0,005–0,3 %.

Алюминий. Месторождения и проявления представлены двумя генетическими типами. Магматический тип (высокоглиноземистая нефелин-полевошпатовая формация) представлен нефелиновыми рудами, которые приурочены исключительно к массивам раннедевонского сангиленского уртит-щелочно-сиенитового комплекса расположенных в структурах Восточного Сангилены и сосредоточенных в основном в пределах Баянкольской зоны среднепалеозойской активизации. Комплекс имеет полиформационную основу. Преобладающая часть массивов в пределах узла сложена породами саличе-

ского типа — нефелиновыми сиенитами (фойяитами), ювитами, полевошпатовыми урритами, реже встречаются сиениты, малиньиты, и ййолиты. Интрузии мафического ряда сложены габбро-пироксенитами, мельгейгит-урритами, ййолитами, редко нефелиновыми и щелочными сиенитами. Отдельные интрузивные тела содержат лейкократовые, существенно нефелиновые породы, что является особенностью сангиленского комплекса не только для узла, но и для минерагенической зоны. Массивы нередко имеют зональное строение, при этом по периферии развиты меланократовые, а в центре — лейкократовые разности. Большинство же массивов минерагенической зоны монопородно и сложены нефелиновыми сиенитами. Осадочный тип (бокситовая терригенно-карбонатная формация) представлен бокситовыми рудами и проявлен в Боксон-Сархойском прогибе.

Баянкольское месторождение нефелиновых руд (III-1-15) приурочено к одноименному массиву щелочных пород сангиленского комплекса. Массив овальной формы, площадью 12,5 км², имеет зональное строение, обусловленное постепенной сменой от периферии к центру нефелиновых сиенитов, ювитов, урритов либо промежуточных разновидностей последних двух. Долиной реки он разделяется на правобережную часть (3,8 км²), сложенную преимущественно ювитами и урритами и где зональное строение менее отчетливо, и левобережную часть (8,7 км²), представленную нефелиновыми сиенитами, ювитами и урритами. Границы между петрографическими разновидностями пород постепенные, но визуально хорошо различаются. Рудные тела связаны с урритами, уртит-ювитами и унаследуют их морфологию и условия залегания. Строение рудных тел осложняется дайками габбро, диоритов и тектоническими нарушениями. Границы рудных тел с вмещающими породами устанавливаются по данным опробования. Морфология, размеры, внутреннее строение рудных тел в значительной степени зависит от уровня бортового содержания глинозема. Правобережная часть массива предварительно разведана и выделена как собственно месторождение. Выделено три рудные залежи размером от 140 × 140 м до 870 × 500 м при мощности 40–300 м. Запасы апробированы в ГКЗ (протокол № 10619 от 24.03.1989 г.) и приняты ЦКЗ Мингео СССР на баланс (при бортовом содержании глинозема 25 %) для открытых работ в контуре карьера по категории С₁ — 246,2 млн т (Al₂O₃ — 26,6 %, SiO₂ — 43,5 %); за контуром карьера по категориям С₁ — 58,5 млн т (Al₂O₃ — 26,2 %, SiO₂ — 44,3 %) и С₂ — 41,4 млн т (Al₂O₃ — 26,3 %, SiO₂ — 44,6 %), а также прогнозных ресурсов категории Р₁ 38 млн т. Протоколом отмечено, что в контуре карьера, при бортовом содержании глинозема 22 %, оценены запасы урритов по категориям С₁ и С₂ в количестве 53 млн т (Al₂O₃ — 23,5 %, SiO₂ — 44,0 %). Месторождение учтено Государственным балансом и находится в Госрезерве.

Прогнозные ресурсы категории Р₁ левобережной части массива, где оконтурено три залежи, составляют 370 млн т. Запасы и ресурсы Баянкольского массива в целом составляют 754 млн т, в том числе категорий: С₁ + С₂ — 346 млн т и Р₁ 406 млн т. Техничко-экономическими расчетами установлена рентабельность отработки даже при снижении бортового содержания до 22 % [302, 239, 240, 341].

Дахунурский массив (проявление III-1-22) площадью 3,2 км² сложен урритами, ййолитами, пироксенитами и нефелиновыми сиенитами. В пре-

делах продуктивной части массива (0,53 км²) выделены три рудных тела, представленных ийолитами и ийолит-уртитамии. Размеры рудных тел 800 × 350 м, 900 × 350 м и 500 × 170 м при средних содержаниях глинозема 23,9, 26,7 и 23,3 % соответственно. Авторские неутвержденные прогнозные ресурсы категории P₂ – 446 млн т и P₃ – 34 млн т [274, 341]. Сведения о других массивах (проявлениях) [274, 273, 341] приведены в табл. 28.

Боксонское месторождение (I-5-1) находится в южной прибортовой части Боксон-Сархойского прогиба. Представлено пластовой залежью бокситов в основании табинзуриной свиты венд-раннекембрийского возраста, которая согласно залегает на отложениях забитской (нижележащей) свиты того же возраста. Подошва рудного тела неровная. В подстилающих доломитах карстовые процессы проявлены слабо и неоднородно. В южной части это неглубокие (до 3 м), в северной более глубокие (до 70 м) трещины, гнезда и карманы, выполненные красным или зеленым бокситом. Кровля пласта ровная. Бокситы, резко или постепенно изменяя вещественный состав, переходят в черные графитизированные или глинистые сланцы. Рудный пласт имеет зональное строение и прослежен по простиранию на 41 км при выдержанной мощности около 5 м. Нижняя часть пласта сложена красными и вишневыми бемитовыми, в меньшей мере диаспоровыми

Таблица 28

Краткая характеристика основных проявлений (массивов) нефелиновых руд Баянкольской зоны

Проявление (массив), его номер, площадь, км ²	Состав продуктивных тел	Размеры тел, м	Средние содержания глинозема, %	Авторские прогнозные ресурсы категорий P ₂ /P ₃ , млн т
Академический (III-1-1) 2,7	Ювиты	2000 × 130	24,5	120/60
Тоскульский (III-1-29) 8,2	Ювиты	2200 × 200	22,6	429/–
		600 × 140	22,2	
Харлинский (Тарбогатайский) (III-1-7) 15	Ювиты	1200 × 140	22,2	–/154
Верхне-Ызыройский (III-1-4) 16	Ювиты	1900 × 180	22,2	–/324
Чинчилигский (III-1-23) 1,8	Уртиты	900 × 70	22,7	0,4/–
Чикский (III-1-27) 4,5	Ийолиги, ийолит-уртиты	2000 × 300	20,63	–/56

бокситов и аллитами, верхняя — зелеными шамозитовыми аллитами, в некоторых случаях наблюдается чередование этих разновидностей. Бокситы в основном низкоккачественные (высококремнистые, железистые). Содержание в них основных компонентов следующее (%): Al_2O_3 — 41,2; SiO_2 — 20,4; Fe_2O_3 — 25,4; кремневый модуль 2,19. По минеральному составу бокситы относятся к хлорит-(каолин)-диаспор-бемитовому типу [151, 61, 305]. Высоккачественные разновидности (кремневый модуль больше 4; Al_2O_3 — 39,41—40,26 %; Fe_2O_3 — 20,74—25,54 %) слагают небольшие линзы и гнезда. Разведанные запасы глинозема (кремневый модуль 3,4) по категориям А + В + С₁ — 76,8 млн т, С₂ — 52 млн т. Ввиду низкого качества руд разработка признана нецелесообразной и месторождение снято с баланса. Перспективы месторождения зависят от дальнейших исследований по переработке бокситов с проведением полных испытаний, пригодных для технико-экономического обоснования. Заслуживают внимания в этом плане работы по использованию данных руд в качестве железоалюминиевого сырья (ЖАС) [286]. Из ЖАС может быть получен высокосортный чугун и саморассыпающиеся шлаки, извлечение глинозема из которых (по рудам Боксонского месторождения) достигает 83,3 %. Остаточный продукт — белитовый шлам — является сырьем для цементной промышленности. Предварительная оценка ресурсов ЖАС более 500 млн т, в т. ч. Al_2O_3 (при извлечении 80 %) 165 млн т.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Полезные ископаемые этой группы широко распространены в пределах Восточно-Тувинской складчатой системы и во многом определяют металлогению и практическую значимость региона.

Литий. На территории листа известно крупное Тастыгское месторождение и более 20 проявлений формации литиевых пегматитов. Расположены они в Восточном Сангилене и приурочены в основном к наложенным структурам среднепалеозойской активизации: Баянкольской зоне и Качикскому грабену. Пространственно образуют два пояса: Южный субширотного простирания (Тастыгская рудоносная зона) и Северный — субмеридионального (Сольбельдырский прогнозируемый рудный узел).

В пределах Южного пояса выявлена большая часть известных объектов. Тастыгское месторождение (IV-2-6) находится в восточной части пояса и разведано в 1955—1960 гг. магистральными канавами, тремя штольнями и 11 скважинами. Расположено оно в поле мраморизованных известняков нарынкой свиты венда, прорванных телами гранитов кыстарысского комплекса ордовикского возраста, с которыми генетически связаны пегматиты. Известняки образуют здесь антиклинальную складку, осложненную серией тектонических нарушений. Месторождение представлено поляем пегматитовых жил площадью 1,3 × 0,5 км и состоит из нескольких десятков согласных, кососекущих и крутопадающих пегматитовых жил. На глубину они прослежены на 500—700 м без признаков выклинивания. Протяженность жил по простиранию 250—300 м при выдержанной мощности от 1 до 3,6 м, достигая в наиболее крупных телах 15—20 м. Подчиненное значение имеют разобщенные, небольшие по

простирацию (30–80 м) пегматитовые тела сложной морфологии. Минеральный состав пегматитов (%): альбит-олигоклаз 40–45, сподумен до 25, кварц до 20, микроклин 10–25, присутствуют гельвин, графит, флюорит, кальцит, гранат, пирохлор-микролит, фергусонит, колумбит, касситерит и др. Главный полезный компонент – литий на 93 % сконцентрирован в сподумене, оставшиеся 7 % рассеяны в других минералах. Среднее содержание окиси лития по месторождению 1,46 %, содержание сподумена в руде 20–22 %. Запасы категорий С₁ и С₂ окиси лития 695 тыс. т, в т. ч. – балансовые 596 тыс. т. Попутными компонентами являются: бериллий (среднее содержание 0,022 % BeO, запасы 8813 т), ниобий (среднее содержание 0,019 % Nb₂O₅, запасы 7824 т), тантал (среднее содержание 0,0097 % Ta₂O₅, запасы 3949 т), олово (среднее содержание 0,052 %, запасы 21 363 т), редкие земли (среднее содержание 0,44 %). Месторождение пригодно для открытой разработки. Запасы утверждены в ГКЗ СССР в 1962 г. и отнесены к категории С₂ в количестве 596 тыс. т окиси лития со средним содержанием 1,46 %. Прогнозные ресурсы глубоких горизонтов месторождения составляют по категориям: Р₁ – 176 тыс. т, Р₂ – 175 тыс. т [341, 289] и утверждены Министерством природных ресурсов Республики Тыва по состоянию на 1.01.1998 г. Месторождение законсервировано.

В 3,5 км к юго-востоку, практически в одном рудном поле, известно Пичи-Тастыгское проявление (IV-2-8) сподуменовых пегматитов по характеру залегания, морфологии и минеральному составу аналогичных Тастыгскому месторождению. Пегматиты образуют три жильные зоны (более 20 жил), которые прослежены на 200 м при средней мощности жил 0,3–3,5 м. Подсчитанные запасы окиси лития составили 15 тыс. т при содержании 1,5 %, а прогнозные ресурсы категории Р₂ – 13,3 тыс. т [341].

Определенными перспективами обладают и другие проявления: Харасугское (IV-2-5) (в 1,7 км к северо-западу от месторождения), Сайлыкское (IV-2-2) и Дзосингольское (IV-2-1). Отдельные пегматитовые тела этих проявлений обладают высокими содержаниями оксида лития – до 3 %, значительной мощностью (до 8 м) и протяженностью более 200 м. Прогнозные ресурсы первых двух проявлений составляют по категории Р₂ – 9,1 и 12,3 тыс. т соответственно, а для Дзосингольского 7,6 тыс. т по категории Р₃.

На западе Южного пояса наиболее крупным и хорошо изученным является Сутлугское проявление (III-1-64). Жилы сподуменовых пегматитов залегают субсогласно с вмещающими мраморизованными известняками нарынской серии в экзоконтакте массива гранодиоритов кыстарысского комплекса. На проявлении выявлено 33 сподуменные жилы мощностью от 0,5 до 6 м и протяженностью от 20 до 230 м. Все жилы группируются в узкой полосе широтного простираания шириной 150–200 м и протяженностью 1,5 км. Содержание окиси лития 0,1–2,1 %, окиси бериллия в среднем 0,078 %. В некоторых жилах установлены повышенные содержания окиси цезия – до 0,01 %, но поллуцит не обнаружен. Авторские прогнозные ресурсы категории Р₃ составляют 15,2 тыс. т окиси лития [50].

Наиболее значимыми проявлениями в Северном поясе являются Шук-Бюль (III-1-21) и Кара-Адыр (III-1-24). Шук-Бюльское проявление расположено среди метапесчаников с прослоями мраморизованных известняков нарынской свиты вендского возраста в экзоконтакте порфириовидных гранитов кыстарысского комплекса ордовикского возраста. Представлено

оно жилами пегматитов натриево-литиевого состава (микроклин, альбит-олигоклаз, кварц) со сподуменом (до 30 %) нередко розового и зеленого цвета, лепидолитом, мусковитом, полихромным турмалином, поллуцитом, бериллом, реже присутствуют гранат, касситерит, колумбит, фергусонит, флюорит, микролит и циркон. Зона рудоносных пегматитов (около 20 жил) субмеридионального простирания прослежена на 1,4 км при ширине выхода до 40 м. Жилы длиной в основном первые сотни метров, мощностью 0,4–8,0 м. Наиболее крупное тело имеет протяженность 800 м при максимальной мощности 10 м. Содержания основных компонентов в жилах составляют (%): Li_2O – 0,028–2,39 (среднее 1,46); Rb_2O – 0,01–0,22; Cs_2O – 0,005–0,032. Отмечаются: BeO – 0,022 %; Ta_2O_5 – 0,007 %; Nb_2O_5 – 0,014 %. По количественной геохимии повышенными содержаниями выделяются (г/т): тантал – 89; лантан – 1,7; церий – 4,6; иттербий – 0,18; иттрий – 1,8 [7]. Авторские прогнозные ресурсы оксида лития категорий: P_1 – 80 тыс. т и P_2 – 46 тыс.т [341].

Кара-Адырское проявление включает 42 разрозненные жилы. Максимальная протяженность жил 200 м, мощность до 5 м. Пегматитовые жилы залегают среди мраморизованных известняков нарынской свиты венда. Жильное поле прослежено на 500–700 м. Жилы линзовидной формы с протяженностью до 200 м и мощностью до 5 м. Строение жил слабозональное – от мелко- и среднекристаллического (1–2 см) у контактов, до крупнокристаллического пегматоидного и мелкоблокового в осевых частях (40–80 см). Минеральный состав (%): микроклин – 20–30, олигоклаз – 20–30, кварц – 20–25, сподумен – 15–20. Акцессорные минералы – турмалин, гранат, ортит, касситерит, пироксид. Содержания основных компонентов в жилах составляют (%): Li_2O – 0,032–2,84 (среднее 1,02–1,4); Rb_2O – 0,001–0,35; Cs_2O – 0,005–0,059. Авторские прогнозные ресурсы оксида лития категории P_2 23 тыс. т [341].

Все вышеприведенные по данным Чучко В. Н. [341] прогнозные ресурсы оксида лития утверждены Министерством природных ресурсов Республики Тыва по состоянию на 1.01.1998 г.

Тантал, ниобий, редкие земли. На освещаемой площади в пределах Восточно-Тувинской складчатой системы известны крупное месторождение и многочисленные проявления, пункты минерализации редких металлов и редких земель, относимых к магматическому типу (в щелочно-мафически-салических комплексах). Большинство из них относится к тантал-ниобиевой формации в щелочных метасоматитах (квальмитах), где кроме основных металлов тантала и ниобия существенное значение имеют цирконий, гафний, литий, редкие земли, в меньшей мере уран и торий. Все объекты тантал-ниобиевой формации размещены на северном фазе Баянкольской зоны среднепалеозойской и мезозойской активизации в пределах влияния Агардагского глубинного разлома. К редкометалльной апогранитовой формации отнесены комплексные проявления и пункты минерализации редких металлов и редких земель. Выделение их из тантал-ниобиевых объектов в некоторой мере условно, в силу их недостаточной изученности, и в большинстве случаев проведено по минеральному составу. Они широко распространены в структурах АССО и локализованы преимущественно в

Восточном Сангилене с приуроченностью к Баянкольской зоне активизации, в Восточно-Таннуольском антиклинории (Кызылдагская зона активизации) и Шишхидском рифтогенном прогибе с приуроченностью к северной ветви Шишхид-Бусингольского глубинного разлома.

Улуг-Танзекское редкометалльное месторождение (III-1-2) открыто в 1952 г. и разведывалось с 1979 по 1987 гг. Расположено оно в пределах влияния Агардагского глубинного разлома на северном окончании Баянкольской рифтовой зоны. Месторождение представлено штокообразным массивом щелочных метасоматически измененных гранитов (кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов) мезозойского(?) Улуг-Танзекского комплекса. Массив залегает среди мраморизованных известняков нарынской свиты венда и в плане имеет клиновидную форму. Контакты массива имеют извилистые очертания с многочисленными мелкими апофизами. Его протяженность по длинной субширотной оси – 1,5 км, ширина 0,9 км на востоке и 0,1 км на западе. На разведанную глубину (700 м) признаков его выклинивания не установлено. Границы рудного тела четкие и полностью соответствуют контурам массива. Оно сложено мелко-среднезернистыми породами кварц-альбит микроклинового состава. Характерными минералами для метасоматитов являются рибекит и литиевые слюды (10–15 %). Выделенные петрографические разновидности руд: рибекитосодержащие и полислюдистые в какой-то мере условны в связи с наличием между ними постепенных переходов в зависимости от соотношения рибекита и слюд. Руды являются комплексными и характеризуются сложным минеральным составом. В рудах установлены: фергусонит, пироклор, колумбит (наиболее широко развит), лопарит, эвксенит, циркон, малакон, ловенит, астрофилит, ферриторит, торит (редко), гагаринит, ксенотим, монацит, бастнезит, гадолинит, литиевый биотит, протолитионит, циннвальдит, криофиллит. Они присутствуют в виде тонкорассеянной вкрапленности и составляют 5–15 % объема руд. Основные полезные компоненты – тантал, ниобий и цирконий, попутные – гафний, литий, уран, торий, редкие земли, рубидий, цезий, свинец, олово и криолит. Ведущие полислюдистые разновидности руд (около двух третей запасов) слагают центральную часть месторождения и характеризуются наиболее высокими содержаниями пятиоксида ниобия и тантала (0,17–0,22 % и 0,017–0,022 % соответственно). Основной рудный минерал – колумбит, подчиненный пироклор. Более бедные рибекитовые разновидности (содержания пятиоксида ниобия и тантала 0,1–0,15 % и 0,01–0,015 %) приурочены к периферическим частям массива. Выделяются участки богатых руд, в которых содержания в 1,5–2 раза выше средних. Эти участки имеют форму столбов, линз размером до 200 × 350 м и по падению прослежены на 350 м. Месторождение разведано на глубину до 500 м, а в центральной части скважины достигли глубины 700 м. При этом установлено, что ни размеры поперечного сечения рудного тела, ни содержания полезных компонентов с глубиной практически не меняются. На месторождении известны рудоносные рыхлые образования, представленные остаточными и переотложенными корами выветривания, а также смешанными пролювиально-делювиально-моренными отложениями. Площади их достигают 0,025 км², а мощности колеблются от 1–10, до 25 м. Рудные минералы колумбит, пироклор и циркон выветриванием не затронуты. Содержание пятиоксида тантала 0,0032–0,039 %, пятиоксида ниобия 0,096–0,219 %.

Протоколом № 10570 от 21 декабря 1988 г. ГКЗ СССР утвердила запасы категорий А, В, С₁ и С₂ месторождения для открытого способа в следующих количествах (табл. 29):

Таблица 29

Запасы полезных ископаемых Улуг-Танзекского месторождения

Полезное ископаемое	Балансовые, тыс. т	Содержание %
	Категории А + В + С ₁	Категория С ₂
Пятиокись тантала	75,3–0,0155	39,3–0,0142
Пятиокись ниобия	710,9–0,146	358,6–0,13
Двуокись циркония	193,5–0,397	964,8–0,35
Сумма редких земель	307,0–0,063	178,8–0,065
Двуокись гафния	82,3–0,0169	40,6–0,0147
Окись лития	409,2–0,084	256,3–0,093
Окись-закись урана	67,6–0,0139	36,3–0,0132
Двуокись тория	234,9–0,0483	111,8–0,0405

Утверждены также запасы по категории С₂ флюоритовой руды 313 тыс. т и окиси бериллия 457 т. Отмечено, что подсчитаны запасы попутных компонентов категорий А + В + С₁ олова 21,9 тыс. т, окиси цезия 632 т, криолита 1408 тыс. т. Исследованиями установлено, что руды относятся к одному технологическому типу. Этим же протоколом месторождение отнесено к 1-й группе и установлена его готовность для промышленного освоения. В настоящее время месторождение находится в Госрезерве.

Прогнозные ресурсы глубоких горизонтов месторождения оценены по категории Р₁ и составили: пятиокись тантала 89,9 тыс. т, пятиокись ниобия 823,7 тыс. т, сумма редких земель 396,9 тыс. т, окиси лития 595,8 тыс. т. Подсчитаны прогнозные ресурсы пятиокисей тантала и ниобия в рыхлых образованиях, составляющие по категориям Р₁ – 1,5 и 15,2 тыс. т; и Р₂ – 1,3 и 5,5 тыс. т соответственно [341].

Верхне-Кундусское проявление (III-2-20) представлено линзовидным телом метасоматитов по щелочным гранитам улугтанзекского комплекса, с размерами 180 × 1200 м, вскрытое эрозионным врезом на 400 м. Залегает оно среди гранитоидов таннуольского комплекса среднего кембрия и приурочено к тектоническому нарушению. В строении рудного тела наблюдается отчетливо выраженная концентрическая зональность. В центре выделяются наиболее измененные микроклин-кварцевые породы (7 %). Промежуточное положение занимают кварц-альбит-микроклиновые породы (43 %). Периферия сложена метасоматически измененными микроклиновыми гранитами. Основные рудные минералы: циркон, малакон, ксенотим, монацит, приорит, фергусонит, циртолит. Главными полезными компонентами руд являются ниобий, тантал и редкие земли, второстепенными цирконий, торий, уран. Оруденение подчиняется общей зональности, где наиболее обогащены центральные части. Средние содержания (%) пя-

тиокиси ниобия — 0,106 в богатых рудах и 0,054 в бедных; пятиокиси тантала — 0,0058 и 0,0052, суммы редких земель, с преобладанием цериевой группы — 0,317 и 0,094. Прогнозные ресурсы категорий P_1 и P_2 составляют (тыс. т): пятиокиси ниобия — 60,8 и 45,1; пятиокиси тантала — 3,3 и 4,3; суммы редких земель — 181,8 и 78,5 [341] и учтены МПР республики Тыва.

Выделение на КПИ комплексных проявлений и пунктов минерализаций редких металлов и редких земель в самостоятельную подгруппу в определенной степени условно в связи с их недостаточной изученностью, и в большинстве случаев проведено по минеральному составу, где преобладают минералы редких земель.

Чавачская группа проявлений (I-3-18, 20, 21) расположена в пределах Шишхидского рифтогенного прогиба в зоне влияния Шишхид-Бусингольского глубинного разлома. Проявления приурочены как к одноименному массиву, так и к мелким телам сангиленского комплекса, которые прорывают терригенные породы долонской свиты позднего рифея и гранитоиды таннуольского комплекса. В экзоконтактах массива и мелких тел развиты мариуполиты и альбититы с цирконом, пироксеном, фергюссонитом, бритолином, а также жилы щелочных сиенитов и пегматитов. Судя по минеральному составу, в оруденении преобладают редкие земли цериевой группы. Содержания пятиокиси ниобия 0,04–0,225 %, суммы редких земель 0,07–0,5 %.

Чикское жильное поле (III-1-54) расположено в южной части Баянхольской рифтовой зоны среди мраморизованных известняков нарынской серии. Поле размером 5 км² характеризуется развитием даек и жил щелочных аляскитовых и лейкократовых гранитов с биотитом и рибекитом, кварцполевошпатовых пегматитов. Мощности их 1,5–2 м, реже до 20–30 м, и протяженность 5–20 до 300–400 м. Установлено, что редкоземельное оруденение обычно имеет гнездообразный характер с размерами 0,3–0,7 м. Содержания в гнездах иттрия 0,01 %, циркония 0,1 %, гафния 0,01 %, гадолиния 0,07 %, ниобия 0,01 %.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. В последней работе по переоценке прогнозных ресурсов основных полезных ископаемых на территории Республики Тыва, выполненной в 1990 г. [341], на представляемой площади учтено четыре проявления коренного золота и около 10 объектов россыпного золота. В различных сводных работах по Республике Бурятия [57, 236, 260, 315] в пределах листа приводится от 14 до 18 проявлений рудного и несколько объектов россыпного золота.

Золото рудное. Оруденение большинства объектов листа гидротермально-метасоматического генезиса, а по условиям образования и минеральному составу относится к золото-сульфидно-кварцевой формации. В Окинской складчатой системе на большинстве проявлений золота в качестве сопутствующего элемента присутствует серебро. Здесь же отмечаются проявления золото-сульфидной (черносланцевой) формации с присутствием платины.

В пределах Харальского выступа складчатого основания, где развиты пара- и ортосланцы харальской свиты позднерифейского возраста, перекрытые в юго-западной части вендским терригенно-вулканогенно-карбонатным чехлом (охемская свита), известны немногочисленные проявления и пункты минерализации, которые с известными россыпями объединены в Харальский (Мозголевский) золоторудно-россыпной узел (ЗРРУ) (4.1.1). Минерализация золота локализуется в кварцевых жилах, зонах окварцевания, вторичных кварцитах и сульфидизированных углеродистых сланцах. Наиболее изученное в пределах узла Мозголевское проявление (I-1-6) приурочено к зоне окремненных, серицитизированных и лимонитизированных пород, содержащих тела метасоматических кварцитов, располагающихся на контакте вулканогенных пород и углеродистых сланцев, а также кварцевые жилы. Зона прослеживается на 4 км при ширине 100–150 м. В непосредственной близости от нее вулканогенные отложения секутся субвулканическими телами риолит-дацитового состава. В зоне измененных пород длиной 1,2 км установлено семь кулисообразных тел вторичных кварцитов протяженностью 100–200 м и мощностью 2–9 м. По результатам опробования выделено рудное тело с содержаниями золота 0,8–4,4 г/т при мощности 0,2–3,3 м на протяжении 200 м. Здесь же установлено серебро (40–70 г/т) и свинец (0,5–1 %). Золото крупное 0,2–2 мм, пробность – 400–560 [135]. В кварцевых жилах содержание золота – десятые доли, в отдельных случаях – до 5,4 г/т. Авторские прогнозные ресурсы категории P_2 при среднем содержании 2,5 г/т составили 4,5 т и МПР республики Тыва не учитываются [341, 289].

Определенный интерес представляют золотосодержащие углеродистые сланцы в среднем течении р. Харал, где слагают около 10 протяженных зон окварцевания на площади 100 км². Сланцы содержат вкрапленность пирита (2–5 %) и маломощные прожилки кварца с пиритом, галенитом и халькопиритом. Содержание золота в окварцованных сульфидизированных сланцах составляет 0,2–1,5 г/т [341]. По данным Г. Н. Шапошникова (1983 г.), наиболее высокая концентрация – 30,2 г/т зафиксирована в прожилках кварц-карбонатного состава, но пробы не имеют точной привязки.

В пределах Восточно-Таннуольского антиклинория известно Карабельдырское рудное поле, которое объединяет месторождение Гордеевское (II-1-8), проявление Эзен (II-1-10), многочисленные пункты минерализации и ореолы рассеяния, выявленные на площади 8 км². Расположено оно среди диоритов таннуольского комплекса, прорывающих вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения ноганойской свиты позднего рифея, с образованием провесов кровли. Интрузивные породы в пределах рудного поля неравномерно березитизированы, а терригенные и карбонатные – ороговикованы, мраморизированы и на отдельных участках скарнированы. Основная зона березитизации, контролирующая размещение рудных тел на месторождении, протягивается в субмеридиональном направлении на 900 м при ширине 100–350 м. Скважинами она прослежена до глубины 120–150 м, при этом признаков выклинивания не установлено. Березиты с неравномерно вкрапленной и прожилковой сульфидной минерализацией (2–5 %). Прожилки и маломощные жилы (до 0,4 м) имеют кварцевый и кварц-карбонатный состав и на отдельных участках достигают 20 % объе-

ма породы. В них отмечаются гнезда, линзочки размером до 5 см, которые представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, магнетитом, арсенопиритом, реже анкеритом, малахитом, азуритом, церусситом, самородным золотом, серебром и медью. Золото макроскопически отмечалось в кварцевых жилах и прожилках в виде обособлений размером до 0,5 мм. В пределах зоны на месторождении выделено три рудных тела золото-сульфидно-кварцевого состава сложной морфологии, протяженностью 80–180 м при средней мощности 1–16 м. Среднее содержание золота 12 г/т, при вариациях от 1–20 до 134 г/т. Отмечаются повышенные содержания серебра 1–15 г/т до 528 г/т, меди – десятые доли процента до 12,65 %, свинца – до 0,6 %, цинка – до 0,8 %, мышьяка – до 1,72 %. По результатам исследований лабораторной технологической пробы с содержанием золота 6,3 г/т и серебра 15 г/т, руды относятся к окисленному типу. Пробность золота 875–890 [242, 281].

Проявление Эзен находится к юго-западу от месторождения и совмещено с ним в пределах единой рудоконтролирующей тектонической структуры (рудного поля). Здесь наблюдается пространственное совмещение золото-сульфидно-кварцевого и золото-скарнового оруденения, т. е. процессы березитизации и оруденения накладываются не только на диориты, но и на доберезитовые скарны, развитые по останцам терригенно-карбонатных пород в провесах кровли. Протяженность зоны составляет 700 м, при ширине около 200 м. Содержание золота в оруденелых березитах достигает 34,3 г/т, а в скарнах с наложенной березитизацией – до 32,1 г/т, но их размеры с промышленной концентрацией не превышают 50 × 35 м. На проявлении выявлено четыре рудных тела протяженностью 80–100 м, мощностью 5–7 м при средних содержаниях 9,2–9,5 г/т. В повышенном количестве присутствуют серебро (первые десятки г/т до 164,8), медь до 5,35 %, цинк, свинец, мышьяк [242, 281].

Прогнозные ресурсы, утвержденные МПР РФ на 1.01.2003 г., составили по Гордеевскому месторождению (категории P_1) 19 т, по проявлению Эзен (категории P_1) 1 т и по Карабельдырскому рудному полю (категории P_2) 20 т. В 2007 г. ООО «Тардан Голд» получена лицензия на разведку и добычу золота в пределах Карабельдырского золоторудного поля.

Два пространственно сближенных проявления Вертолетное (I-1-36) и Западное (I-1-35) находятся в структурах Восточно-Таннуольского антиклинория и приурочены к зоне влияния Карабельдырского глубинного разлома. Расположены они среди пород туматтайгинской свиты прорванных интрузиями таннуольского комплекса с широким развитием гидротермальных изменений (гидрослюдизация, карбонатизация, пиритизация и окварцевание). На проявлении Вертолетное оруденение представлено березитизированными дайками плагиогранитов, которые сопровождаются сульфидно-кварцевыми жилами длиной около 100 м и имеют средние мощности 0,3 м. Содержание золота в березитизированных породах не превышает 1,2 г/т, в жилах – 5–10 г/т. Оруденение проявления Западное представлено кварц-штокверковой зоной (120 × 35 м) с сульфидной минерализацией в сланцах. Протяженность малосульфидных кварцевых жил – от первых десятков до 120 м при мощности 0,2–0,8 м. Содержание золота в кварцевых жилах от 3 до 67 г/т, в зонах окварцевания от 1 до 18 г/т. Авторские про-

гнозные ресурсы категории P_2 составили 0,65 и 1,9 т соответственно [341], приняты МПР Республики Тыва.

Проявления и россыпи золота известны в структурах Центрального и Восточного Сангилены, сложенных терригенно-карбонатно-вулканогенными породами рифей-кембрийского возраста, прорванных интрузиями различного состава и возраста. Структуры вытянуты в субширотном направлении более чем на 200 км.

В центральной части Сангилены немногочисленные проявления золото-сульфидно-кварцевой (золото-кварцевой) формации и россыпи золота объединены в Нарынский ЗРРУ (0.1.1). Типичное проявление формации расположено на водоразделе рек Чартис и Хап-Суг (III-1-32). Здесь, в породах хапсугской свиты на протяжении 10 км откартирована мощная (25–30 м) зона дробления. В милонитизированных, гидротермально измененных породах с тонким (1–2 мм) кварцевым прожилкованием содержание золота составляет 1–5 г/т. Проявление Красная Горка (III-1-30) приурочено к прослоям сульфидсодержащих кварц-андезин-биотитовых сланцев с тонким кварцевым прожилкованием, среди терригенно-вулканогенных отложений чахиртойской свиты раннего кембрия. Зона пиритизированных пород прослеживается более чем на 4 км при мощности от 80 до 200 м. Сульфиды (до 20 %) представлены пиритом, пирротинном, редко халькопиритом, арсенипиритом. Содержание золота – 1,5 г/т.

Проявление Пучук (III-1-12) и ряд других (III-1-36, III-1-40) генетически связаны с кварцевыми жилами, залегающими среди терригенно-карбонатных отложений. Мощность жил 0,1–1,5 м, протяженность – до 10 м. В них отмечается вкрапленность пирита, реже гематита, халькопирита, пирротина. Разброс содержаний золота значителен: от долей г/т до 1–3, редко до 10 г/т. Имеется ссылка (без точной привязки) на содержание в кварцевой жиле золота 230 г/т [50].

Восточный Сангилен (бассейн р. Эми) на рудное золото практически не изучен, но здесь известны крупные по запасам россыпи. Значительную часть выделяемого здесь Эмийского ЗРРУ (0.1.2) занимают гранитоиды таннуольского комплекса, прорывающие терригенные отложения хоремной свиты позднего рифея с мелкими олистолитами серпентинитов. Проявление Эмийский Голец (III-2-6) и пункты минерализации (III-2-7, 9) представлены серией непротяженных (первые десятки м) кварцевых жил сложной морфологии мощностью 0,1–2,5 м. Есть упоминания о протяженности жил до 1 км и мощности до 10 м [341]. Порфириовидные граниты в экзоконтакте жил березитизированы. Зоны березитов отмечаются на удалении до 100–200 м от кварцевых жил. Наряду с видимым золотом установлена вкрапленность пирита, халькопирита и арсенипирита. Содержание золота в жилах и прожилках 0,2–6,2 г/т, в березитизированных гранитах – от 0,6 до 8,4 г/т.

Наиболее крупные месторождения рудного золота юго-восточной части Восточного Саяна Зун-Холбинское и Барун-Холбинское, а также ряд мелких месторождений находятся в 6–20 км от северной рамки листа. Все они расположены в северной части Гарганского кварцевоносно-золоторудного района, который приурочен к одноименному выступу архейского фундамента. В пределах листа как район, так и его составляющие Хойто-Гар-

ганская (2.2.1) и Урда-Гарганская (2.2.2) прогнозируемые золоторудные зоны (ПЗРЗ) представлены своими южными окончаниями. В пределах Хойто-Гарганской зоны известно Ильчирское проявление (I-5-6), расположенное в шовной зоне Гарганской глыбы (Ильчирский глубинный разлом). Сложено оно породами ильчирской свиты позднерифейского возраста представленными крутопадающими, рассланцованными, мусковитизированными и окварцованными метаэффузивами, с прослоями актинолит-хлоритовых, кварц-карбонат-серицит-хлорит-углеродистых, сульфидизированных углеродистых сланцев и окремненных известковистых доломитов. Здесь выделены субсогласные зоны рассланцевания и милонитизации с кварцевыми жилами. Зоны имеют протяженность более 1 км и мощность до 300 м, кварцевые жилы – 100–500 и до 2,5 м соответственно. В отдельных кварцевых жилах и в их экзоконтактных зонах, реже в углеродистых сланцах установлена неравномерная прожилково-вкрапленная минерализация пирита, халькопирита, галенита, сфалерита, блеклых руд и пирротина, локализованных в телах мощностью до 6 м и протяженностью более 500 м. Содержание золота в кварцевых жилах колеблется от 0,1 до 40,4 г/т, серебра от 1 до 2302 г/т, при средних содержаниях в отдельных телах (65 × 0,55 м) – 7,6 и 225 г/т соответственно. Здесь же отмечается сурьма – до 0,87 %, медь – до 2,01 %, цинк – до 1,4 %, свинец – до 0,8 %. В углеродистых сланцах, где иногда встречаются линзы с обильной вкрапленностью пирита и пирротина (до 60–70 %), содержание золота в основном десятые доли г/т до 6,4 г/т, а серебра – первые г/т до 60,8 г/т.

Урда-Гарганская зона в пределах листа представлена своей юго-восточной половиной, где известны незначительные пункты минерализации золота (I-5-7, 8, 12, 13) в метаморфитах гарганского комплекса. Минерализация приурочена к широко развитым разрывным нарушениям северо-западного простирания и связанным с ними гидротермально-метасоматическим преобразованиям. Зоны рассланцевания, милонитизации имеют протяженность до 100 м и мощность 2–3 м, иногда с кварцевыми жилами мощностью до 0,4–1,0 м. Содержания золота как в милонитах, так и в кварцевых жилах 0,2–2,2 г/т, серебра 3–58 г/т.

На площади листа в юго-западной части Ильчирского синклиория, сложенного преимущественно карбонатно-вулканогенно-терригенными отложениями позднерифейского–венд-раннекембрийского и ордовикского(?) возраста, прорванных ордовикскими интрузиями урикского гранитоидного комплекса, известны многочисленные появления и пункты минерализации золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной (черносланцевой с присутствием платины) формаций. Большинство из них, в силу геолого-структурных и пространственных особенностей, объединены в два прогнозируемых золоторудных узла (ПЗРУ) – Уртагольский (2.3.1) и Хонголдойский (2.3.2). К золото-сульфидно-кварцевой формации Уртагольского узла относится группа проявлений (I-6-2, 11, 16, 22), где наиболее типичными и изученными являются Галечное (I-6-11) и Шара-Гольское (I-6-16). Участок проявления Галечное сложен отложениями барунгольской и горлыкской свит венда–раннего кембрия, прорванных интрузивными телами урикского комплекса с широко развитыми гидротермально-метасоматическими изменениями. Золотоносными являются метасоматиты

(окварцевание, сульфидизация), которые особенно проявлены в зонах тектонических нарушений. Окварцевание носит прожилково-штокверковый характер. Кварцевые жилы имеют длину до первых десятков метров и мощностью от 0,3 до 2,0 м, а прожилки — толщину от первых мм до первых см. Зона интенсивного окварцевания сланцев шириной 0,2–1 км прослеживается на 3,5 км. Гнездово-вкрапленная, крайне неравномерная сульфидная минерализация (до 5 %) представлена пиритом и халькопиритом. Содержание золота в жилах до 0,05 г/т, а во вмещающих сланцах до 0,2 г/т. Отмечаются ряд вторичных литохимических аномалий золота (0,002–0,01 г/т), серебра (до 800 г/т) и меди. Прогнозная оценка проявления по категории P_3 составляет 7 т [315]. Шара-Гольское проявление (I-6-16) расположено среди терригенно-карбонатных отложений ильчирской свиты верхнего рифея с небольшими силлообразными телами метаэффузивов основного–среднего состава [315]. В приконтактовой части сланцы метасоматически изменены и образуют зоны протяженностью до 1 км и мощностью 2–10 м, в пределах которых залегают кварцевые жилы протяженностью 50–300 м. Здесь выделено две зоны штокверкового окварцевания площадью 0,11 и 0,03 км², где количество кварца достигает 30–50 % от объема породы. Рудная гнездово-вкрапленная минерализация (до 3–5 %) отмечается в сланцах и в кварцевых образованиях. Представлена пиритом, халькопиритом, лимонитом. Содержание золота в кварцевых образованиях — до 0,2 г/т, во вмещающих сланцах — до 0,03 г/т. Упомянуты [306] содержания в кварцевых жилах золота до 5 г/т и серебра до 4 г/т. Низкая степень надежности оценки подсчитанных ресурсов золота в количестве 39 т категории P_3 [315], не позволяет рекомендовать их к учету. Отличается по своему геологическому строению Нижне-Шарагольское проявление (I-6-12), возможно, золото-сульфидной формации. Здесь, на площади 0,2 км² развиты преимущественно углеродисто-кремнистые сланцы барунгольской свиты. Пачка сланцев имеет протяженность около 1,3 км и мощность не менее 100 м. Сланцы повсеместно «обохрены» и насыщены секущими кварцевыми жилами и прожилками на площади 900 × 120 м, при среднем количестве кварца около 5 % с пиритом и пирротинном до 10 %. Концентрация золота в сланцах — 0,002–0,003 г/т до 0,2 г/т. Установлено присутствие платины < 0,1 до 0,35 г/т и палладия < 0,005–0,04 г/т. Проявление слабо изучено.

В пределах Хонголдойского ПЗРУ (2.3.2) оруденение представлено в основном проявлениями золото-сульфидной формации. Китайский участок (I-6-13) площадью 4,6 км² представляет собой фрагмент пород барунгольской свиты ордовика(?), которые насыщены послойными, секущими кварцевыми, кварц-карбонатными линзами, жилами и прожилками. Отмечаются согласно залегающие кварцевые жилы протяженностью 50–150 м и мощностью 1–3 м с убогой вкрапленностью пирита. Содержание золота в них 0,4–2,8 г/т, серебра до 3,2 г/т. Наиболее интенсивное окварцевание и сульфидизация (прожилково-вкрапленная минерализация пирита, реже халькопирита, азурита, малахита) развиты на площади более 1,8 км². Минерализация золота установлена во всех разновидностях гидротермально измененных пород (листвениты, сульфидизированные известняки и т. п.) с кварцевыми и кварц-кальцитовыми прожилками. Перспективное на золото оруденение локализовано в поле (0,59 км²) существенно углеродис-

тых, сульфидизированных и окварцованных черных сланцев, которые оконтурены вторичной геохимической аномалией золота (0,055 г/т). По неполным данным, мощность золотоносных сланцев 46 м при среднем содержании золота 0,015 г/т (максимальное 0,4 г/т). Отмечается платина до 0,08 г/т и палладий до 0,008 г/т. Авторские прогнозные ресурсы проявления по категории P_2 в количестве 31 т [315] НТС «Бурятнедра» отклонены, рекомендована к утверждению 1 т.

Участок Жолга (I-6-6) сложен углеродисто-карбонатно-сланцевыми и существенно углеродистыми черными сланцами барунгольской свиты с линзами доломитов и широко проявленными процессами лиственнитизации, березитизации, сульфидизации и окварцевания. Во вторичных ореолах установлены содержания золота 0,002–0,3 г/т, в единичных случаях 0,6 и 15 г/т. В пределах вторичных ореолов отмечено шлиховое золото (0,05 × 0,15 мм, 0,87 × 1 мм) в количестве до 37 мг/м³. Выделено пять субпараллельных зон минерализации золота. Суммарная протяженность зон 7,1 км, средняя мощность 125 м. Содержание золота в зонах по отдельным интервалам достигает 3,5 г/т. Авторские прогнозные ресурсы категории P_2 в количестве 102 т НТС «Бурятнедра» не приняты, однако проявление, на наш взгляд, заслуживает дальнейшего изучения.

В пределах Боксон-Сархойского прогиба известен ряд проявлений и пунктов минерализации золото-сульфидно-кварцевой формации, объединенных в Дибинский (2.1.1) и Хухугольский (2.1.1) ПЗРУ. Большая часть Дибинского узла находится севернее, на листе N-47, на описываемой площади он представлен небольшим южным фрагментом с группой Монгол-Дабанских проявлений (I-4-2, 4) находящихся среди сланцев дибинской свиты и метавулканитов сархойской серии позднерифейского возраста. Здесь, в пиритизированных сланцах и эффузивах с кварцевыми прожилками содержание золота – до 1,5 г/т. По сообщению В. Г. Скопинцева (2007 г.), в результате проводимых здесь прогнозно-поисковых работ прогнозные ресурсы категории P_3 составили 22,5 т. В пределах Хухугольского узла заслуживает внимания проявление Западное (Уха-Гольское) (I-5-32), в южной (приграничной) части района. Представлено оно кварцевыми жилами и прожилками штокверкового типа в грейзенизированных гранитах урикского комплекса. Площадь массива составляет 2,3 км². Мощность жил 0,05–0,5 м при протяженности до 10 м. Содержание золота 2–12,8 г/т, серебра до 40–180 г/т. Характерно присутствие высоких содержаний мышьяка до 3 %, молибдена до 0,17 % и вольфрама до 0,5 %. Другие проявления (I-4-11, 12) узла слабо изучены и представляют собой зоны (протяженностью до 1,5 км и мощностью до 160 м) гидротермально измененных пород с кварцевыми жилами и прожилками в отложениях сархойской или дибинской свит. Размеры жил и кварцевых штокверков – до первых десятков метров. Рудная минерализация (1–3 %) представлена пиритом, реже халькопиритом. Содержание золота достигает 2,8 г/т, серебра – 60 г/т.

Перспективными представляются два пространственно сближенных проявления – Ондольтойское (I-5-16) и Ссылное (I-5-15), объединенные в Ондольтойскую прогнозируемую золоторудную зону (2.0.1), где ведутся поисковые работы. Ондольтойское проявление расположено на площади более 5 км². Среди пород барунгольской свиты ордовика(?), представлен-

ных в основном сланцами в различной степени метасоматически измененными. Отмечаются кварцевые жилы протяженностью до 80 м и мощностью около 0,3 м. В березитизированных, окварцованных сланцах и сланцевых брекчиях с полиметаллической минерализацией содержания золота до 0,2 г/т, серебра до 17,4 г/т, меди и цинка до 1 %; в серицитовых сланцах золота до 38,7 г/т, серебра до 1210,8 г/т; в известняках — золота до 1,13 г/т, серебра до 2 г/т; в кварцевых жилах золота 8,8–12,2 г/т, серебра менее 5 г/т. Авторские неутвержденные прогнозные ресурсы категории P_2 составили золота 9 т и серебра 27,6 т [305]. По сообщению В. Г. Скопинцева, в результате проводимых на проявлении поисковых работ прогнозные ресурсы золота категории P_2 увеличены до 23,1 т. Проявление Ссылное (I-5-15), представлено кварцевой жилой с многочисленными мелкими апофизами локализованной в карбонатных породах. Протяженность структуры 800 м, мощность жилы около 1,5 м. В кварце выявлены блеклые руды и халькопирит, редко пирит, по которым развиты азурит, борнит. Содержание золота до 10 г/т, серебра 0,3–173,2 г/т (среднее 53,4 г/т), отмечается присутствие меди до 1 % и цинка до 0,3 %.

В северо-восточной части площади ряд проявлений, пунктов минерализации и потоки рассеяния золота на площади около 20 км² объединены в единое, Зунгольское (I-6-18) рудное поле, которое сложено терригенными породами сархойской серии позднего рифея и карбонатами горлыкской свиты венд-кембрийского возраста с широким развитием зон штокверкового окварцевания. Выявлено около 60 штокверковых зон, образованных жилами разнообразной морфологии, от простых и прямолинейных до сложных и извилистых. По минеральному составу они подразделяются на кварцевые и карбонатно-кварцевые (содержание кварца — 90–80 %, карбонатного материала — 10–20 %). Штокверки расположены бессистемно и занимают около 10–20 % измененных сланцев. Штокверки (прожилково-жильная кварцевоносность около 15 %) двух типов: первый образован системой субпараллельных прожилков и жил субширотного и северо-западного простирания. Протяженность их до 60 м, мощность 0,05–0,8 м. Второй тип штокверков представлен сложной системой переплетающихся жил и прожилков. Отмечаются раздувы до 1,5 м и многочисленные маломощные (0,5–1 см) сульфидизированные прожилки. Штокверковые зоны и жилы с неравномерной прожилково-вкрапленной минерализацией (до 15 %). Основные рудные минералы — халькопирит и пирит, отмечаются борнит, халькозин, ковеллин, азурит, малахит. Содержание золота в кварцевых жилах — 0,7–7,1 г/т, серебра — 15,6–68 г/т, меди — 3–5 %. Авторские прогнозные ресурсы [315] составили по категории P_2 23 т. НТС «Бурятнедра» приняты ресурсы категории P_2 в количестве 11 т.

Золото россыпное. Большинство россыпей площади размещается в морфоструктурах сводово-глыбовых поднятий высокогорных хребтов Обручева, Восточного Танну-Ола и Сангиленга. Преобладают аллювиальные россыпи с пойменным подтипом с нормальной мощностью аллювия. В своем большинстве они отработаны и вмещают техногенные участки.

Главные реки Харальского ЗРРР характеризуются своими специфическими строениями долин. Долина р. Ойна в своей основной части находится в фазе расширения, транзита материала и только в низах в фазе его

Параметры основных россыпей Харальского ЗРРР

Индекс	Наименование россыпи	Тип россыпи	Длина, км	Ширина, м	Мощность аллювия, м	Содержание на массу, мг/м ³
I-1-2	Реки Ойна и О-Хем с притоками Шенелик, Чаасханик и др.	Террасовый, долинный	21	12–210	5–7,2	113–420, до 6000
I-1-3	Река Демержи	Террасовый, долинный	8	40–50	3–5	170–200
I-1-4	Река Хадын	Долинный	5	7–20	1,7–5	
I-1-11	Река Харал с притоками Шорлуг, Хина, Сумасшедший и др.	Террасовый, долинный	До 20	10–300	2,5–13	170–600, до 7500

накопления. Долина р. Демержи зрелая, хорошо разработанная с асимметричным строением бортов. Долина р. Харал в пределах золотоносной части имеет разную морфологию. Верхняя часть хорошо разработана, симметричная, нижняя часть – широкая, котловинообразная. Размеры отработанных и разведанных россыпей различны, наиболее крупные из них, например, 40-метровая терраса р. Харал, характеризуются протяженностью более 12 км при ширине 220–300 м. Золото в россыпях крупное, фракция +0,5 мм составляет более 90 %, отмечены находки самородков до 1 кг. Отмечаются платина и осмистый иридий. Содержание золота составляло 4–5 г/м³ в пласте, редко до 10–15 г/м³ (руч. Сумасшедший). Характеристика основных россыпей узла приведена в табл. 30.

В центральной части сводового поднятия хр. Обручева здесь известны россыпи (I-1-37, 38) и россыпные проявления аллювиальных эрозионных долин. Протяженность их 0,8–3,5 км, ширина 10–40 м при мощности аллювия 3–6 м. Содержание золота 130–300 мг/м³. Золото низкопробное, совместно с ним встречается осмистый иридий, теллуриды золота и серебра.

В центральной части среднегорного Каахемского нагорья, долины рек в среднем течении хорошо разработаны с террасами, в устьевых – узкие, «висячие». Россыпи аллювиальные эрозионных долин и частично террасовые. Россыпи Карабельдыр (р. Чинге) (II-1-14) общей длиной 8,6 км, при мощности аллювия 4–5,8 м и золотоносного пласта 1,2–1,8 м имеет содержание золота 175 мг/м³ на массу.

Россыпи золота в нагорье Сангилен, вытянутом в субширотном

направлении более чем на 200 км, концентрируются в его западной и восточной частях.

Нарынский ЗРРУ (0.1.1) охватывает западную часть хр. Сангилен. Россыпное золото установлено здесь в долине верхнего течения р. Нарын (III-1-38). Долина в верховьях ущельеобразная, шириной 20–25 м, в средней части, протяженностью около 10 км – широкая, котловинообразная, с комплексом террас, в нижней – узкая. Россыпь приурочена к отложениям поймы и террас. Длина отработанной части более 11 км, ширина 60–100 м, мощность продуктивного пласта 0,8–2,5 м. Содержание золота крайне неравномерное в среднем 2–6 г/т, до 60 г/т. Золото высокопробное (990–920), крупное, 75 % – размером около 1 мм.

Эмийский ЗРРУ (0.1.2) представлен россыпями р. Эми и ее притоками, а также прогнозируемыми россыпями прилегающего правобережья р. Балыктыг-Хем. Долина р. Эми (III-2-5) имеет горно-равнинное строение. В верховьях – глубокое узкое ущелье, средняя часть (15 км) представлена V-образной долиной с дном шириной до 400 м, в низовьях – котловинообразная с шириной более 800 м. Россыпи (III-2-3, 8) мелкозалегающие аллювиальные, в основном долинные нормальные и погребенные, ложковые и террасовые. Размеры отработанных и разведанных россыпей различны: протяженность от первых сотен м до 7–8 км, ширина – от 15–60 до 400 м. Продуктивный пласт мощностью от 0,4–2 до 6 м отличается насыщенностью крупными валунами. Распределение золота неравномерное. Содержание металла в продуктивных пластах колеблется от 1 до 3,5 г/м³, достигая в отдельных блоках 10–12 г/м³. Золото характеризуется крупными размерами (более 0,5 мм), обычны самородки весом от 10 до 600 г, встречались до 10 кг. Пробность золота 830, в отдельных россыпях более низкая. Было добыто до 1990-х годов 384 кг. По итогам проведенных поисково-разведочных работ с начала 2000-х годов возобновлена эксплуатация россыпей узла ПК АС «Ойна». Среднегодовая добыча здесь в последние годы достигала сотен килограммов металла.

В связи с тем, что запасы и прогнозные ресурсы по узлу находятся в постоянной динамике, здесь они приводятся по данным на 1.01.1991 г. [341], на 1.01.1998 г. и на 1.01.2008 г. (материалы МПР Республики Тыва), можно предположить, что их количество на настоящее время – в пределах 3–6 т. Количество добытого металла, остаточные запасы и прогнозные ресурсы основных россыпей приведены в табл. 31.

На территории Бурятии в пределах листа россыпная золотоносность развита незначительно и представлена редкими, мелкими россыпями (I-4-5, 6; I-6-10), где было добыто в общей сложности не более 100 кг.

На россыпи Монгол-Дабан (I-4-5) выделяются три золотоносных пласта. Основной, долинный и наиболее выдержанный пласт имеет протяженность 3 км, среднюю ширину 28 м и среднюю мощность 0,7 м. Второй долинный, глубокозалегающий (7 м) длиной около 1 км, шириной 9 м и мощностью 1,6 м. Террасовый пласт имеет протяженность 380 м, ширину 9 м и мощность 0,4 м. Золото в основном (>80 %) крупное (0,1–1,0 мм). Среднее содержание по россыпи 623 мг/м³. Запасы золота по категории С₂ в количестве 51 кг приняты ТКЗ Бурятгеолкома по состоянию на 1.01.1994 г. Прогнозные ресурсы долины р. Монгол-Дабан составляют 137 кг категорий Р₁

**Запасы и ресурсы россыпного золота Республики Тыва в пределах листа
М-47 по материалам В. Н. Чучко (1990 г.)**

Номер на карте	Наименование россыпи	Добыто, кг	Запасы, кг	Прогнозные ресурсы, кг		
				P ₁	P ₂	P ₃
Харальский ЗРРР						
I-1-2	Реки Ойна и О-Хем с притоками Шенелик, Чаасханик и др.	>800	310	2267	400*	
I-1-3	Река Демержи	>600	1136		900	
					650*	
I-1-4	Река Хадын	>100	89*	504		518
				88*		
I-1-11	Река Харал с притоками Шорлуг, Хина, Сумасшедший и др.	2500–6200	123	584*	4722	1680
				390**	255*	1000*
I-1-1	Реки Кара-Хем и Кара-Адыр			440**	546	
					610*	
	Другие россыпные проявления					1520**
Кагжирба-Кундусский ЗРРУ						
I-1-38	Река Кундус-Кудурук		42	30**	280**	
I-1-37	Река Кагжирба	110**				160**
	Другие россыпные проявления					880**
Карабельдырский ЗРРУ						
III-1-14	Карабельдыр (р. Чинге)	340**	350	200	644	
					430**	
II-2-7, 8	Реки Ханыр, Ховай			220**	80**	150**
Нарынский ЗРРУ						
III-1-38	Река Нарын	>1700	102*			
III-1-37	Река Ак-Адыр					600**

Номер на карте	Наименование россыпи	Добыто, кг	Запасы, кг	Прогнозные ресурсы, кг		
				P ₁	P ₂	P ₃
Эмийский ЗРРУ						
III-2-5	Река Эмми с притоками		773*	737*	737*	689*
				700**	580**	
III-2-3	Река Отгук-Даш		206*		255**	
III-2-8	Реки Уленой и Кудурга-Хем		774*		110**	
	Другие россыпи		—	—	310*	663*
			310**	390**	310**	

* Прогнозные ресурсы даны по ОПР-98 [289]; ** на 1.01.2008 г.

и P₂ [315]. Россыпь р. Китой (I-6-10) представлена одним долинным мелкозалегающим пластом. В плане он состоит из двух частей длиной 2000 и 800 м, шириной соответственно 120 и 90 м и средней мощностью 0,8 м. Среднее содержание золота 350 мг/м³. Прогнозные ресурсы категорий: P₁ – 75 кг и P₂ – 200 кг.

Серебро. Минерализация серебра на территории листа практически не образует самостоятельных объектов, а присутствует в качестве сопутствующей золотому оруденению. Так, на Мозголевском проявлении (I-1-6) (Харальский ЗРРУ) установлено содержание серебра 40–70 г/т. Высокие содержания серебра характерны для большинства проявлений золота восточной части листа. На проявлении Ильчирское (I-5-6), где содержание серебра достигает 2302 г/т, а среднее по отдельным телам 225 г/т, можно прогнозировать ресурсы в первые сотни тонн. На Ондольтойском проявлении (I-5-16) содержания серебра варьируют от 8–10 до 1211 г/т, авторские прогнозные ресурсы категории P₂ составили 28 т [305].

Платина и платиноиды. Коренная платиноносность на территории известна на медно-никелевых и золоторудных проявлениях.

Проявление Габбровое (I-1-33) находится в пределах небольшого массива (менее 1 км²) верлитов и габбро мажалькского комплекса перидотит-пироксенит-габбровой (расслоенных базитов) формации. Здесь выявлено одно рудное тело (50 × 15 м), представленное верлитом с густой вкрапленностью рудных минералов (до 90 %) и несколькими зонками оруденелых габброидов (рудных 5–20 %) площадью до 0,03 км². Здесь, наряду с повышенными содержаниями никеля, меди и кобальта отмечаются платина до 0,2 г/т, палладий до 0,1 г/т и золото до 0,02 г/т. Из-за ограниченных размеров проявление практического значения не имеет. На востоке площади

**Прогнозные ресурсы платиноидов в россыпях золота
Восточно-Тувинской субпровинции**

Номер на карте	Наименование россыпи	Прогнозные ресурсы, кг		
		P ₁	P ₂	P ₃
I-1-38	Кундус-Кудурук	–	9,1	9,1
II-1-14	Карабельдыр	–	11,4	11,4
III-2-5	Эми	–	13,7	13,7
III-2-3	Оттук-Даш	–	9,1	9,1
Всего		–	43,3	43,3

повышенные содержания платины известны на проявлениях золото-сульфидной (черносланцевой) формации. На Китайском участке (I-6-13) наиболее перспективное на золотое оруденение поле (0,59 км²) существенно углеродистых, сульфидизированных и окварцованных сланцев (барунгольская свита ордовика) оконтурено геохимической аномалией золота (0,055 г/т) в рыхлых отложениях. По неполным данным, мощность золотоносных сланцев 46 м при среднем содержании золота 0,015 г/т (максимальное 0,4 г/т). Здесь же отмечается платина до 0,08 г/т и палладий до 0,008 г/т. На проявлении (I-6-12) преимущественно развиты углеродисто-кремнистые сланцы барунгольской свиты ордовика. Пачка сланцев имеет протяженность около 1,3 км и мощность не менее 100 м. Сланцы повсеместно «обохрены» и насыщены секущими кварцевыми жилами и прожилками с пиритом и пирротинном, на площади 900 × 120 м, при средней кварцевосности около 5 %. Обнаружено присутствие платины от менее 0,1 до 0,35 г/т и палладия от менее 0,005–0,04 г/т. В связи с недоизученностью территории на платиноносность ее перспективность остается неясной.

Россыпная платиноносность. Платина и осмистый иридий отмечались при отработке россыпей рек Харал (I-1-11), Кундус-Кудурук (I-1-38), Карабельдыр (II-1-14), Эми (III-2-5) и Оттук-Даш (III-2-3). Россыпи платины в связи с ограниченными ресурсами самостоятельного значения не имеют и могут рассматриваться в комплексе с россыпями золота. В работе В. Н. Чучко (1990 г.) приведены следующие прогнозные ресурсы по Восточно-Тувинской субпровинции (табл. 32).

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран, торий. На представляемой площади широко распространена минерализация радиоактивных элементов в качестве сопутствующей на месторождениях и проявлениях тантала, ниобия и редких земель. На месторождении Улуг-Танзек (III-1-2), описанном выше, утверждены запасы окиси-закуси урана в количестве 104 тыс. т при средних содержаниях

0,0132–0,0139 % и двуокиси тория 347 тыс. т с содержаниями 0,0405–0,0483 % [301].

К собственно уран-ториевым объектам условно можно отнести ряд проявлений (I-2-14, I-3-1, I-5-34) и пунктов минерализации (I-1-17, 26, 27; I-2-21, 23, 26). Проявление Кадыр-Ат (I-2-14) приурочено к щелочным породам сангиленского комплекса, которые размещаются в зоне сочленения двух региональных разломов. Представлены они жилами щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, альбититов и метасоматитов. Площадь распространения жил составляет 27 км², а с установленной рудоносностью – 600 × 600 м. Все жилы образуют радиоактивные аномалии различной интенсивности (50–750 мкР/ч), а значительная часть щелочных гранитов высокоактивные – до 1000–3000 мкР/ч. Природа радиоактивности в основном смешанная. В пределах аномалий породы в различной мере брекчированы, пиритизированы, флюоритизированы. По данным гамма-спектрометрии, содержание урана составляет 0,00003–0,2 %; тория 0,0001–0,2 %, спектрального анализа 0,0007–0,1 % и 0,001–0,16 % соответственно. В пробах с содержанием урана более 0,03 % доля растворимого урана 43–53 %. Уран находится в основном в трудно растворимых уран-торийсодержащих минералах: цирконе, монаците, ксенотиме, реже пирохлоре, тантало-ниобатах, оранжите, уранините, малаконе и во вторичных урановых минералах. Руды тонковкрапленные. Содержание сопутствующих компонентов: пятиокиси ниобия – до 0,26 %; пятиокиси тантала – до 0,015 %; суммы редких земель (иттрий, лантан, церий) – до 0,28 %. Проявление Кыштаг (I-3-1) представлено дайками и мелкими телами в различной мере альбитизированных гранитов и кварцевых сиенитов среди диоритов таннуольского комплекса, которые характеризуются радиоактивными аномалиями в 40–55 мкР/ч. Природа аномалий торий-урановая, урановая. Отмечаются циркон активный, малакон, ортит, циртолит. Содержание урана $10–16 \times 10^{-4}$, тория $9–17 \times 10^{-4}$ (рентгено-спектральный анализ). На проявлении Верхне-Буту-Гольское (I-5-34), в поле гранитоидов урикского комплекса выявлены три дайки микроклин-биотит-кварцевого состава. Мощность их 0,3–0,5 м, прослежены на 20 м. Содержат линзовидно-гнездовую вкрапленность мелких (до 0,3 см) зерен альмандина и колумбита в количестве 0,3–0,5 до 3 %. Содержание урана 0,1–0,15 %, ниобия 0,2 %, стронция 0,06 %. Перспективность вышеприведенных радиоактивных проявлений невысокая.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кальцит оптический. В пределах структур Сангилена среди карбонатных пород распространены шпатоносные проявления, но большинство из них не имеют практического значения из-за небольших размеров, невысокого качества сырья или отсутствия оптических разностей. Лучше всего изучено Адырбутское проявление (III-1-46). В 1955 г. на проявлении была проведена предварительная разведка с передачей его в эксплуатацию. Каль-

цитинозное поле площадью около 2 км² сложено графитистыми мраморами тесхемско-мугурской серии раннего протерозоя. Шпатоносные тела располагаются в тектонических зонах. Форма гнезд и погребов изометричная и линзообразная. Размеры их варьируют, для гнезд 0,2–0,5 м и для погребов 0,5 до 2 м. Кристаллы исландского шпата изометричной формы, из которых получены моноромбоэдри 55 × 37 × 36 мм, редко – 200 × 150 × 170 мм. Кондиционных кристаллов не обнаружено.

Жинхемское проявление (III-1-48) расположено в поле мраморов нарынской свиты вендского возраста. На площади около 2,5 км² известны зоны дробления, состоящие из пересекающихся кальцитовых жил. В центральных частях обнаружены погребы с головками исландского шпата размером до 20 × 30 см. Кондиционных моноромбоэдров не получено. На проявлении Качикского участка (III-1-49) в поле графитистых мраморов тесхемско-мугурской серии выявлена зона дробления протяженностью 4,5 км и шириной 500 м. В зоне наблюдаются многочисленные пересекающиеся кальцитовые жилы, прожилки и каверны. Вскрыты два погребы размерами 1,2 × 2,2 и 3 × 4 м. Из них получено 0,5 кг моноромбоэдров размерами 25 × 25 × 15 мм. Проявления (IV-2-4, 7) находятся среди мраморов и мраморизованных известняков нарынской свиты. Погребы и жилы с исландским шпатам приурочены к зонам дробления. Из проявления (IV-2-7) добыто 45 г кондиционного сырья. Все вышеприведенные проявления являются объектами коллекционно-минералогического сырья.

Кварц оптический. На площади листа расположена южная часть Гарганской кварцеворудной зоны (2.2.3) с тремя проявлениями гранулированного кварца или особо чистого кварца (ОЧК), нового генетического типа (тип метаморфизованных кварцитов) [305, 314, 347]. В качестве гранулированного кварца рассматривается кварц (кварцит) светло-серый, белый с гранобластовой, катакластической структурой, массивной текстурой, сложенный агрегатом прозрачных зерен (гранул) кварца от долей до 10 мм и более в поперечнике. По результатам лабораторно-технологических исследований установлена пригодность гранулированного кварца для оптического стекловарения. Наиболее изученным и перспективным проявлением гранулированного кварца является участок Окинский-1 (I-5-3). Здесь, в карбонатно-терригенных отложениях иркутной свиты позднего рифея среди темно-серых тонкозернистых кварцитов выявлены два линейных сближенных тела (пласта) желтовато-белых мелко-среднезернистых кварцевых метасоматитов. Прослеженная мощность пластов 600 м, средняя мощность 8 м. Относительно высокая доля примесей (ppm), варьирующая от 42,83 до 199,5, легко снижается при обогащении. Средний выход концентрата ОЧК – 20 %. Коэффициент светопропускания составляет 60,2–72,0 %. По результатам химического анализа (материалы авторов данного отчета), содержания кремнезема составляют 97,30–98,54 %, а основных примесей Al₂O₃ – 0,21–0,52 %; Fe₂O₃ – 0,21–0,34 %; CaO – 0,1–0,29 %. Авторские прогнозные ресурсы категории P₂ составляют 1267 тыс. т ОЧК [347]. Два других проявления (I-5-4, 11) при аналогичном геологическом строении малоперспективны в силу незначительных размеров прослоев (мощность – первые см, редко – до 0,5 м) кварцевых метасоматитов.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Собственно объектов химического сырья на территории не выявлено. Но они постоянно присутствуют в виде попутных компонентов на месторождениях и проявлениях редких металлов и редких земель. Так, на Улуг-Танзекском месторождении (III-1-2) утверждены запасы по категории C_2 флюоритовой руды 313 тыс. т и подсчитаны запасы криолита 1408 тыс. т.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфатные

Апатит. Основные объекты апатитовой минерализации размещены исключительно в пределах Хамардабанского кристаллического массива. Здесь известен ряд проявлений и пунктов минерализации апатита, объединяемых в Обрубский прогнозируемую апатитоносную рудную зону (1.0.1). Основу узла составляют проявления апатита, локализованные в высокометаморфизованных породах слюдянской серии и хангарульской свиты раннего протерозоя. Проявления связаны с метаморфизмом, часто контактовым, фосфатсодержащих пород.

Наиболее изученное Обрубское проявление (I-6-33) сложено мраморами, апатитсодержащими кварцитами, роговообмаково-пироксеновыми гнейсами. Установлено 17 слоев апатитоносных кварц-диопсидовых и кварц-карбонатных пород мощностью 0,1–8 м, которые объединены в шесть рудных зон. По трем зонам протяженностью 30–100 м, мощностью 2,5–26 м и содержанием P_2O_5 0,15–19,32 % (среднее 6,92 %) подсчитаны прогнозные ресурсы категории P_2 апатитовой руды – 1,5 млн т. Забалансовые запасы, утвержденные в ТКЗ, определены в 20 тыс. т руды [235, 315]. Проявление Хара-Дабанское (I-6-30) представлено пятью пачками апатитоносных кварцитов и кварц-карбонатных пород среди диопсидовых кварцитов. Наиболее продуктивная пачка мощностью 3 м прослежена на 2,5 км. Содержание P_2O_5 до 11,28 % (среднее 3,47 %).

Обо-Горхонское проявление (I-5-38) сложено семью апатитсодержащими пластами среди кварц-карбонатных пород. Мощность пластов 1–4 м, протяженность 400–500 м и содержания P_2O_5 2,37–5,2 %. Все вышеприведенные проявления в силу ограниченных масштабов оруденения и низких содержаний P_2O_5 промышленного значения не имеют.

Фосфорит. В пределах Окинской субпровинции выделяется Окино-Китойский боксит-фосфоритоносный район, представляющий собой северное продолжение Хубсугульского фосфоритоносного бассейна [61, 235]. На территории листа известно Уха-Гольское месторождение фосфоритов (I-5-23) и два проявления – Боксонское (мульда Хоре) (I-5-2) и Пологое (I-5-14).

Уха-Гольское месторождение представляет собой полосу шириной 2,5 км, вытянутую в субмеридиональном направлении на 17 км. На месторождении проведены поисково-оценочные работы и частично предвари-

тельная разведка [303, 61]. Площадь месторождения отличается сложной мозаично-блоковой структурой, с выделением четырех участков: Ухагольского, Высокого, Обогающегося и Озерного. Приурочено оно к кремнисто-терригенно-карбонатным отложениям забитской свиты венд-раннекембрийского возраста. В разрезе свиты выделено восемь уровней фосфатизации. Двум уровням соответствуют Главный и Верхний (Песчаниковый) горизонты фосфоритов мощностью 33–97 м и протяженностью 2,3–6,4 км. В главном горизонте выделено три пласта фосфоритов мощностью 2–30 м, протяженностью от 0,6 до 6 км с содержанием P_2O_5 11–35 %. В Верхнем горизонте отмечено два пласта песчаных фосфоритов мощностью 3–21 м, протяженностью 2–2,5 км с содержанием P_2O_5 – 7–18 %. Суммарная протяженность фосфоритовых пластов достигает 18 км. Выделяются следующие структурно-текстурные разновидности фосфоритов: афанитовые, пеллетные, массивные, линзовидно-слоиловые, брекчиевые и песчаниково-гравелитовые. По вещественному составу фосфориты подразделяются на карбонатные (P_2O_5 – 14–24 %, н. о. – 1–4 %, CO_2 – 17–31 %, MgO – 2–13 %), карбонатно-гидроослюстые (P_2O_5 – 9–26 %, н. о. – 9–11 %, Al_2O_3 – 2,5 %), кремнисто-гидроослюстые (P_2O_5 – 20–27 %, н. о. – 21–28 %, Al_2O_3 – 5 %) и монофосфатные (P_2O_5 – 28–32 %, н. о. – 2–10 %). Выделено три промышленных сорта фосфоритов. Первый сорт – средние руды с содержанием P_2O_5 более 18 %; второй сорт – бедные руды, с содержанием P_2O_5 10–18 %; третий сорт – очень бедные руды, с содержанием P_2O_5 менее 10 %. Доля фосфоритов первого сорта на месторождении составляет 37 %, второго сорта – 59 %. Руды обогащаемые и удовлетворительно обогащаемые. Суммарные запасы фосфоритов категории C_2 по месторождению на 1.01.1976 г., при бортовом содержании P_2O_5 10 % составили 361 млн т руды, при среднем содержании P_2O_5 16,08 %, или 58 млн т P_2O_5 . Прогнозные ресурсы категории P_1 оцениваются в 191 млн т руды содержанием P_2O_5 15,07 %, или P_2O_5 29 млн т [303].

Боксонское проявление (I-5-2) является частью одноименного потенциального месторождения и представлено мульдой Хоре и двумя участками. Пласт белозернистых доломитовых фосфоритов приурочен к забитской свите венд-раннекембрийского возраста, имеет среднюю мощность 18,8 м и протяженность более 8 км. Залегание пласта предполагается под неогеновыми базальтами. Фосфориты доломитовые (P_2O_5 6–19 %, н. о. 1,5–6,5 %, CO_2 25–36 %, MgO 11–17 %). По структурно-текстурным разновидностям выделяются: зернистые, онколитовые (белозернистые), «песчаные», массивные, полосчатые, линзовидно-слоистые и брекчиевидные. Руды очень бедные (среднее содержание 7–8,5 %) и труднообогащаемые. Прогнозные ресурсы категорий $P_1 + P_2$ 1940 млн т руды или P_2O_5 139 млн т [266, 265].

Проявление Пологое (I-5-14) также является частью Боксонского месторождения (юго-восточный фланг мульды Хоре). Представлено двумя пластами белозернистых доломитовых фосфоритов в составе забитской свиты. Суммарная их мощность 26,4 м. Прослежены они на 1,5 км по простиранию и на 700 м по падению. Руды труднообогащаемые с содержанием P_2O_5 4,44–10,75 % (среднее 7,2 %). Здесь же установлены вторичные (карстовые) фосфориты (фосфатные суглинки) с содержанием P_2O_5 11–29 %, в т. ч. лимоннорастворимого 47–59 %. В целом все вышеприведенные про-

явления, как другие (за северной рамкой листа) участки, составляющие Боксонское месторождение, по причине низкого качества и трудной обогатимости руд в настоящее время можно отнести только к потенциальным (прогнозируемым) объектам, несмотря на значительный его прогнозный потенциал.

Проявления (I-5-20; I-6-7, 9) приурочены к карбонатным породам горлыкской свиты венда–раннего кембрия. Так, фосфоритоносная пачка Шумаковского проявления (I-6-9) мощностью 100–350 м сложена доломитами, анкранитовыми известняками и известковистыми доломитами, глинисто-карбонатными сланцами, брекчиевыми, оолитовыми и слоистыми фосфоритами. Пачка прослежена в субширотном направлении на 25 км. Выделены два прослоя фосфоритов. Нижний представлен линзовидно-слоистыми фосфоритами средней мощностью 9,6 м, при среднем содержании P_2O_5 5,06 %. Верхний мощностью 2 м сложен брекчиевыми фосфоритами со средним содержанием P_2O_5 17,48 %. Другие проявления также характеризуются низкими содержаниями P_2O_5 (до 5,45 %) и поэтому практического интереса не представляют.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Глины керамические. Проявление Чунайское (II-2-11) расположено в структурах Каахемского прогиба. Приурочено к основанию ноганойской свиты позднего рифея. Представлено горизонтом аллитов мощностью 11,5 м при протяженности 1000 м. По химическому составу аллиты (Al_2O_3 – 25,01–27,95 %; V_2O_5 – 0,04 %; TiO_2 – 0,7 %; P_2O_5 – 0,6 %; MgO – 0,7 %), можно использовать как глиноземное сырье для производства санитарной керамики. Известны здесь же находки аллитов в небольших карстовых западинах, представленных глинами состава: гидроаргиллит – 90 %, кальцит – 10–15 %, диаспор и апатит. Прогнозные ресурсы в количестве 500 тыс. т по категории P_2 учтены «Тувагеолкомом» по состоянию на 1.12.1993 г.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Мусковит. Единичные проявления и пункты минерализации мусковита известны в юго-восточной Тыве.

Проявление Агойское (I-2-25) представляет собой биотитовые гнейсы тесхемско-мугурской серии раннепротерозойского возраста, прорванные жилой пегматита чжаргаландского комплекса. Жила крутопадающая имеет длину 7 м и наибольшую мощность – 0,9–1,0 м. Мусковит серебристый, реже темно-зеленый, представлен мелкими (3×4 – 4×5 см до 10×12 см) кристаллами, в большинстве случаев деформированными. Содержание мусковита до $4,1 \text{ кг/м}^3$. В составе жилы отмечается значительное количество кристаллов черного турмалина. Проявление Ара-Булакское (III-1-58) расположено среди пород раннепротерозойской тесхемско-мугурской серии. Оруденение локализуется в жильных телах (1 – 5×30 – 50 м) пегматитов чжаргаландского комплекса. Количество мусковита достигает 30 %. Мусковит пластинчатый, бурой до светло-бурой окраски. Кристаллы тре-

щиноваты, с полезной площадью 1×1 см, встречаются редко. Содержание мусковита достигает 4 кг/м^3 . На проявлениях промышленных концентраций мусковита не выявлено, и поэтому они могут представлять только коллекционно-минералогический интерес.

Графит. Заслуживает внимания Буту-Гольское проявление графита (I-5-29), расположенное в пределах Ильчирского синклиория. Оно представлено графитовыми прослоями среди амфиболовых сланцев барунгольской свиты ордовика. На проявлении выделено четыре рудных тела графитовых, графит-биотитовых сланцев мощностью от 10–15 до 30 м и суммарной протяженностью 3,1 км. Содержание графита от 0,32 до 10,01 % (среднее 3,68 %). Прогнозные неутвержденные ресурсы категории P_2 составляют 45 млн т руды или 1,67 млн т графита. На проявлении прогнозируется малое месторождение [306].

Проявление Ветвистое (III-1-34) находится в структурах Сангилен. Здесь среди мраморизованных известняков нарынской свиты венда выявлена зона карбонатно-кремнистых пород с мелкочешуйчатым, чаще скрытокристаллическим графитом (до 20–40 %). Зона имеет протяженность около 80 м и мощность 12,5 м. Графитовые руды, по результатам химических анализов, не отвечают требованиям промышленности к качеству сырья.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Рубин. В пределах Шутхулайского выступа среди мраморов билинской свиты рифея(?), инъецированных мелкими телами гипербазитов шишхидского комплекса позднего рифея(?), встречена глыба ($35 \times 30 \times 20$ см) мелкозернистой фуксит-карбонатной листовитоподобной породы, содержащей рубин (определен оптическими методами) (I-3-4). Рубин представлен светло-розовыми до темно-малиновыми, прозрачными и полупрозрачными призматическими кристалликами длиной 2–5 мм и толщиной 0,3–1,2 мм. Он образует неравномерную вкрапленность (до 0,5 %), а в отдельных скоплениях – до 3–5 % [258, 110].

Амазонит. Процесс амазонитизации полевых шпатов в пегматитах кыстарынского комплекса развит в структурах Восточного Сангилен. В большинстве случаев амазонит окрашен в блеклые тона и имеет незначительные масштабы развития. Практическое значение он может иметь в пегматитовом поле Харты (III-1-62) среди мраморизованных известняков нарынской свиты вендского возраста. В линзах амазонитовых пегматитов мощностью 15–38,5 м и длиной 55–190 м отмечаются блоки с кристаллами ярко-зеленого амазонита размером десятки см. В среднем течении р. Баян-Кол (III-1-13) среди мраморизованных известняков нарынской свиты залегает тело амазонит-кварцевых пегматитов площадью 1030 м^2 с мощным – более 30 м – кварцевым ядром в центре, в котором гигантокристаллический амазонит образует жилообразную залежь длиной 20 м и мощностью 2–4 м. Размер кристаллов зеленовато-желтого и грязно-зеленого амазонита до $40 \times 30 \times 15$ см.

На проявлении Амазонитовое (III-2-24) среди амфиболовых сланцев известны две жилы амазонитовых пегматитов с лепидолитом и топазом.

Желтовато-белый топаз представлен удлиненными кристаллами (до 4×10 см) низкого качества. Протяженность жил 60 и 7 м, мощность 0,3–2 м; содержание амазонита 5–30 %, окраска неравномерная. Проявление Хунчол (III-1-16) представлено глыбовыми развалами на площади 1,6 км² амазонитовых гранитов с размерами до $0,7 \times 1,7 \times 3$ м. В коренных породах отмечается жилообразное тело тех же гранитов протяженностью 15 м.

Канкринит. Минерал является обычным для нефелинсодержащих пород площади. Наибольшее скопление канкринита выявлено на Дахунурском массиве (III-1-22) сангиленского комплекса нижнего девона. Здесь известен пегматитовый шток размером 225×150 м, сложенный на 90 % розоватым, белым, желтым и синим канкринитом, который просвечивается в тонких сколах (1–2 мм). Размер мономинеральных блоков в поперечнике – от десятков сантиметров до первых метров. Проявление недоизучено, особенно на глубину, и может иметь значительный прогнозный потенциал.

Проявление Улан-Эрге (III-2-26) представлено жилами микроклин-канкринитовых пегматитов среди граносиенитов сангиленского комплекса. Длина жил 4,5–15 м при мощности 0,15–0,5 м. Канкринит, составляющий около 30 % объема пегматитов, образует короткостолбчатые и призматические кристаллы длиной до 7–10 см. Кристаллы бесцветны или окрашены в голубоватый, розовый и белый цвета.

Корунд. Единственное проявление корунда (III-1-31) на листе известно в структурах Сангилены. Здесь, среди пород хапсугской свиты позднего рифея выявлены жилы сиенит-пегматитов с корундом протяженностью до 10 м и мощностью до 0,3 м. Корунд темно-серый, слабо просвечивающийся, образует коротко-столбчатые кристаллы размером до 2–3 см. Его содержание колеблется от 1 до 7 %. Практического значения проявление не имеет из-за значительных дефектов кристаллов (трещиноватость, малая прозрачность, включения полевых шпатов) [50, 110].

Нефрит. Нефритоносность Восточно-Тувинского гипербазитового пояса впервые установлена по находкам гальки нефритов в аллювии водотоков и в делювии бассейна рек Билин и Бол. Бильдык (I-3-16). В северо-западной части Билинского ультраосновного массива, на площади развития гарцбургитов (I-3-19) нефрит отмечен в глыбах и в коренных выходах, где он образует жилообразные зоны длиной 0,75–1,2 м до 5–7 м на контакте гипербазитов с габбро или в виде «ксенолитов» среди последних. Кондиционное сырье серо-зеленого до густо-зеленого цвета, массивное, слабо сланцеватое с минимальными вторичными преобразованиями. Прогнозные ресурсы проявления по категории P_1 в количестве 9942 кг учтены МПР Республики Тыва. На основании вышеприведенного, выделен Билин-Бильдыкский прогнозируемый нефритоносный рудный узел (потенциальное рудное поле) [330] с прогнозными ресурсами категории P_3 687 т.

Серпентинит. Проявление р. Эми (III-2-4) представлено скальными выходами и крупноглыбовыми развалами однотонных зеленовато-темно-серых апоперидотитовых серпентинитов (шишихидский дунит-гипербазитовый комплекс), просвечивающихся на сколах и имеющих сливной облик.

Сподумен. Является основным рудным минералом месторождений и проявлений лития. Его цветные разновидности — гидденит (зеленая) и кунцит (розовая) имеют низкое качество и встречаются на месторождении Тастыгское (IV-2-5) и некоторых проявлениях (III-1-24, 64, 65).

Турмалин. Цветные разновидности турмалина — рубеллит, индиголит, полихромный турмалин изредка встречаются в сподуменовых пегматитах. Они имеют низкое качество (непрозрачны, трещиноваты) и представляют интерес только в качестве коллекционного материала. На проявлении лития Кара-Адыр (III-1-24) отмечен розовый турмалин (рубеллит) в виде разрозненных мелких короткостолбчатых кристаллов, редко призм (до 4×1 см), слабо просвечивающих, трещиноватых, сдвойникованных с несовершенной огранкой. На проявлении Шук-Бюль (III-1-21) пегматиты с лепидолитом содержат редкие кристаллы полихромного турмалина. Такой же турмалин встречен на Пакцагангольском (III-1-60) проявлении.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В связи с тем, что район экономически не освоен, разнообразнейшие строительные материалы, имеющиеся на описываемой площади, в настоящее время не используются, за редким исключением в восточной части листа. Несмотря на неограниченные перспективы некоторых строительных материалов, они практически не изучены и их объекты не показаны на карте полезных ископаемых. В данной работе приведены проявления и месторождения, которые в настоящее время эксплуатируются или отработывались ранее, а также разработка которых возможна в ближайшее время.

Магматические породы

Туфы. Базальтовые туфы по р. Хулугайша (I-6-28) пригодны для производства бесклнкерных, малоклнкерных и высокомарочных цементов. Кроме того, они могут быть использованы как гидравлические добавки при производстве портландцементов. Исследования туфов показали их высокую активность, удовлетворяющую требованиям промышленности для гидравлических добавок в различные цементы и для производства цементов на основе базальтовых лав. Средний химический состав и средняя активность туфов по пяти пробам: SiO_2 — 46,88 %, Al_2O_3 — 16,15 %, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ — 11,29 %, CaO — 6,74 %, MgO — 7,28 %, п.п.п. — 9,42 %; активность — 121,7. Запасы туфов вкл. Хулугайша составляет около 2 млн т, что соответствует среднему месторождению. Горнотехнические условия эксплуатации туфов благоприятны.

Карбонатные породы

Мраморы. На площади листа мраморы и мраморизованные известняки слагают площадь более 1000 км², но они практически не изучены на облицовочное сырье, хотя отмечаются высокодекоративные разновидности.

На правобережье р. Балыктыг-Хем (проявление III-1-39) среди карбонатных отложений венд-раннекембрийского возраста (нарынская свита) выявлены два пласта высокодекоративных мраморов с видимой мощностью около 220 м и протяженностью первые км, которые по своим физико-механическим свойствам и блочности удовлетворяют промышленным требованиям. Прогнозные ресурсы в количестве 6 млн м³ категории P₂ учтены МПР Республики Тыва.

Известняк. Туранское месторождение (I-6-32) представлено известняками, которые образуют пластообразную залежь протяженностью 2,4 км, мощностью от 100 до 300 м. Известняки имеют крупнозернистое массивное строение и содержат прослои окремнелых катаклазированных доломитов, обогащенных лимонитом. Средний химический состав известняков: SiO₂ – 5,07 %, Al₂O₃ – 1,36 %, Fe₂O₃ – 0,36 %, CaO – 50,11 %, MgO – 1,8 %, п.п.п. – 40,9 %. По составу они отвечают кондициям на сырье для цементной промышленности. Запасы по категории C₂ на 1.01.1982 г. составляют 3,23 млн м³, не утверждались. Месторождение не эксплуатируется.

Глинистые породы

Глины кирпичные. Малое месторождение Чиргаланды (III-2-2) расположено в западной части Кунгуртукской впадины (Терехольской котловины) и приурочено к пониженным участкам рельефа. Представлено пролювиальными и делювиальными глинами и суглинками неоплейстоцен-голоценового возраста, которые образуют предположительно линзовидную залежь со средней мощностью около 3 м на площади 0,01 км². Основным минералом глин является монтмориллонит с примесью кальцита и органики. По своим физико-механическим свойствам и химически-гранулометрическому составу относятся к умереннопластичному, неспекающемуся сырью, пригодному для производства кирпича. Запасы по категории C₁ в количестве 30 тыс. м³. Протоколом рассмотрения КГГП № 161 от 29.05.1987 г. запасы не утверждались.

Песчано-гравийный материал

Мондинское месторождение валунно-песчано-гравийной смеси (I-5-36) выявлено и детально разведано в 1976 г. Месторождение приурочено к ледниковым и флювиогляциальным отложениям среднего звена квартера. Полезная толща представляет собой пластообразную залежь длиной 600 м и шириной 150–360 м, сложенную песчано-гравийной и валунно-песчано-гравийной смесью. Мощность полезной толщи 2,0–10,0 (средняя 5,86) м. Валунно-песчано-гравийный отсев состоит на 23 % из валунов, которые представлены в основном гранитоидами и гранитогнейсами; 40,8 % гравия того же состава. Окатанность валунов хорошая. Содержание песка в смеси 36,2 %. Песок-отсев, гравий-отсев и щебень из валунов пригодны для всех видов автодорожного покрытия, в качестве заполнителей бетонов и материала для балластировки железнодорожных путей.

Месторождение приурочено к необводненным ледниковым отложениям. Общие балансовые запасы на 1.01.1982 г. категорий В + С₁ составляют 948 тыс. м³, запасы категории С₂ – 690 тыс. м³. Месторождение эксплуатировалось при строительстве автодороги Монды–Орлик. Аналогичными отложениями представлено месторождение Хулугайма (I-6-29), используемое для дорожного строительства. Месторождение Обо-Горхонское-2 (I-5-37) представлено щебнем песчаников, используемым для отсыпки дорог.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

Указанные виды полезных ископаемых часто совмещены пространственно и тесно связаны между собой генетически, поэтому их разделение по типам достаточно условно, особенно это касается минеральных лечебных и термальных вод.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ

Комплексные (азотно-углекислые, радоновые). Месторождение Нилова Пустынь (I-6-27) известно с 18 в. и в настоящее время является курортом Российского значения, где на базе источников созданы многочисленные пансионаты и здравницы. Минеральные воды курорта относятся к термальным (Т = 39–45 °С), азотным слабощелочным (рН 7,6–8,2), слабоминерализованным (0,9–1,0 г/дм³) сульфатно-натриевым с высоким содержанием углекислоты (53 мг/л), кремнистым (H₂SiO₃ > 50 мг/л), фтористым (F 3–4 мг/л), слаборадиоактивным (Rn до 20–100 эман).

Воды используются для бальнеолечения, для наружного применения в виде ванн и купания в бассейнах. На участке месторождения минеральные воды вскрыты скважинами. В подсчет эксплуатационных запасов включены скважины 1 и 2, из которых может быть получена термальная вода, отвечающая кондиционным требованиям и пригодная для практического использования. По степени достоверности и разведанности запасы по скважинам 1 и 2 могут быть квалифицированы по категориям А + В + С₁, в том числе: по категории А – 3 л/с, по категории В – 0,3 л/с и С₁ – 1954 л/с. Естественные ресурсы минеральных вод Ниловой Пустыни значительно превышают рассчитанные эксплуатационные запасы. На основании гидрогеологических наблюдений, они составляют 40–50 л/с или 3,5–4,3 тыс. м³/сут [215]. Радоновые воды источников по своим качествам близки к известным минеральным источникам Грузии «Цхалтубо» и алтайского курорта «Белокуриха».

Комплексные (углекислые, радоновые). Месторождение Шумацкие Источники (I-6-10) расположено в долине р. Шумац (правый приток р. Китой) на площади 0,05 км² и является памятником природы, который утвержден решением Совета Министров Бурятской АССР (№ 304 от 14 октября 1980 г.). Шумацкие Источники – углекислые, радоновые, термальные. В районе выхода минеральных вод развиты карбонаты горлыкской свиты. Воды выходят тремя группами в виде многочисленных грифончи-

ков на поверхности первой надпойменной террасы. Первая группа, насчитывающая 42 источника на протяжении 70 м, имеет температуру 10–35 °С, содержание углекислоты 264–989 мг/л, радона до 20 эман, с суммарным дебитом 5,3 л/с. Вторая группа на расстоянии 175 м имеет 50 выходов. Вода при этой же температуре содержит до 35 эман радона и до 300 мг/л свободной углекислоты. Выходы термальных вод третьей группы на правом берегу р. Шумак протягиваются на 120 м. Они представлены 16 грифонами с температурой 28–34 °С, содержание углекислоты до 380 мг/л, радона 280–550 эман. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-магниевого с минерализацией до 1 г/дм³. Теплые воды второй линии по бальнеологическим свойствам сравнимы с водами «Цхалтубо». Термальные воды третьей линии по содержанию радона и химическому составу могут быть сравнимы с водами Белокурихи на Алтае и с теплым «Нарзаном» Пятигорска. По своим параметрам месторождение относится к крупным объектам.

Сероводородные. В верхнем течении р. Маймалыш известен горячий минеральный источник (I-2-18), который приурочен к крупной тектонической зоне субширотного направления и выходит из трещины в раннедевонских гранитах бреньского комплекса. Воды источника сульфатно-карбонатные, натриевые с минерализацией 0,29 г/дм³, содержат кремнекислоту, прозрачные, слабокисловатые на вкус, с запахом сероводорода. Температура воды 27–38,6 °С. Дебит источника достигает 10 л/мин. Бальнеологические свойства источника не изучены. Местное население использует воды минерального источника для лечения ревматизма. Воды других минеральных источников прозрачные, часто вяжущие на вкус, с резким запахом сероводорода (концентрация до 2 мг/л). Температура вод 6–10 °С. Дебит наиболее крупных из них до 36 л/мин. Химический состав и бальнеологические свойства источников не изучены. Местное население использует эти минеральные воды для лечения различных заболеваний.

ТЕРМАЛЬНЫЕ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ

Уш-Бельдирское месторождение (I-3-24) минеральных подземных вод было разведано и передано в эксплуатацию в 1966 г. Скважины на месторождении вскрывают водоносную зону трещиноватости среди интрузивных пород таннуольского комплекса среднего кембрия. Очаг разгрузки термальных вод приурочен к зоне тектонического нарушения. Источники являются следствием смешения глубоких напорных вод с верхними холодными трещинными водами зоны выветривания. По минерализации и основному ионно-солевому составу воды месторождения являются высокотермальными кремнистыми сероводородными слабоминерализованными сульфатно-гидрокарбонатными натриевыми со щелочной реакцией водной среды. Месторождение с запасами по категории В – 0,656 тыс. м³/сут относится к крупным и подготовлено для промышленного освоения. На месторождении действует курорт Уш-Бельдир, который работает только в летний период (70 сут), в остальное время вода используется для нужд персонала и отопления зданий. В 2007 г. курортом отработано всего 28 105 м³ или, в среднем на год, 77 м³/сут мине-

ральной воды. Усредненная величина отбора ($77 \text{ м}^3/\text{сут}$) составляет 11,7 % от разведанных запасов. Температура воды в скважинах $80\text{--}82 \text{ }^\circ\text{C}$. Гидродинамический и температурный режим подземных вод стабилен на протяжении 40 лет.

Макрокомпонентный состав подземных вод также остается стабильным на протяжении четырех десятков лет. Согласно ГОСТ 13273–88 «Воды минеральные, питьевые, лечебные и лечебно-столовые», из биологически активных соединений в водах выявлено кондиционное содержание метакремнистой кислоты в количестве $141\text{--}272 \text{ мг}/\text{дм}^3$ при кондиции для кремнистых вод $50 \text{ мг}/\text{дм}^3$, сероводорода в количестве $17,6\text{--}25,5 \text{ мг}/\text{дм}^3$ при кондиции для сероводородных вод $10 \text{ мг}/\text{дм}^3$. В воде также содержатся ионы фтора в количестве $12\text{--}15 \text{ мг}/\text{дм}^3$ [12]. В соответствии с критериями оценки минеральных вод, установленными Минздравом РФ (МУ № 2000/34), воды относятся к минеральным лечебным водам 4-й бальнеологической группы (Уш-Бельдирский тип) и могут применяться в соответствии с показаниями для данной группы вод.

Источник минеральных вод (III-3-1), расположенный на правом борту долины нижнего течения р. Их-Тайрисин-Гол на границе с МНР, известен под названием Тайрисин-Аршан или Южный Аршан. В зоне меридионального разлома глубинного заложения на площади около 600 м^2 выходят на дневную поверхность 14 самостоятельных грифующих ключа термальных вод. Они поднимаются из глубины по трещинам среди карбонатных пород и пробивают пролювиально-делювиальные и аллювиальные отложения, мощность которых здесь не превышает $2,5 \text{ м}$. Количество грифующих ключей термальных вод с течением времени меняется. В 1960 г. их было 18, а в 1977 г. — 14. Температура вод, выходящих на поверхность ключей, варьирует от 35 до $47 \text{ }^\circ\text{C}$. Температура ниже подошвы аллювиальных отложений значительно выше $70 \text{ }^\circ\text{C}$. Общий дебит термальных источников составляет $600\text{--}700 \text{ тыс. л}/\text{сут}$. Воды минеральных источников азотные, щелочные, кремнистые, гидросульфидные, карбонатно-сульфидные, натриевые, с минерализацией $0,4\text{--}0,5 \text{ г}/\text{дм}^3$. Общее содержание сероводорода $0,015 \text{ г}/\text{л}$, содержание кремнекислоты до $0,055 \text{ г}/\text{л}$. Источник используется местным населением в лечебных целях и перспективен по своим параметрам, химическим и бальнеологическим свойствам для цивилизованного освоения.

ПИТЬЕВЫЕ ВОДЫ

Пресные. Нижне-Чавачшское месторождение (I-3-23) пресных подземных вод разведано для хозяйственно-питьевого водоснабжения курорта Уш-Бельдир. Оно находится в 1 км севернее курорта. Водовмещающие отложения представлены неоплейстоценовыми валунными, супесчаными и суглинистыми с галькой, дресвой и щебнем образованиями со вскрытой мощностью 70 м . Глубина залегания подземных вод — $5,8\text{--}25,2 \text{ м}$. Воды месторождения соответствуют существующим нормам для питьевого водоснабжения, по составу они гидрокарбонатные натриево-кальциевые, с минерализацией $0,13\text{--}0,29 \text{ г}/\text{дм}^3$, мягкие и очень мягкие. Запасы утверждены в количестве $3,7 \text{ тыс. м}^3/\text{сут}$ по категориям А + В (протокол ТКЗ № 346

от 11.07.1988 г.). Месторождение подготовлено к промышленному освоению, но не эксплуатируется, водоснабжение курорта осуществляется за счет поверхностных вод рек Чавач и Шишхид-Гол.

ГРЯЗИ ЛЕЧЕБНЫЕ

В месте сбора минеральных вод большинства источников расположены грязи, которые используются местным населением в лечебных целях. Наиболее широко и цивилизованно грязи в комплексе с водами используются для бальнеологического лечения на курорте Нилова Пустынь (I-6-27) и, в меньшей мере, на Шумакских Источниках (I-6-10).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Территория характеризуется геологической и минерагенической разнородностью, которая обусловлена сложным сочетанием разновозрастных рудоносных складчатых систем, сформировавшихся в течение нескольких крупных тектоно-магматических циклов, отвечающих минерагеническим эпохам. Выделяются архейская, карельская (раннепротерозойская), байкало-салаирская (позднепротерозойская), салаиро-каледонская (позднерифейская—среднепалеозойская) минерагенические эпохи, а также эпохи, отвечающие этапам тектоно-магматической активизации — среднепалеозойская, мезозойская и кайнозойская.

Архейская минерагеническая эпоха приурочена на площади к единичным блокам архейского фундамента в пределах Окинской складчатой системы. Ее рудоносность проявлена в обрамлении Гарганской Глыбы и представлена месторождениями (Зун-Холбинское, Барун-Холбинское) и проявлениями золота, а также гранулированного кварца, большинство которых находится за северной рамкой листа. Карельская минерагеническая эпоха распространена в крайней юго-восточной части территории, и с ней связана апатит-редкометалльная минерализация. Байкало-салаирская (позднепротерозойская) эпоха проявлена ограниченно и имеет золотую специализацию. Салаиро-каледонская минерагеническая эпоха на площади имеет всеобъемлющий характер и отвечает становлению практически всей Алтае-Саянской минерагенической провинции. С эпохой связаны проявления и месторождения золота, алюминия, фосфоритов, полиметаллов, вольфрама. Минерагеническая эпоха среднепалеозойской активизации отвечает завершению орогенного этапа и посторогенному развитию Алтае-Саянской складчатой области и является одной из продуктивных для территории. К ней приурочено образование месторождений и проявлений редких металлов, алюминия, редких земель, цинка, молибдена. Среди них наибольший интерес представляют крупные месторождения нефелиновых руд и литиевых пегматитов. Мезозойская минерагеническая эпоха, отвечающая рифтогенному этапу тектоно-магматической активизации, характеризуется появлением расколов в консолидированном фундаменте, которые трассировались дайками лампрофир-долеритового состава и телами щелочных гранитов, а также подновлением зон главных структурных швов. С эпохой связано продуктивное редкометалльно-редкоземельное оруденение и урановая минерализация. Здесь заслуживает внимания уникальное по запасам и комплексу элементов Улуг-Танзекское редкоземельно-редко-

металльное месторождение. Кайнозойская минерагеническая эпоха продуктивна на россыпное золото, кирпичное сырье, а также с ней связаны месторождения и проявления лечебных грязей, питьевых и минеральных вод, на базе которых действуют курорты.

Территория листа охватывает юго-восточную окраину Алтае-Саянской минерагенической провинции на ее стыке с Саяно-Байкальской минерагенической провинцией и с небольшим западным фрагментом последней. В пределах провинций выделяются разновозрастные минерагенические субпровинции, которые отвечают крупным разновозрастным блокам земной коры, сопрягающимся по долгоживущим структурным швам с наложенной среднепалеозойской и мезозойской эпохами активизации. Территория обладает полихромным и разновеликим металлогеническим потенциалом, что привело не только к сложному минерагеническому районированию, но и в значительной мере осложнило корреляцию и сбойку металлогенических подразделений в различных субпровинциях.

Алтае-Саянская минерагеническая провинция в пределах площади листа подразделяется на две минерагенические субпровинции, отвечающие основным складчатым системам. Выделяются салаиро-каледонская Восточно-Тувинская (Верхне-Енисейская) и, несколько обособленная, каледонская Окинская минерагенические субпровинции. Подавляющая часть листа относится к Восточно-Тувинской (Верхне-Енисейской) субпровинции, являющейся восточным продолжением салаирской Верхне-Енисейской субпровинции, которая западнее, на листе М-46, включает в себя значительные по площади геоструктуры. Окинская субпровинция присутствует на восточной периферии Алтае-Саянской складчатой области и граничит по Тункинскому разлому с карельской Хамардабанской минерагенической субпровинцией Саяно-Байкальской провинции.

Основой минерагенического районирования являются минерагенические зоны (МЗ), отвечающие структурно-формационным зонам конкретных геоструктур и характеризующиеся взаимосвязанным комплексом геологических и рудных формаций, свойственным определенным геотектоническим этапам развития земной коры.

РОЛЬ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В КОНЦЕНТРАЦИИ, РАССЕЯНИИ И ИЗМЕНЕНИИ КАЧЕСТВА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

С осадконакоплением связана первичная концентрация железа в отложениях позднего рифея (харальская, долонская свиты), железа, ванадия и углерода в породах барунгольской свиты ордовика(?), фосфора в породах раннего протерозоя (слюдянская серия, хангарульская свита) и в отложениях венда—раннего кембрия совместно с глиноземом (горлыкская, забитская, табинзуртинская и нарынская свиты, боксонская серия). Существует мнение [60, 88] о некотором накоплении золота, возможно с углеродистым веществом, в вулканогенно-терригенных отложениях позднерифейского—вендского возраста. Кроме того, с осадконакоплением связано образование месторождений и проявлений осадочного генетического типа (торфов, фосфоритов, керамического сырья и строительных материалов).

С магматизмом, помимо собственно магматического, связано рудообразование гидротермально-метасоматического (гидротермально-постмагматического плутоногенного) и пегматитового типов. Почти с каждым интрузивным комплексом связаны процессы рудообразования, сформировавшие определенный комплекс полезных ископаемых:

- к пегматитами чжаргаландского комплекса связаны проявления мусковита;

- к массивам шишхидского и ильчирского дунит-гипербазитовых комплексов приурочены проявления нефрита и серпентинитов;

- к телам актовракского дунит-гарцбургитового комплекса приурочена минерализация хрома;

- к массивам мажалыкского перидотит-пироксенит-габброноритового комплекса приурочены проявления меди и никеля с присутствием платины;

- с породами второй фазы таннуольского диорит-тоналит-плагиогранитового гранитоидами комплекса связано оруденение преимущественно золото-сульфидно-кварцевой формации, а также цинка, молибдена и вольфрама;

- альбит-микроклин-сподуменовые пегматиты кыстарысского комплекса являются литиевыми рудами; амазонитовые разности могут быть использованы в качестве поделочных камней;

- с гранитоидами урикского комплекса связано оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации и минерализация молибдена;

- к массивам бреньского граносиенит-субщелочногранит-лейкогранитового комплекса приурочено молибденовое оруденение, минерализация редких металлов, редких земель и урана;

- отдельные разновидности пород сангиленского уртит-нефелин-сиенитового комплекса являются нефелиновыми рудами, а с некоторыми массивами его, преимущественно, второй фазы связана редкометалльная и редкоземельная минерализация; пегматоидные разновидности заслуживают внимания как коллекционный материал;

- массивы улугтанзекского комплекса умереннощелочных гранитов являются продуктивными на комплексное редкометалльно-редкоземельное оруденение.

Источником рудного вещества в большинстве рудогенерирующих процессов, связанных с магматизмом, вероятно, являлись магматические очаги. Глубинностью магматического очага определялся петрографический состав образующихся пород и комплекс полезных ископаемых. В некоторых гидротермальных рудогенерирующих системах магматические процессы выступали в роли источника энергии для ремобилизации или преобразования ранее образовавшегося вещества. Например, большинство объектов золото-сульфидно-кварцевой формации находится в зонах влияния гранитоидных интрузий таннуольского и урикского комплексов – как вскрытых (Тапса-Каахемский ЗРРР, Эмийский ЗРРУ, Ильчирский ЗРР), так и не вскрытых, предполагаемых по геофизическим материалам (Харальский ЗРРР). В меньшей мере это можно отнести к образованию проявлений скарновой формации свинца, цинка, молибдена и вольфрама в контактовых зонах с карбонатными отложениями различного возраста.

Определенные виды оруденения генетически связаны с комплексом гидротермально-метасоматических изменений, связанных с магматизмом, вплоть до образования полнопроявленных метасоматитов. На листе для минерализации меди и свинца характерно прожилковое окварцевание. Процессы скарнирования развиты на проявлениях полиметаллов, вольфрама, в значительно меньшей мере — молибдена и золота. Молибденовое оруденение в основном связано с процессами альбитизации, микроклинизации, грейзенизации и прожилкового окварцевания. Для редкометалльно-редкоземельного оруденения типично развитие щелочных метасоматитов. Наиболее широкий спектр гидротермальных изменений характерен для золотого оруденения. Преобладает окварцевание: преимущественно это зоны прокварцевания (линейные штокверки), реже — поля вторичных кварцитов и кварцевых жил. На отдельных проявлениях широко развиты процессы березитизации и углеродистого метасоматоза. Все эти процессы сопровождаются сульфидной минерализацией различной интенсивности.

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, а также молибдена, редких металлов, редких земель, кальцита оптического. В зонах главных структурных швов локализованы некоторые проявления золота, драгоценных и поделочных камней.

В результате метаморфических преобразований на территории листа сформировались непромышленные концентрации апатита, графита, ванадия, а также перспективные проявления гранулированного кварца.

За более чем вековой период добычи россыпного золота (россыпеобразование долинного и террасового типа в аллювиальных образованиях) на территории не только определились контуры основных золотороссыпных районов, но и практически истощились ресурсы легко доступных объектов. В настоящее время уровень добычи россыпного золота в пределах листа оценивается в сотни килограмм в год. Распределение россыпей на площади обусловлено сочетанием множества факторов и связано в первую очередь с размещением коренных источников, их денудацией и перераспределением в речных системах. Анализ материалов россыпной золотоносности позволяет отнести к продуктивным россыпеобразующим формациям золото-кварцевую и золото-сульфидно-кварцевую, широко развитые в пределах Восточно-Тувинской минерагенической субпровинции. На долю этих формаций падает более 90 % добытых и разведанных запасов россыпного золота площади. Большинство россыпей здесь размещается в морфоструктурах сводово-глыбовых поднятий высокогорных хребтов Обручева, Восточный Танну-Ол и Сангилен. Россыпи размещаются в переходных зонах — от областей интенсивных поднятий к участкам, испытывающим относительное опускание, а также внутригорных депрессий. К слабо изученным россыпеобразующим формациям можно отнести золото-сульфидную, объекты которой известны в Окинской и в Восточно-Тувинской минерагенических субпровинциях. Малопродуктивными и слабоизученными на россыпное золото являются ледниковые, флювиогляциальные отло-

жения, аллювиально-пролювиальные отложения палеодолин и котловин палеоген-неогенового возраста, груботерригенные отложения нижней юры во впадинах.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Лист М-47 расположен на сочленении двух складчатых областей – Алтае-Саянской и Саяно-Байкальской – с весьма 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.

На рассматриваемой территории выделяются следующие крупные тектонические и соответствующие минерагенические подразделения:

- Алтае-Саянская складчатая область–Алтае-Саянская минерагеническая провинция;
- Саяно-Байкальская складчатая область–Саяно-Байкальская минерагеническая провинция.

Саяно-Байкальская минерагеническая провинция

Настоящее трансрегиональное подразделение на площади представлено своим северо-западным фрагментом – Хамардабанской минерагенической субпровинцией.

Хамардабанская минерагеническая субпровинция

В пределах листа субпровинция представлена одноименной редкометалльно-апатитоносной минерагенической зоной.

Хамардабанская редкометалльно-апатитоносная МЗ (1.apR/PR₁) приурочена к одноименному кристаллическому массиву (выступу складчатого основания) карельской системы Саяно-Забайкальской складчатой области. Массив сложен гнейсами и кристаллическими сланцами раннего протерозоя с широким развитием гранитоидных интрузий зунмуринаского комплекса. В результате метаморфизма осадочных комплексов раннего протерозоя сформировались непромышленные концентрации апатита. В северо-западной части МЗ выделена Обрубская прогнозируемая апатитоносная зона (1.0.1), основу которой составляет ряд проявлений, а также пункты минерализации апатита, локализованные в высокометаморфизованных породах слюдянской серии и хангарульской свиты раннего протерозоя. Проявления связаны с метаморфизмом, часто контактовым, фосфатсодержащих пород. Прогнозный потенциал как проявлений, так и зоны в целом

невелик. Перспективы открытия практически значимых объектов незначительны.

Идущая с востока Харагунская зона редкометалльного оруденения [236] в пределах листа не выделяется в связи с отсутствием проявлений и пунктов минерализации редких металлов.

Алтае-Саянская минерагеническая провинция

В позднем рифее в Алтае-Саянском регионе широко проявились процессы деструкции земной коры, выразившиеся в заложении крупных складчатых структур на энсиалическом основании, которые различаются по своим структурно-вещественным и минерагеническим особенностям. Большую часть территории занимает Восточно-Тувинская (Верхне-Енисейская) минерагеническая субпровинция. Пространственно оторвана от нее Окинская, по другим авторам – Окинско-Китойская [233] минерагеническая субпровинция, расположенная на северо-востоке площади.

Окинская минерагеническая субпровинция

На исследуемой территории субпровинция представлена Верхнеокинской (Окинской) минерагенической зоной.

Верхнеокинская (Окинская) боксит-фосфоритоносно-золоторудная МЗ (2. Au, Ф, Al/RF₃–E₂, O, Q) охватывает Боксон-Сархойский прогиб и Ильчирский синклиний позднерифейско-ордовикской Окинской складчатой системы, а также южную окраину Гарганского выступа архейского фундамента. Ее возрастной диапазон определяется поздним рифеем–ордовиком. Формирование рифей-палеозойских образований происходило в режиме полного геосинклинального цикла с соответствующим набором пород осадочно-вулканогенных и интрузивных формаций.

В составе МЗ выделены Тисса-Сархойский ПЗРР (2.1), Гарганский кварценосно-золоторудный район (2.2), Ильчирский асбестоносно-золоторудный район (2.3) и Окино-Китойский боксит-фосфоритоносный район (2.4).

Тисса-Сархойский ПЗРР (2.1) расположен в пределах Боксон-Сархойского прогиба, структурная позиция которого определена областью распространения вулканогенных пород сархойской и флишоидных терригенно-карбонатных отложений дибинской свиты позднерифейского возраста, интрузивированных массивами урикского комплекса. Перспективность района определяется наличием проявлений и пунктов минерализации золото-сульфидно-кварцевой (золото-кварцевой) формации, геохимических аномалий и отработанных россыпей золота, а также широким развитием золотосодержащих жильных кварцевых полей (штокверков). Перспективные проявления группируются в Дибинский (2.1.1) и Хухугольский (2.1.2) ПЗРУ.

Гарганский кварценосно-золоторудный район (2.2) по своим границам отвечает одноименному выступу архейского фундамента. В северной его половине, за рамкой листа, известны крупные (Зун-Холбинское, Барун-Холбинское) и ряд более мелких месторождений преимущественно золо-

то-сульфидно-кварцевой формации. В южной же его половине (лист М-47) известны проявления и пункты минерализации золота, объединяемые в Хойто-Гарганскую (2.2.1) и Урда-Гарганскую (2.2.2) ПЗРЗ. Кроме того, в пределах района выявлены месторождения и проявления гранулированного кварца, объединяемые в Гарганскую кварценосную зону (2.2.3).

Хойто-Гарганская ПЗРЗ (2.2.1) на территории листа представлена своим крайним юго-восточным фрагментом, где в шовной зоне Гарганского выступа (Ильчирский глубинный разлом) отмечаются метаэффузивы ильчирской свиты с прослоями доломитов и сланцев, часто углеродистых и сульфидизированных. Здесь, на проявлении Ильчир, выделяются зоны милонитизации с кварцевыми жилами, содержащие золото до 7,6 г/т и серебро до 225 г/т. В окварцованных углеродистых сланцах с сульфидной минерализацией содержания золота и серебра достигают 6,4 и 60,8 г/т соответственно.

Урда-Гарганская ПЗРЗ (2.2.2) в пределах листа представлена своей юго-восточной половиной, где распространены метаморфиты гарганского метаморфического комплекса. На листе площадь узла на выявление практически значимых объектов золотого оруденения малоперспективна.

Гарганская кварценосная зона (2.2.3) охватывает поля развития кремнисто-карбонатной иркутской свиты верхнего рифея в обрамлении Гарганской глыбы с месторождениями и проявлениями гранулированного кварца. На территории листа зона представлена своим юго-западным окончанием, где известны только проявления гранулированного кварца или особо чистого кварца (ОЧК) нового генетического типа (тип метаморфизованных кварцитов).

Ильчирский асбестоносно-золоторудный район (2.3) расположен в пределах Окинско-Ильчирского синклиория, который сложен преимущественно карбонатно-вулканогенно-терригенными отложениями верхнерифейского возраста, прорванными ордовикскими интрузиями урикского гранитоидного комплекса. Район характеризуется наличием объектов золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной формаций. На представляемой площади в пределах района выделяются два ПЗРУ – Уртагольский (2.3.1) и Хонголдойский (2.3.2). Месторождение асбеста (Ильчирское) расположено в 6 км к северу от рамки листа и входит в состав Ильчирской нефрит-асбестовой рудной зоны, которая из-за отсутствия объектов минерализации асбеста и нефрита, а также исходя из своего геолого-структурного положения на территорию листа не протягивается.

Уртагольский ПЗРУ (около 186 км²) имеет овальную форму северо-восточной ориентировки, сложен карбонатами, сланцами, метаэффузивами ильчирской и барунгольской свит, прорванными гранитоидами урикского комплекса. Здесь выявлены проявления золото-сульфидно-кварцевой, возможно золото-сульфидной формации, широко распространены ареалы березитов, лиственитов, кварцевых жил и линейных штокверков, углеродистых метасоматитов, которые сопровождаются вторичными геохимическими аномалиями золота и сопутствующих элементов, а также шлиховыми потоками золота.

Хонголдойский ПЗРУ (262 км²) охватывает метаморфизованные породы хангарульской свиты, терригенные отложения барунгольской с блока-

ми карбонатов горлыкской свит, прорванные мелкими массивами гранитоидов урикского комплекса. В пределах узла оруденение представлено в основном проявлениями золото-сульфидной формации. Для узла характерно наличие ареалов березитов, листовенитов, кварцевых пород, углеродистых метасоматитов, кварцевых жил и штокверков, сопровождаемых контрастными геохимическими аномалиями по вторичным ореолам (0,002–0,3 до 0,6–15 г/т) золота и сопутствующих элементов, шлиховых потоков (до весовых значений) золота и минералов-спутников. Сравнительная характеристика прогнозно-поисковых моделей проявлений Жолга (I-6-6) и Китойское (I-6-13) с месторождением Сухой Лог позволяет прогнозировать здесь месторождение сухоложского типа.

Ондольгойская ПЗРЗ (2.0.1) охватывает поля распространения пород барунгольской свиты ордовика(?), представленных в основном в различной степени метасоматически измененными сланцами (березитизированными, окварцованными, брекчированными с полиметаллической и золотой минерализацией). Здесь известны перспективные проявления Ондольгойское и Ссылное (I-5-16, 15), ряд пунктов минерализации и геохимических аномалий золота. Зона показана вне рудных районов, в силу дискуссионности ее положения в геолого-структурном и соответственно минерагеническом плане. Есть мнение о включении ее в Гарганский кварценозно-золоторудный район на основании локализации проявлений в образованиях чехла(?) Гарганской структуры, которые на геологической карте отсутствуют.

Окинско-Китойский боксит-фосфоритоносный район (2.4) является частью Хубсугульского фосфоритоносного бассейна. Необходимо отметить, что название «боксит», введенное в работе В. И. Давыдова (1992 г.), не соответствует понятию фосфоритоносного бассейна. Но, учитывая пространственную совмещенность месторождений бокситов и фосфоритов, их приуроченность к одним и тем же уровням боксонской серии, такое объединение, с нашей точки зрения, целесообразно. На территории листа район представлен южным фрагментом Хоре-Урикской боксит-фосфоритоносной зоны (2.4.1) с тремя боксит-фосфоритоносными площадями (рудными полями), которые приурочены к полям распространения раннекембрийской табинзуринской свиты и подстилающей забитской свиты вендраннекембрийского возраста.

Боксонская площадь соответствует рудному полю одноименного месторождения бокситов (I-5-1) и проявления фосфоритов (I-5-2). Минерогенический потенциал месторождения сводится к разведанным запасам, составляющим 129 млн т низкокачественных руд. Перспективы месторождения зависят от возможности использования данных руд в качестве железо-алюминиевого сырья (ЖАС) с получением высококачественного чугуна и саморассыпающихся шлаков (извлечение глинозема 83,3 %).

Озернинская и Уха-Гольская площади представляют собой отдельные рудные поля (участки) единого Уха-Гольского крупного месторождения фосфоритов (I-5-23) с бедными и средними рудами удовлетворительной обогатимости.

Восточно-Тувинская (Верхне-Енисейская) минерагеническая субпровинция

В пределах листа субпровинция охватывает площадь распространения салаирской Верхне-Енисейской и салаиро-каледонской Восточно-Тувинской складчатых систем. Последняя, по существу, является поздним по времени и восточным по распространению продолжением Верхне-Енисейской складчатой системы. Граница между системами достаточно условна, а в минерагеническом наполнении не находит своего отражения. Принятое название субпровинции отражает пространственную совмещенность и преемственность как складчатых систем, так и минерагенических подразделений.

В составе субпровинции выделяются Сангиленская, Таннуольско-Улугойская (Восточно-Тувинская), Билинская и Центрально-Сангиленская минерагенические зоны и внезональный Нарын-Эмийский золоторудно-россыпной район.

Сангиленская железо-золоторудная МЗ (3.Au, Fe(qr, mu)/PR(PZ₁)) охватывает юго-восточную часть одноименного байкало-салаирского(?) выступа складчатого основания. Гнейсово-сланцевый фундамент, выступающий по периферии зоны в объеме тесхемской и мугурской свит, перекрывается в центре с несогласием карбонатно-терригенным чехлом венд-раннекембрийского возраста. Отложения обоих структурных этажей в равной степени переработаны в процессе последующих тектономагматических циклов, что привело к пространственному совмещению оруденения разных эпох. В региональном плане (лист М-46) Сангиленская МЗ продуктивна на железистые кварциты, графит, фосфориты и золото. Но на площади листа, в связи с ограниченным распространением выступов байкальского основания, зона не имеет своего металлогенического наполнения, за исключением золотого оруденения, которое, возможно, является наложенным и имеет только пространственную совмещенность.

Таннуольско-Улугойская МЗ (4.Au(Zn, Pb, Cu)/RF₃-O,Q) площадью более 20 000 км² охватывает большую часть Восточно-Тувинской (Верхне-Енисейской) салаирско-каледонской складчатой системы, отвечая периоду формирования и развития ее от эвгеосинклиналиного до орогенного этапов. С формированием этой системы связано золотое оруденение, проявления свинца и платины, а северо-западнее за пределами листа в непосредственной близости расположены месторождения и проявления цинка, свинца и меди. Здесь устанавливается парагенетическая связь оруденения, преимущественно золотого, с гранитоидным магматизмом синорогенного и постскладчатого этапа, который проявился в формировании крупных батолитов габбро-тоналит-плагиогранитовой (таннуольский комплекс) и гранитовой (сархойский, арголикский комплексы) формаций.

На территории листа МЗ соответствует Восточно-Таннуольскому антиклинорию и незначительному юго-восточному фрагменту Ондумского синклинория. В состав минерагенической зоны включены: Харальский ЗРРР (4.1), Ондумско-Улугойский РР (4.2) с колчеданно-полиметаллической рудной специализацией, а также юго-восточная ветвь Тапса-Каахемского ЗРРР (4.3).

На площади листа Харальский ЗРРР (4.1) представлен своим юго-западным флангом в виде Харальского (Мозголевского) ЗРРУ (4.1.1), охватывающего поля распространения пород харальской и охемской свит позднего рифея—венда метасланцево-углеродистой формации, часто находящихся в стратиграфическом несогласии. Здесь широко развиты зоны рассланцевания и окварцевания, кварцевые жилы, горизонты вторичных кварцитов и сульфидизированных углеродистых сланцев с минерализацией золота, которые фиксируются по геофизическим и дистанционным материалам. Проявления узла относятся к золото-сульфидно-кварцевой, возможно, золото-сульфидной формациям, являющимся основными для россыпеобразования. Известные проявления золота сопровождаются россыпями, из которых добыто более 5 т золота. Россыпные месторождения и проявления коренного золота в бассейне рек Харал, Ойна, О-Хем и Демержи группируются в рудно-россыпной узел площадью (в пределах листа) до 635 км².

Ондумско-Улугуйский рудный район (4.2) с крайне юго-восточными флангами Кызыл-Таштыгского медно-свинцово-цинковорудного узла (4.2.1) на площади листа имеют незначительное распространение, не несут никакой металлогенической нагрузки и показаны для сбойки с листами N-46, 47 и M-46.

Тапса-Каахемский ЗРРР (4.3) охватывает Каахемский рифтогенный прогиб, сложенный верхнерифейско-нижнекембрийскими карбонатно-терригенно-вулканогенными отложениями, метаморфизованными в зеленосланцевой фации, образующими разновеликие останцы причудливой формы среди гранитоидов таннуольского, арголикского и бреньского комплексов. На листе район представлен Кагжерба-Кундусским (4.3.1) и Карабельдырским (4.3.2) ЗРРУ площадью около 980 и 709 км² соответственно.

В пределах Кагжерба-Кундусского узла (4.3.1) наряду с россыпным золотом установлено два проявления золото-сульфидно-кварцевой формации, пункты минерализации и вторичные ореолы рассеяния. На участке площадью около 200 км², где известны два сближенных проявления, приуроченных к сопряжению двух глубинных разломов с комплексом гидротермальных изменений (гидрослюдизация, карбонатизация, окварцевание и сульфидизация), прогнозируется малое месторождение [289].

Карабельдырский узел (4.3.2) расположен в юго-восточной ветви Тапса-Каахемского РРР. В северо-западной части узла на площади около 300 км² широко проявлена разрывная тектоника, представленная сериями пересекающихся разломов различной морфологии и направлений. Выделяются нарушения северо-западного простирания, несущие черты глубинного заложения и определяющие положение всего Тапса-Каахемского золотоносного района. Вдоль тектонических нарушений установлены широкое развитие даек долеритов, кварцевых порфиров и гидротермально-метасоматические изменения. Здесь, наряду с небольшими россыпями золота, известны Гордеевское месторождение (П-1-8), проявление Эзен (П-1-10), многочисленные пункты минерализации и вторичные ореолы рассеяния золота, которые объединяются в Карабельдырское рудное поле площадью около 8 км².

Билинская молибден-редкоземельно-ниобий-танталовая МЗ (5.Та, Nb, TR, Mo/Є₂-D₁) и входящий в нее Кызылдагский (Каа-Хемский) прогнози-

руемый ниобий-тантал-молибденоворудный район (5.1) имеют субмеридиональное простирание и представлены своими южными окончаниями. Они охватывают Кызылдагскую зону среднепалеозойской активизации и область влияния Шишхид-Бусингольского глубинного разлома, а также прилегающие к ним площади. На территории МЗ и рудного района известны редкие проявления и многочисленные рассеянные по площади пункты минерализации редких металлов, редких земель, молибдена, вольфрама, в меньшей мере цинка и урана. Наиболее значимые из них группируются в два прогнозируемых рудных узла: ниобий-тантал-молибденовый Тербенский (5.1.1) и редкоземельный Чавачский (5.1.2). Площадь первого, где известно два молибденовых проявления, характеризуется высокой насыщенностью интрузиями раннедевонского бреньского комплекса, прорывающими таннуольские гранитоиды среднего кембрия с небольшими ксенолитами докембрийских пород и широким развитием гидротермально-метасоматических изменений, представленных альбитизацией, микроклинизацией и окварцеванием. Проявления Чавачского узла приурочены к интрузиям щелочных сиенитов и граносиенитов сангиленского комплекса. В экзоконтактах массивов и мелких тел развиты мариуполиты и альбититы с цирконом, пироксеном, фергусонитом, бритоцитом, а также жилы щелочных сиенитов и пегматитов. Известные в пределах рудного района редкие проявления цинка и урана рассредоточены и, в силу незначительных параметров, бесперспективны.

Билин-Шутхулайский прогнозируемый вольфрамворудный район (5.2) на площади находится в виде своего южного фрагмента, где заслуживают внимания проявление, ряд пунктов минерализации вольфрама с широким распространением аномальных шлиховых потоков и потоков, которые, с рядом таких же объектов за северной рамкой, локализованы в Верхне-Билинский прогнозируемый вольфрамворудный узел (5.2.1). Объекты новой для региона шеелит-сульфидной скарноидной (стратиформной) рудной формации находятся среди пород билинской свиты рифея и приурочены к «дальним» и «ближним» экзоконтактовым зонам массивов таннуольских гранитоидов среднего кембрия.

Центрально-Сангиленская ниобий-тантал-литий-нефелиноворудная МЗ (6.Al, Li, Ta, Nb/O, D₁—MZ) пространственно охватывает центральную часть салаиро-каледонской складчатой системы неоднородного строения, с выступами гнейсово-сланцевого фундамента. Для минерагенической зоны характерно тесное сочетание пегматитов ордовика (кыстарысский комплекс), раннедевонских бреньского граносиенит-субщелочногранит-лейкокатрового и сангиленского уртит-нефелин-сиенитового, а также мезозойского улугтанзекского щелочногранитного комплексов с редкометалльной специализацией, где наиболее продуктивными на редкометалльное и редкоземельное оруденение являются массивы мезозойского возраста.

Контур ее определяется наличием массивов щелочных и нефелиновых сиенитов сангиленского (более 30 массивов) и щелочных гранитов улугтанзекского комплексов. В среднепалеозойскую тектономагматическую эпоху активизации здесь происходит заложение и развитие крупной Баянкольской зоны континентального рифтогенеза, рассекающей в северо-северо-западном направлении структуры Сангилен и Качикского грабена,

которые в минерагеническом плане сопровождались процессами нефелинового и редкометалльного оруденения с образованием крупным промышленно значимых объектов.

Здесь же в мезозойскую эпоху происходят расколы в консолидированном фундаменте, которые трассируются дайками лампрофир-долеритового состава и телами щелочных гранитов, а также подновлением зон главных структурных швов. В результате происходило наложение более поздних процессов редкометалльно-редкоземельного оруденения и урановой минерализации на ранее сформированные объекты оруденения. Баянкольская зона и размещение массивов сангиленского комплекса отражаются в материалах дистанционной основы тектоническими нарушениями и элементами морфоструктур центрального типа, в меньшей мере – в региональных геофизических материалах (гравитационные и гамма-поля). В пределах МЗ выделены: Улугтанзекско-Баянкольский ниобий-тантал-литий-нефелинорудный узел (6.0.1), Сольбельдерский прогнозируемый литиеворудный узел (6.0.2), Кундусский прогнозируемый редкоземельно-ниобий-танталовый рудный узел (6.0.3), Тастыгская литиевая рудоносная зона (6.1).

Месторождения и проявления Тастыгской зоны (6.1) и Сольбельдерского прогнозируемого узла (6.0.2) являются представителями формации литиевых (сподуменовых) пегматитов. Рудоносная зона расположена по южной (пограничной) периферии Центрально-Сангиленской МЗ и охватывает наложенные структуры активизации Баянкольской зоны рифтогенеза и Качикский грабен. Тастыгская зона вытянута в субширотном направлении (вдоль Государственной границы) согласно структурно-тектоническому плану венд-раннекембрийских отложений и прорывающих их ордовик-раннедевонских интрузивных образований различных комплексов. Сподуменовые пегматиты относятся к кыстарысскому комплексу ордовикского возраста. Рудоносная зона включает в себя месторождение и более 20 проявлений, которые объединены в два рудных узла – Тастыгский (6.1.2) и прогнозируемый Качик-Сутлугский (6.1.1). Определяющим фактором для Тастыгского РУ является наличие крупного одноименного месторождения, характеризующегося значительными запасами и уникальным качеством руд. Вокруг месторождения известен ряд проявлений с аналогичным геологическим строением.

Сольбельдырский прогнозируемый узел (6.0.2) находится в центральной части западной периферии Баянкольской зоны и приурочен к региональному тектоническому нарушению северо-северо-восточного направления. Он охватывает поля сподуменовых пегматитов среди венд-раннекембрийских отложений и прорывающих их гранитоидов арголикского комплекса. Здесь известно два перспективных проявления.

Улугтанзекско-Баянкольский редкометалльно-редкоземельно-нефелинорудный узел (6.0.1) охватывает ареал массивов сангиленского комплекса, приуроченный к северо-западному флангу Баянкольской зоны, которые залегают, как правило, среди карбонатных пород рифейско-вендско-нижнекембрийского возраста. Преобладающая часть массивов в пределах узла сложена породами салического типа – нефелиновыми сиенитами (фойяитами), ювитами, полевошпатовыми уртитамы, реже встречаются сиениты, малиниты и ийолиты, реже – породами мафического

ряда. Массивы нередко имеют зональное строение, при этом по периферии развиты меланократовые, а в центре — лейкократовые разности. Большинство же массивов узла монопородны и сложены нефелиновыми сиенитами.

Петрографические, химические и структурные особенности определяют высокие перспективы узла на нефелиновое сырье. Здесь известно разведанное Баянкольское месторождение. Сведения по остальным массивам, приведенные в гл. «Полезные ископаемые», неравнозначны. Они позволяют на основе прогнозно-поисковых критериев довольно уверенно ранжировать массивы по степени перспективности. Массив с нефелиновыми рудами, не требующими предварительного обогащения, по качеству близкими к рудам месторождения (содержание глинозема 25 % и более, кремнезема до 45 %) — Дахунурский (центральная часть). Массивы нефелиновых руд, требующих предварительного обогащения (содержание глинозема 22–25 %): Дахунурский (краевые части), Академический, Тоскульский, Харлинский (Тарбогатайский), Верхне-Ызыройский. Прочие малоперспективные массивы расположены преимущественно за пределами рудного узла.

На северо-западном фланге как минерагенической зоны, так и Улугтанзекско-Баянкольского узла расположены небольшие, площадью до 3 км², массивы мезозойских щелочных гранитоидов улугтанзекского комплекса, обогащенных редкометалльно-редкоземельными минералами. В тектоническом плане это — окончание Баянкольской зоны активизации на границе двух складчатых систем — Верхне-Енисейской и Восточно-Тувинской, проходящей по Агардагскому глубинному разлому. Здесь известно крупное Улугтанзекское редкометалльно-редкоземельное месторождение тантал-ниобиевой формации в щелочных метасоматитах (апогранитоидных редкометалльных щелочных квальмитов), локализованное в пределах одноименного массива щелочных гранитоидов. Утвердилось мнение о метасоматическом происхождении оруденения, связанного с формированием щелочных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов (квальмитов) по щелочным гранитоидам улугтанзекского комплекса. Размещение массивов комплекса контролируется зонами главных и региональных разрывных нарушений. Особенности рудопродуктивных образований является трещинный характер внедрения, небольшие размеры интрузивных тел (1,5–3 км²) и малоглубинные условия их становления. Возрастные рамки формирования оруденения ограничены временем становления улугтанзекского комплекса, т. е. поздним(?) мезозоем.

Кундусский прогнозируемый редкоземельно-ниобий-танталовый рудный узел (6.0.3) с оруденением тантал-ниобиевой формации в щелочных метасоматитах расположен на восточном фланге минерагенической зоны. Основным его объектом является одноименное проявление. Ресурсный потенциал узла определяется ресурсами проявления и по масштабам соответствует среднему месторождению (см. гл. «Полезные ископаемые»).

Нарын-Эмийский внезональный ЗРРР (0.1.Au/С₂, Q) охватывает восточную часть Тувино-Монгольской байкало-салаирской складчатой системы, которая была затронута более поздней салаиро-каледонской складчатостью. Район протягивается в субширотном направлении на 150 км с ло-

кализацией россыпей и проявления рудного золота на западном и восточном флангах. В центральной же части района, перекрытой терригенно-карбонатным чехлом, выявлены только небольшие россыпи.

Нарынский ЗРРУ (0.1.1) расположен на западном фланге района и выделяется крупной отработанной россыпью и немногочисленными проявлениями золото-сульфидно-кварцевой (золото-кварцевой) формации. Проявления приурочены к милонитизированным, гидротермально измененным породам позднего рифея—раннего кембрия с прослоями сульфидсодержащих разностей с тонким кварцевым прожилкованием и кварцевыми жилами.

Эмийский ЗРРУ (0.1.2.) расположен на восточном фланге Нарын-Эмийского района. Значительную часть площади узла занимают гранитоиды таннуольского комплекса, прорывающие терригенные отложения позднего рифея с мелкими телами серпентинитов. Оруденение представлено единичными проявлениями и пунктами минерализации золото-кварц-сульфидной и золото-кварцевой формаций в эндо- и экзоконтактовых зонах гранитоидных массивов таннуольского комплекса. При отработке россыпного золота в галечных отвалах отмечались обломки скарнов и скарнированных пород с вкрапленностью сульфидов, а в шлихах — медистое золото, осмистый иридий и хромит, что может указывать на связь золотого оруденения с гипербазитами. Благоприятная геологическая обстановка, наличие крупных россыпей и рудного золота в жильных зонах позволяют считать площадь узла перспективной на выявление значительных золоторудных объектов.

Внезональный Билин-Бильдыкский прогнозируемый нефритоносный рудный узел (0.0.1) выделен в пределах Восточно-Тувинского гипербазитового пояса. Нефрит установлен по находкам гальки нефритов в аллювии водотоков, в делювии — в глыбах и в коренных выходах Билинского ультраосновного массива.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Площадь листа неоднородна по степени хозяйственной освоенности. Территория Республики Тыва в пределах листа малоосвоенная и находится вне зон влияния энергосистем. Имеются единичные населенные пункты, связанные редкими грунтовыми дорогами. Условия проведения геологоразведочных работ и эксплуатации месторождений средне- и малоблагоприятны. В настоящее время здесь ведутся геологоразведочные работы с попутной добычей золота, рудного на месторождении Гордеевское (Карабельдырское рудное поле) и россыпного в пределах бассейна р. Эми. Территория республики Бурятия в пределах листа на значительной части имеет более развитую инфраструктуру и относится к среднеосвоенной по степени хозяйственной деятельности. К малоосвоенным относятся высокогорные и приграничные районы. Населенные пункты, а также Самартинский ГОК по добыче рудного золота, находящийся в 10 км от северной рамки листа, связаны линиями электропередач, шоссейными и улучшенными грунтовыми дорогами. По условиям проведения геологоразведочных работ и эксплуатации месторождений территория, несмотря на существующую инфраструктуру, относится к средне- и малоблагоприятной в связи с нахождением в юго-восточной части Тункинского наци-

онального парка. В настоящее время здесь ведутся поисковые и разведочные работы на редких небольших объектах рудного и россыпного золота.

Ниже рассмотрим основные существующие перспективы развития минерально-сырьевой базы по видам полезных ископаемых, известных и прогнозируемых на исследуемой территории.

Черные металлы (железо, хром, ванадий). Представлены они разрозненными, немногочисленными проявлениями и пунктами минерализации. Перспективы площади на черные металлы отсутствуют.

Цветные металлы (медь, свинец, цинк, никель). На известных проявлениях содержания полезных компонентов иногда достигают промышленных значений, но из-за ограниченных масштабов оруденения практического значения не имеют. Перспективы площади на данные металлы отсутствуют.

Молибден. В пределах листа наиболее значимые проявления и пункты минерализации молибдена группируются в два прогнозируемых рудных узла – Тербенский ниобий-тантал-молибденовый (5.1.1) и редкоземельный Чавачский (5.1.2). В южной половине Тербенского узла известны два проявления молибдена – Тербенское (I-2-1) и Джолусское (I-2-5). Прогнозный потенциал узла, исходя из геологической обстановки, широкого распространения геохимических ореолов молибдена и наличия промышленно значимого оруденения на выявленных проявлениях, оценивается в пределах 50 тыс. т по категории P_3 неутвержденных авторских ресурсов [341]. Проявления Чавачского узла приурочены к интрузиям щелочно-сиенитового сангиленского комплекса. Прогнозные ресурсы узла из-за слабой изученности не оцениваются.

Вольфрам. Заслуживает внимания проявление, ряд пунктов минерализации вольфрама, широкое распространение аномальных шлиховых потоков и потоков рассеяния, локализованных в Верхне-Билинском прогнозируемом вольфраморудном узле (5.2.1). Выявление в пределах узла малого–среднего месторождения весьма вероятно, но слабая изученность и фрагментарное положение узла на листе позволяют оценить его прогнозные ресурсы (авторские неутвержденные) по категории P_3 только в 20 тыс. т [341].

Алюминий (нефелиновые руды). На площади известен Улугтанзекско-Баянкольский редкометалльно-редкоземельно-нефелинорудный узел (6.0.1) с разведанным Баянкольским месторождением, где промышленные запасы нефелиновых руд составляют около 400 млн т, а запасы и ресурсы только вмещающего месторождение одноименного массива оцениваются в 754 млн т [341]. Прогнозные ресурсы нефелиновых руд узла по категории P_3 определялись методом аналогий по формуле:

$$M = K \times m \times S,$$

где K – поправочный коэффициент подобия (0,5); m – удельная рудоносность эталонного Баянкольского массива (60,32 млн т/км²); S – общая площадь рудоносных массивов узла (51,4 км²).

Прогнозные ресурсы составили 1550 млн т. Эти данные корреспондируются с имеющимися авторскими неутвержденными ресурсами (метод прямого расчета) по приведенным массивам: категорий P_2 – 995 млн т и P_3 – 572 млн т [341], что в сумме составляет 1567 млн т. Приведенные расчеты и сведения по массивам (см. гл. «Полезные ископаемые») позволяют принять к сведению авторскую оценку прогнозных ресурсов нефелинового сырья узла по категории P_1 – 406 млн т [341], а числа категорий P_2 – 995 млн т и P_3 – 572 млн т принять к утверждению.

Литий. Месторождения и проявления Тастыгской литиевой рудоносной зоны (6.1) и Сольбельдерского прогнозируемого узла (6.0.2) являются представителями формации литиевых (сподуменовых) пегматитов. Рудоносная зона включает в себя одноименное месторождение и более 20 проявлений, которые объединены в два рудных узла – Тастыгский (6.1.2) и прогнозируемый Качик-Сутлугский (6.1.1). В пределах Тастыгского РУ находится одноименное крупное месторождение со значительными запасами и уникальным качеством руд. Вокруг месторождения известен ряд проявлений с аналогичным геологическим строением и качеством руд. Севернее выявлены два перспективных проявления, объединяемые в Сольбельдерский прогнозируемый узел. Состояние прогнозных ресурсов оксида лития, по данным МПР Республики Тыва на 1.01.1998 г., приведено в табл. 33.

Общий прогнозный потенциал Сольбельдырского прогнозируемого рудного узла, составляющий 497 тыс. т, определялся методом аналогий по формуле:

$$M = K \times m \times S,$$

Таблица 33

**Состояние прогнозных ресурсов оксида лития
Центрально-Сангиленской МЗ [289]**

Индекс на картах	Рудоносная зона, рудный узел	Ресурсы, тыс. т		
		P_1	P_2	P_3
6.1	Тастыгская рудоносная зона	176	210	72
6.1.2	Тастыгский (Хусуингольский) рудный узел	176	210	8
IV-2-5	Тастыгское месторождение	176	175	–
	Прочие проявления узла	–	35	8
6.1.1	Качик-Сутлугский прогнозируемый рудный узел	–	–	47
	Прочие проявления зоны	–	–	17
6.0.2	Сольбельдырский прогнозируемый рудный узел	100	150	250*

*Согласно приведенному расчету.

где K — поправочный коэффициент подобия (0,9); m — удельная рудоносность эталонного Тастыгского рудного узла (3784 т/км²); S — площадь узла (146 км²).

Учитывая имеющиеся учтенные прогнозные ресурсы по категориям P_1 — 100 тыс. т и P_2 — 150 тыс. т, ресурсы узла по категории P_3 в количестве 250 тыс. т предлагаются к утверждению.

Тантал, ниобий, редкие земли. В пределах редкометалльно-редкоземельно-нефелинорудного узла (6.0.1) известно крупное Улугтанзекское редкометалльно-редкоземельное месторождение тантал-ниобиевой формации в щелочных метасоматитах (апогранитоидных редкометалльных щелочных кварцитов), локализованное в пределах одноименного массива щелочных гранитоидов. Металлогенический потенциал рудного узла на редкометалльно-редкоземельное оруденение определяется запасами месторождения, которое по набору полезных компонентов (более 10), их содержанию и запасам представляется уникальным объектом (см. гл. «Полезные ископаемые»).

Основным объектом Кундусского прогнозируемого редкоземельно-ниобий-танталового рудного узла (6.0.3) является одноименное проявление. Ресурсный потенциал (категории $P_1 + P_2$) узла определяется неутвержденными ресурсами проявления [341], которое по количеству пятиокси ниобия (106 тыс. т), пятиокси тантала (8 тыс. т), суммы редких земель (260 тыс. т) соответствует среднему месторождению (см. гл. «Полезные ископаемые»).

Золото. Месторождения и проявления рудного и россыпного золота повсеместно распространены на площади листа. Золото является определяющим полезным ископаемым в большинстве минерагенических подразделений.

Одним из наиболее значимых на золото является Тапса-Каахемский ЗРРР (4.3) Таннуольско-Улугойской (Восточно-Тувинской) МЗ, где утверждены прогнозные ресурсы рудного золота по категории P_3 в количестве 100 т [330], а сумма учтенных запасов и прогнозных ресурсов россыпного золота составляет более 3,5 т (табл. 34*). В его пределах (Карабельдырский ЗРРУ) известно Гордеевское месторождение с утвержденными прогнозными ресурсами категории P_1 20 т [330], а также проявление, многочисленные пункты минерализации и вторичные ореолы рассеяния золота, которые объединены в единое Карабельдырское рудное поле. Утвержденные ресурсы поля составляют по категории P_2 20 т [330]. Потенциал Карабельдырского ЗРРУ (4.3.2) оценивается в 50 т неутвержденных прогнозных ресурсов категории P_3 [197]. Кагжерба-Кундусский ЗРРУ (4.3.1) этого же района характеризуется наряду с россыпным золотом наличием двух проявлений золото-сульфидно-кварцевой формации, где прогнозируется малое месторождение с ресурсами категории P_3 около 5 т [341] и с неутвержденными прогнозными ресурсами узла в целом по категории P_3 50 т [197].

* Здесь и далее — апробированы (утверждены) НИИ Роснедра, учтены МПР республик Тыва и Бурятия.

**Запасы, ресурсы россыпного золота по золоторудно-россыпным районам
Восточно-Тувинской (Верхне-Енисейской) субпровинции**

Номер на карте	Наименование района, узла	Добыто	Запасы	P ₁	P ₂	P ₃
4.1	Харальский ЗРРР	5000–8000	89	672	1665	4200
4.2	Тапса-Каахемский ЗРРР	450	42	290	665	2544
4.2.1	Кагжерба-Кундусский ЗРРУ	110	42	–	–	1644
4.2.2	Карабельдырский ЗРРУ	340	–	290	665	900
0.1	Нарын-Эмийский ЗРРР	–	1166	1047	992	3512
0.1.1	Нарынский ЗРРУ	>1700	102	–	–	2046
0.1.2	Эмийский ЗРРУ	>5000	1064	1047	992	1466

Харальский ЗРРР (4.1) Таннуольско-Улугойской (Восточно-Тувинской) МЗ является наиболее продуктивным на россыпное золото. Здесь известно несколько крупных россыпей, где было добыто более 5 т металла. Коренное золото как района, так и Харальского (Мозголевского) ЗРРУ (4.1.1) представлено проявлениями золото-сульфидно-кварцевой и предположительно золото-сульфидной (черносланцевой) формациями, являющимися основными для россыпеобразования. Россыпные месторождения и выявленные проявления группируются в рудно-россыпной узел площадью до 635 км² (в пределах листа). Неутвержденные авторские прогнозные ресурсы рудного золота узла оцениваются в 100 т по категории P₃ [197], с возможным выявлением в его пределах малых и средних месторождений золото-сульфидно-кварцевой, золото-сульфидной (черносланцевой) формаций. В настоящее время, по рекомендациям авторов записки, здесь проводятся прогнозно-поисковые работы. Сумма учтенных МПР Республики Тува запасов и прогнозных ресурсов россыпного золота составляет более 6,5 т (табл. 34).

Нарын-Эмийский внезональный ЗРРР (0.1), где известны крупные россыпи (добыто более 5 т золота) и немногочисленные проявления золото-сульфидно-кварцевой (золото-кварцевой) формации, является наименее изученным на коренные источники золота. Западная его часть представлена Нарыньским ЗРРУ (0.1.1) с неутвержденными авторскими прогнозными ресурсами в 20 т рудного золота по категории P₃ [197], является малоперспективной на выявление значительных объектов коренного золота. По узлу россыпное золото (запасы + ресурсы) учтено МПР Республики Тыва в количестве более 2 т (табл. 34).

Эмийский ЗРРУ (0.1.2), расположенный на восточном фланге района с благоприятной геологической обстановкой, наличием крупных россыпей и рудного золота в жильных зонах, является перспективным на выявление значительных объектов золото-сульфидно-кварцевой и золото-квар-

цевой формаций с ресурсами по категории P_3 на уровне известных в районе месторождений (Тырдан и Карабельдыр) в 100 т [197]. Сумма запасов и прогнозных ресурсов россыпного золота, по данным МПР Республики Тыва, составляет более 4,5 т (табл. 34).

В пределах листа большинство золоторудных минерагенических подразделений Верхнеокинской (Окинской) МЗ представлено своими южными фрагментами.

Перспективность Тисса-Сархойского ПЗРР (2.1) определяется наличием проявлений и пунктов минерализации золото-сульфидно-кварцевой формации, которые группируются в Дибинский (2.1.1) и Хухугольский (2.1.2) ПЗРУ. Прогнозный потенциал (авторский неутвержденный) Дибинского узла в пределах листа составляет 25 т категории P_3 [315], а Хухугольского – в связи с его недостаточной изученностью не оценивался.

В южной половине Гарганского кварценозно-золоторудного района (2.2) известны проявления и пункты минерализации золота, объединяемые в Хойто-Гарганскую (2.2.1) и Урда-Гарганскую (2.2.2) ПЗРЗ. В пределах Хойто-Гарганской зоны известно Ильчирское проявление, расположенное в шовной зоне Гарганской глыбы (Ильчирский глубинный разлом). Здесь, в породах ильчирской свиты позднерифейского возраста, выделены субсогласные зоны расланцевания и милонитизации с кварцевыми жилами при средних содержаниях золота в отдельных телах до 7,6 г/т.

Прогнозные ресурсы золота зоны по категории P_3 , по нашим данным, составляют 60 т, исходя из следующего расчета:

$$M = K \times m \times S,$$

где K – поправочный коэффициент подобия (0,5); m – удельная рудоносность эталонного Холбинского золоторудного узла (0,42 т/км²); S – площадь Хойто-Гарганской прогнозируемой золоторудной зоны (285 км²).

Урда-Гарганская ПЗРЗ (2.2.2) в пределах листа представлена своей юго-восточной половиной, где выявление практически значимых объектов золоторудения малоперспективно.

Наиболее перспективным представляется Ильчирский асбестоносно-золоторудный район (2.3), характеризующийся наличием объектов золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной формаций, которые локализованы в два ПЗРУ – Уртагольский (2.3.1) и Хонголдайский (2.3.2).

В пределах Уртагольского ПЗРУ выявлены проявления золото-сульфидно-кварцевой, возможно золото-сульфидной формации с авторскими неутвержденными прогнозными ресурсами категории P_3 – около 50 т [312].

Хонголдайский ПЗРУ характеризуется наличием ареалов березитов, лиственитов, кварцевых пород, углеродистых метасоматитов, кварцевых жил и штокверков, сопровождаемых контрастными геохимическими аномалиями, шлиховыми потоками золота. Сравнительная характеристика прогнозно-поисковых моделей месторождения Сухой Лог и проявлений узла позволяет прогнозировать здесь месторождение суходожского типа. По данным прогнозно-поисковых работ, перспективы узла связаны с тремя проявлениями (I-6-5, 6, 13) с прогнозными ресурсами категории P_2 , принятыми НТС «Бурятнедра», в количестве 1 т и авторскими неутвержденными категории P_3 – в количестве 130 т [315].

Перспективные проявления Ондольгойское и Ссылное (I-5-16, 15) с рядом пунктов минерализации и геохимических аномалий золота объединяются в Ондольгойскую прогнозируемую золоторудную зону (2.0.1). Имеются прогнозно-поисковые модели и авторские неутвержденные прогнозные ресурсы категории P_3 в количестве 50 т [305, 315].

Уран, торий. На представляемой площади широко распространена минерализация радиоактивных элементов в качестве сопутствующей на месторождениях и проявлениях тантала, ниобия и редких земель. На месторождении Улуг-Танзек (III-1-2) утверждены запасы окиси-закиси урана в количестве 104 тыс. т и двуокиси тория 347 тыс. т [301]. Перспективность собственно уран-ториевых проявлений и пунктов минерализации невысокая.

Кальцит оптический. В пределах структур Сангилен среди карбонатных пород распространены шпатоносные проявления, но большинство из них не имеет практического значения из-за небольших размеров, невысокого качества сырья или отсутствия оптических разностей. Они могут являться объектами коллекционно-минералогического сырья.

Кварц оптический. Гарганская кварценозная зона (2.2.3) Верхне-Окинской МЗ охватывает площадь с месторождениями и проявлениями гранулированного кварца. На территории листа зона представлена своим юго-западным окончанием. Прогнозные ресурсы в целом по зоне утверждены по категориям в количестве: P_2 – 0,7 млн т и P_3 – 0,21 млн т [330]. Авторские неутвержденные ресурсы фрагмента зоны в пределах листа составляют 1,3 млн т особо чистого кварца (ОЧК) по категории P_3 [347].

Апатит. Основные объекты апатитовой минерализации размещены исключительно в пределах Хамардабанской МЗ. Здесь известен ряд проявлений и пунктов минерализации апатита, объединяемых в Обрубскую прогнозируемую апатитоносную рудную зону (1.0.1). Проявления, в силу ограниченных масштабов оруденения и низких содержаний P_2O_5 , промышленного значения не имеют.

Фосфорит. В пределах Окинской субпровинции выделяется Окино-Китойский боксит-фосфоритоносный район, представляющий собой северное продолжение Хубсугульского фосфоритоносного бассейна [61, 235]. На территории листа известно Уха-Гольское месторождение фосфоритов (I-5-23). Суммарные запасы фосфоритов категории C_2 по месторождению составили 361 млн т руды при среднем содержании P_2O_5 16,08 %. Прогнозные ресурсы категории P_1 оцениваются в 191 млн т руды содержанием P_2O_5 15,07 % [303]. Два проявления – Боксонское (мульда Хоре) (I-5-2) и Пологое (I-5-14) – являются частью собственно Боксонского потенциального месторождения с прогнозными ресурсами категорий $P_1 + P_2$ 1940 млн т руды или 139 млн т P_2O_5 [266, 264]. Проявления, как другие (за северной рамкой листа) участки, составляющие Боксонское месторождение, по причине низкого качества и трудной обогатимости руд в настоящее время можно отнести только к потенциальным (прогнозируемым) объектам, несмотря на его значительный прогнозный потенциал.

Глины керамические. Проявление Чунайское (II-2-11) с прогнозными ресурсами в количестве 500 тыс. т по категории P_2 , учтенных «Тувагеолкомом», в настоящее время не представляет практического значения.

Мусковит. На известных проявлениях промышленных концентраций мусковита не выявлено, и поэтому они могут представлять только коллекционно-минералогический интерес.

Графит. Буту-Гольское проявление графита (I-5-29) расположено в пределах Верхне-Окинской МЗ. Прогнозные неутвержденные ресурсы категории P_2 составляют 45 млн т руды или 1,67 млн т графита. На проявлении прогнозируется малое месторождение [306].

Нефрит. Нефритоносность установлена в пределах Восточно-Тувинского гипербазитового пояса, где нефрит отмечен в глыбах и в коренных выходах (I-3-16). Прогнозные ресурсы проявления по категории P_1 в количестве 9942 кг учтены МПР Республики Тыва. Выделен Билин-Бильдыкский прогнозируемый нефритоносный рудный узел (потенциальное рудное поле) с утвержденными прогнозными ресурсами категории P_3 687 т [330].

Драгоценные и поделочные камни (рубин, амазонит, канкринит, корунд, сподумен, турмалин). В своем большинстве они имеют недостаточное качество и незначительные масштабы развития и могут представлять интерес только в качестве коллекционного материала.

Строительные материалы. Разнообразнейшие строительные материалы, имеющиеся на описываемой площади, в связи со слабой экономической освоенностью района в настоящее время не используются, за редким исключением в восточной части листа. Несмотря на неограниченные перспективы некоторых строительных материалов, они практически не изучены. Например, глины, пригодные для производства кирпича, широко представлены в неогеновых, палеоген-неогеновых отложениях кайнозойских впадин. Ресурсы их не подсчитывались, но, учитывая мощности неоген-палеогеновых отложений (до 800 м), они могут составлять миллионы кубических метров.

Пресные и минеральные воды, лечебные грязи. Площадь обладает значительными объемами пресных вод, в том числе подземных. Возможно увеличение ресурсов минеральных вод и лечебных грязей в районах как действующих курортов, так и известных, но слабоизученных минеральных источников.

На основе ресурсного потенциала с учетом степени благоприятности производственной инфраструктуры в пределах листа выделен ряд минералогических подразделений в ранге установленных и прогнозируемых рудных узлов различной продуктивности. Площади высокопродуктивных золоторудных узлов рекомендуются под постановку прогнозно-поисковых или поисковых работ. К ним относятся в Восточно-Тувинской субпровинции: Харальский ЗРРУ с металлогеническим потенциалом 100 т рудного и 7 т россыпного золота, Эмийский ЗРРУ с металлогеническим потенциа-

лом 100 т рудного и 4,5 т россыпного золота. В Окинской субпровинции рекомендуются две сближенные площади Хонголдойского и Уртагольского ПЗРУ, с включением в последний южного фланга Хойто-Гарганской ПЗРЗ (проявление Ильчир). Металлогенический потенциал каждой площади оценивается в 130 т и 100 т рудного золота соответственно. В Восточно-Тувинской субпровинции рекомендуются под постановку прогнозно-поисковых работ площади Улугтанзекско-Баянкольского редкометалльно-редкоземельно-нефелинорудного и Сольбельдерского прогнозируемого литиеворудного узлов.

Для постановки среднemasштабных геологосъемочных работ (ГДП-200) в Восточно-Тувинской субпровинции рекомендуются два листа — М-47-І, XIII (XIX). Площадь первого охватывает территорию сочленения трех складчатых структур со сложной геолого-структурной позицией: Харальского выступа докембрия, Каахемского рифтогенного прогиба и Восточно-Таннуольского антиклинория. В пределах территории листа М-47-І находятся два высокоресурсных ЗРРУ: Харальский (Мозголевский) и Кагжирба-Кундусский. Территория листа М-47-XIII (XIX) охватывает разновозрастные структуры: байкало-салаирский Сангиленский выступ, салаиро-каледонские складчатые системы Сангилена и наложенную на них Баянкольскую зону активизации. Это определило уникальный металлогенический потенциал площади листа, охватывающий запасы и ресурсы высокопродуктивного Улугтанзекско-Баянкольского редкометалльно-редкоземельно-нефелинорудного, Сольбельдерского и Качик-Сугтлугского прогнозируемых литиеворудных и Нарынского золоторудно-россыпного узлов. Осуществление ГДП-200 позволит изучить рудоносность, возраст, геохимические и петрографические особенности комплексов и свит, уточнить тектоническое строение территории и как следствие — более рационально скорректировать проведение дальнейших прогнозно-поисковых работ.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Республика Тыва. На площади листа региональных работ по изучению гидрогеологических и инженерно-геологических условий не проводилось. В 1966 г. «Геоминводами» проведена оценка запасов минеральных вод на Уш-Бельдирском месторождении, в 1987–1988 гг. Тувинской ГРЭ выполнена предварительная разведка Нижне-Чавачского месторождения пресных подземных вод. Ряд тематических работ на Уш-Бельдирском месторождении выполнен для курорта Уш-Бельдир. Изучение гидрогеологических условий на локальном участке проводилось при разведке Улуг-Танзекского месторождения редких металлов. При характеристике гидрогеологических условий листа использованы материалы по описанию минеральных источников в восточной части Тывы и паспорта водозаборных скважин, пробуренных ОАО «Тувабурвод» в районе с. Кунгуртук.

Республика Бурятия. Территория листа практически не изучена в гидрогеологическом отношении. Отрывочные данные были получены при разведке месторождений полезных ископаемых – Боксонского, Ботогольского, Зун-Холбинского, а также при бурении водозаборных скважин в населенных пунктах.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Республика Тыва. Вся площадь западной части листа, согласно «Карте гидрогеологического районирования Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000», является составной частью гидрогеологического региона – Енисей-Саяно-Алтайской сложной гидрогеологической складчатой области (СГСО) (крупной провинции или гидрогеологического таксона I порядка) и занимает юго-восточную часть Алтае-Саянского гидрогеологического массива (ГМ) (II порядок – подпровинция). Следующей таксономической единицей (III порядок) является район. На территории тувинской части листа выделен I район – Восточно-Тувинская гидрогеологическая складчатая область (ГСО), который занимает всю территорию западной

части листа и включает в себя подрайоны (IV порядок): Восточно-Таннуольский и Сангиленский гидрогеологические бассейны поверхностного стока (ГБПС).

Большая часть территории входит в зону сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП), которые изучены плохо. Криолитозона имеет сплошное распространение на высоких хребтах, плоскогорьях и водоразделах. Сплошность уменьшается в направлении на запад и север-северо-восток. Максимальные мощности 400–600 м относятся к наиболее высоким частям территории.

Наибольшим распространением на площади листа пользуются гидрогеологические структуры с корово-жильным и корово-блоково-жильным типом гидрогеологических тел, а в небольших межгорных впадинах — блоково-пластовым и пластово-блоковым типом гидрогеологических тел.

Отсутствие региональных водоупоров (за исключением криогенного местами), наличие большого количества глубинных, региональных и более мелких разломов способствуют образованию единой водонапорной системы. На территории листа выделен I гидрогеологический этаж. Подземные воды рассматриваемой территории практически не изучены, на отдельных локальных участках верхняя часть разреза опробована только до глубины 150 м, на участке Улуг-Танзекского месторождения — до глубины 447 м.

В пределах листа выделено 10 гидрогеологических подразделений, площади распространения которых показаны на рис. 4. Ниже приводится краткая характеристика этих подразделений по результатам разведочных и тематических гидрогеологических работ, проведенных на территории листа с 1966 по 2000 г.

Водоносный комплекс рыхлых четвертичных отложений распространен ограниченно и занимает отдельные небольшие, обычно вытянутые участки, приуроченные к долинам рек, а также центральным частям мелких котловин. Подземные воды здесь связаны с различными по литологии и генезису образованиями: аллювиальными, озерно-аллювиальными, озерно-болотными, пролювиальными, делювиальными, ледниковыми, флювиогляциальными и озерными отложениями. Детальное изучение проводилось на участке Нижне-Чавачского (23*) месторождения пресных подземных вод. Воды поровые безнапорные, залегающие на глубинах от 5,8 до 25,2 м, могут иметь местные напоры за счет перекрытия водовмещающих пород глинистыми отложениями. Мощность отложений до 110 м (по данным геофизики), вскрытая мощность водоносного комплекса до 70 м, тип фильтрации поровый. Удельные дебиты скважин 0,3–15,0 л/с. Повышенной водообильностью отличаются аллювиальные отложения. Повсеместно по долинам рек в летнее время наблюдаются выходы грунтовых вод с глубины от 0,5 м с дебитами 0,5–15,0 л/с, нижним водоупором для них часто является верхняя граница мерзлоты либо коренные скальные породы.

Зимой сезонный слой промерзает и происходит субкавальная разгрузка грунтовых вод в реки через подрусловые талики. Коэффициенты фильтрации 6,9–160 м/сут, в основном 30–50 м/сут. Слабо водообильны, места-

* Здесь и далее: номер соответствует номеру на карте полезных ископаемых.

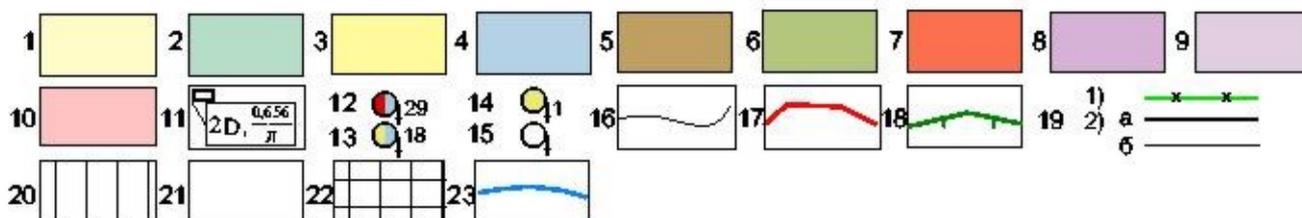
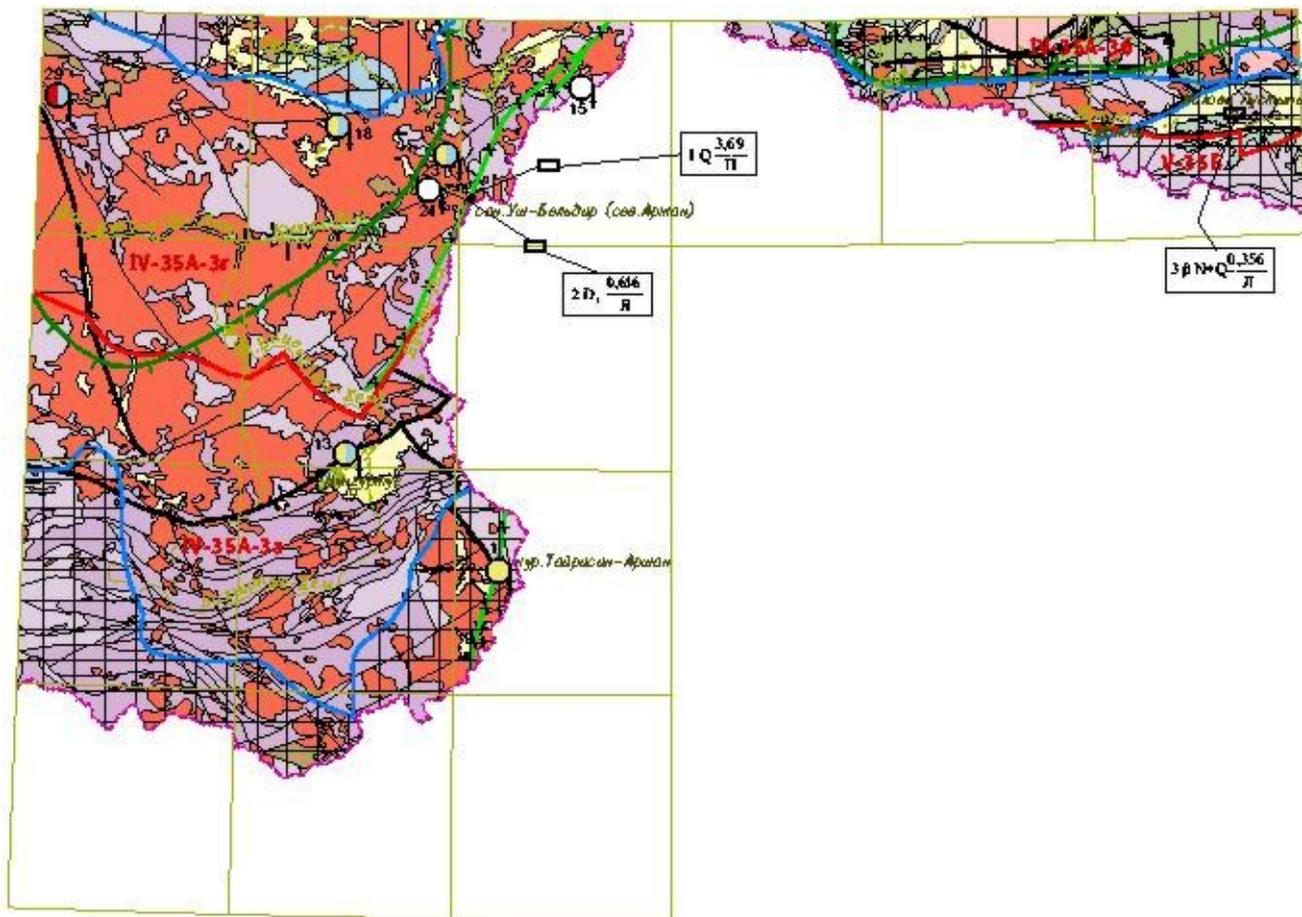


Рис. 4. Гидрогеологическая схема листа М-47 масштаба 1 : 2 500 000.

Гидрогеологические подразделения: 1–10 – распространенные по площади и залегающие первыми от поверхности: 1 – водоносный комплекс рыхлых четвертичных отложений: аллювиальные, озерно-аллювиальные, озерно-болотные, пролювиальные, делювиальные, озерные, ледниковые, флювиогляциальные: валуны, глыбы, галечники, пески, супеси, суглинки, глинистые породы; 2 – водоносный неоген-четвертичный комплекс эффузивных отложений: базальты; 3 – относительно водоупорный неогеновый горизонт: пески, глины, суглинки, валунно-галечные отложения; 4 – водоносный юрский комплекс: песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты, углистые аргиллиты; 5 – водоносная раннедевонская зона трещиноватости: риолиты, дациты, туфы, туфопесчаники; 6 – водоносная ордовикская? зона трещиноватости: метапесчаники, метаалевролиты, доломиты, сланцы; 7 – водоносная палеозойская зона трещиноватости plutonic пород различного состава и возраста: граниты, гранодиориты, диориты, габбродиориты, габбро, тоналиты, пегматиты, сиениты; 8 – водоносная венд-раннекембрийская зона трещиноватости: песчаники, конгломераты, алевролиты, сланцы, метапесчаники, метаалевролиты, метабазальты, туфы, метатуфы, кварциты, известняки, доломиты; 9 – водоносная раннепротерозойская–рифейская зона трещиноватости: сланцы, гнейсы, известняки, мраморы, кварциты, андезиты, базальты, риолиты, туфы; 10 – водоносная архейская зона трещиноватости метаморфических и интрузивных пород различного состава и возраста: гнейсы, гнейсограниты, кристаллические сланцы, мигматиты, граниты.

Прочие обозначения: 11 – месторождение подземных вод с утвержденными в ГКЗ или ТКЗ эксплуатационными запасами подземных вод, слева у дроби – порядковый номер и индекс геологического возраста водоносного подразделения; в числителе дроби – запасы промышленных категорий ($10^3 \text{ м}^3/\text{сут}$), в знаменателе – индекс типа воды по ее использованию (П – питьевая, Л – лечебная): 1 – Нижне-Чавачское, 2 – Уш-Бельдирское, 3 – Нилова Пустынь; 12–15 – источники подземных вод и их номера соответствуют номерам карты ПИ (цвет обозначает химический состав воды): 12 – хлоридно-гидрокарбонатный, 13 – сульфатно-гидрокарбонатный, 14 – сульфатный, 15 – без разделения по составу; 16 – граница распространения гидрогеологических подразделений, залегающих первыми от поверхности; 17 – границы гидрогеологических структур II, III, IV порядков и их номера. II порядка: IV-35 – Алтае-Саянский ГМ (гидрогеологический массив), V-35 – Байкальский ГМ; III порядка: IV-35А – Восточно-Тувинская ГСО (гидрогеологическая складчатая область), V-35Б – Хамардабанская ГСО. Восточно-Тувинская ГСО включает структуры IV порядка: IV-35А-3а – Сангиленский ГБПС (гидрогеологический бассейн поверхностного стока), IV-35А-3б – Окинский ГБПС, IV-35А-3г – Восточно-Таннуольский ГБПС; 18 – предполагаемые границы преимущественно сплошного распространения многолетнемерзлых пород (штрих направлен в сторону мерзлых пород); 19 – тектонические нарушения: 1) – водоносные, 2) – с невыясненным гидрогеологическим значением: а) главные, б) прочие; 20–22 – модули эксплуатационных ресурсов подземных вод, площадные ($\text{л}/\text{с} \times \text{м}^2$), оцененные по родниковому стоку: 20 – 5–2, 21 – 2–1, 22 – 1–0,5; 23 – граница площадей с различными модулями прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод.

ми безводны пролювиальные и делювиальные отложения, дебиты источников составляют 0,3–0,5 л/с. На отдельных участках, где развита многолетняя мерзлота, к рыхлым четвертичным отложениям приурочена верховодка. Залегает она близко к земной поверхности, что способствует заболачиванию отдельных плоских понижений рельефа.

По химическому составу воды пресные с минерализацией 0,1–0,3 г/дм³, гидрокарбонатные магниево-кальциевые, натриево-кальциевые и смешанные по катионам, нейтральные до слабощелочных (рН 6,7–7,6), очень мягкие и мягкие с общей жесткостью 1,2–2,75 моль/дм³.

Водоносный неоген-четвертичный комплекс эффузивных отложений простирается узкими вытянутыми полосами вдоль русел рек Малый Енисей, Кызыл-Хем и Билин, покрывает днища долин. Данные о водообильности пород комплекса отсутствуют. Судя по характеру водовмещающих пород, сходных с эффузивами раннего–среднего девона, можно предполагать, что четвертичные базальты обводнены слабо.

Относительно водоупорный неогеновый горизонт распространен в основном в пределах Тере-Хольской впадины. Является местным водоупором из-за мощных глинистых и суглинистых слоев. Представлен песками, глинами, суглинками с прослоями и линзами валунно-галечных отложений с песчаным заполнителем. Мощность 35–200 м. К водоносным прослоям валунно-галечных отложений приурочена максимальная водообильность горизонта, минимальная – к глинистым отложениям. Воды поровые пластовые, могут иметь напор, связанный с глинами. Детально горизонт изучен в районе Кунгуртугской впадины. Здесь дебиты скважин – 3–5 л/с, удельные дебиты – 0,5–3 л/с, глубина залегания подземных безнапорных вод от 9 до 18 м. Коэффициенты фильтрации меняются от 2,2 до 13,3 м/сут. Воды пресные с минерализацией 0,23–0,29 г/дм³, умеренно жесткие (общая жесткость 3–3,9 моль/дм³), гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые, нейтральные до слабощелочных.

Водоносный юрский комплекс распространен локально в Серлигхемской впадине (северная часть листа). Подземные воды трещинно-пластового типа содержатся в песчаниках, конгломератах, гравелитах, алевролитах, углистых аргиллитах. Мощность отложений 80–1400 м. Дебиты источников 0,5–1,5 л/с. Глубина залегания кровли может составлять 2 м и более в зависимости от рельефа. Наибольшая водообильность – вблизи рек. Химический состав вод гидрокарбонатный натриево-кальциевый и натриево-магниевый в зоне активного водообмена с минерализацией до 3 г/дм³.

Водоносная раннедевонская зона трещиноватости имеет незначительное распространение на ограниченных площадях в северной (Восточно-Таннуольский ГБПС) и южной (Сангиленский ГБПС) частях листа. Подземные воды трещинного и трещинно-жильного типов не изучены. Дебиты родников от менее 0,5 до 1,0 л/с.

Водоносная венд-раннекембрийская зона трещиноватости распространена в основном в пределах Восточно-Тувинской ГСО. Сложнопостроенные, фашиально изменчивые структурно-вещественные комплексы создают существенную литолого-петрографическую неоднородность разреза зоны. Водовмещающие породы (песчаники, конгломераты, алевролиты, сланцы, мета-базальты, туфы, кварциты, известняки, доломиты) имеют высокую степень

литификации и характеризуются преимущественно трещинным и в меньшей мере карстовым типом проницаемости. На площади листа зона вскрыта скв. 1, расположенной в долине р. Чиргаланды. Вскрытая мощность — 30 м, глубина залегания подземных — вод 32 м, в зависимости от положения в рельефе она может меняться. Водообильность пород зоны, в связи с пестротой литологического состава, неравномерная. Удельный дебит описываемой скважины 0,14 л/с, коэффициент фильтрации 0,6 м/сут. Расходы родников колеблются от 0,05 до 5 л/с, преобладают 0,3–0,5 л/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые и магниевые с минерализацией 0,1–0,2 г/дм³ (по источникам) и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией 0,5 г/дм³ (по скважине).

Водоносная раннепротерозой-рифейская зона трещиноватости широко распространена в пределах Сангиленского ГБПС (южная часть листа) и на ограниченных площадях Восточно-Таннуольского ГБПС. Литологический состав водовмещающих пород разнообразен: сланцы, гнейсы, метапесчаники, известняки, мраморы, кварциты, андезиты, базальты, риолиты, дациты, туфы. Высокая степень метаморфизма пород обуславливает развитие трещинного типа их проницаемости. На открытых горных массивах отложения до глубины 200 м и более безводные. Зона экзогенной трещиноватости интенсивно рассечена разломами субширотного направления и прорвана разновозрастными интрузиями. Воды трещинные, трещинно-карстовые, трещинно-жильные.

В гольцовой зоне (абс. отм. 2000 м и выше) верхняя трещиноватая часть разреза находится в многолетнемерзлом состоянии. Вода здесь находится в виде льда, выполняющего трещины верхней части разреза (50–100 м), играя роль водоупора, препятствующего инфильтрации атмосферных осадков. Воды безнапорные, водообильность пород в целом незначительна, увеличивается в долинах рек. Дебиты родников колеблются от 0,1 до 10 л/с. Преобладают пресные воды с минерализацией 0,1–0,5 г/дм³ гидрокарбонатные кальциевые и магниево-кальциевые. По водоразделу р. Билин развиты процессы карстообразования.

К карбонатным породам раннего протерозоя приурочены (Салдамские) Тере-Хольские минеральные источники, расположенные на северо-восточной оконечности оз. Тере-Холь, в устье руч. Баяй у впадения его в р. Салдам (13), связанные с тектонической зоной северо-западного борта Тере-Хольской котловины. Ориентировочный расход источников 6–10 л/с, минерализация воды 0,37 г/дм³, по составу сульфатно-гидрокарбонатная натриевая, в ней содержится сероводород, аммоний, фтор, кремнекислота, температура воды 21 °С. Источники используются населением в лечебных целях.

Термальные (Тарыские) источники Тайрисин-Аршан или Южный Аржан (1) связаны с крупным разломом вдоль контакта карбонатных пород балыгтыгхемской свиты и таннуольского гранитного комплекса. Общий расход всех источников (в 1960 г. было 18, а в 1977 г. — 14 источников) 2,4 л/с. Воды имеют сульфатный натриевый состав, минерализацию 0,4–0,5 г/дм³, содержат сероводород, фтор, кремнекислоту, температура воды от 35 до 47 °С. Также используются населением в лечебных целях. С протерозойскими отложениями связан еще ряд минеральных источников — се-

роводородные Больше-Бильдыкские (15) и другие с дебитами 0,03 до 0,09 л/с. Специального их изучения не проводилось.

Водоносная палеозойская зона трещиноватости плутонических пород различных состава и возраста особенно широко развита на территории листа. Водовмещающими породами являются различные по составу интрузивные образования – от основных до кислых в возрастном диапазоне от протерозоя до девона, преимущественный возраст – палеозойский. Объединение столь разных образований в единую водоносную зону обусловлено единым для них трещинным типом проницаемости, развитым в зоне экзогенной трещиноватости и в зонах тектонических нарушений, а также близкими условиями питания, транзита и разгрузки. В зоне выветривания воды трещинные, в зонах разломов трещинно-жильные. Глубина залегания подземных вод, по имеющимся данным, 2,5–4 м в тальвегах логов, наибольшая на водоразделах, породы здесь сдренированы эрозионной сетью, глубина залегания достигает 280 м и более.

Водообильность интрузивных пород, как правило, небольшая, родники отмечаются по периферическим частям массивов, их дебиты в основном до 0,8–1,0 л/с. Удельные дебиты скважин от 0,08 до 0,5 л/с. Воды преимущественно безнапорные. По имеющимся данным, напор в отдельных скважинах (район Уш-Бельдира) обусловлен вскрытием выводящих разломов. В высокогорных районах, приуроченных к областям питания, развиты ультрапресные воды с минерализацией 0,03–0,2 г/дм³ гидрокарбонатные натриевые, в среднегорных районах – пресные с минерализацией 0,2–1,0 г/дм³ гидрокарбонатные магниевые-кальциевые и сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые-магниевые. В зонах тектонических нарушений развиты сульфатно- и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и кальциевые-натриевые воды с минерализацией до 0,5 г/дм³.

В высокогорье в зоне развития многолетнемерзлых пород (район Улуг-Танзекского редкометалльного месторождения, нагорье Сангилен) воды подмерзлотные, глубина залегания до 280 м, с годовыми амплитудами до 180 м. Такие амплитуды характерны для областей питания. Места разгрузки – нижние части бортов долин, аллювиальные отложения рек. Температура подземных вод 0,4–2 °С.

На площади листа находится ряд минеральных источников, связанных с интрузивными породами. Самые известные и изученные среди них – Уш-Бельдырские или Северный Аржан (24). Здесь разведано крупное месторождение минеральных вод. Высокотермальные источники расположены на крайнем востоке Тывы на Прихубсугульском нагорье у слияния р. Шишхид-Гол с реками Билин и Бусейн-Гол. Воды являются кремнисто-сероводородными и имеют температуру в скважинах до 80–82 °С. Расход 0,14–1,14 л/с.

В срединной части хр. Академика Обручева в долине р. Аржан-Хем расположена группа минеральных источников Маймалыш (18), приуроченных к гранитам девонского возраста. Здесь проходит крупный тектонический разлом, протягивающийся вдоль хр. Академика Обручева. Расход основного источника 0,6 л/с, кроме того, вдоль русла реки на протяжении 40–50 м имеется несколько мелких дериватов. Воды сульфатно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0,29 г/дм³, содержат кремнекисло-

ту, прозрачные, слабокисловатые на вкус, с запахом сероводорода, температура воды 27–38,6 °С.

На южном склоне хр. Академика Обручева в верхней части бассейна р. Сайлыг находится группа Сайлыгских радоновых источников (29), тяготеющих к тектоническим нарушениям в девонских гранитах. Общий расход достигает 50 л/с. По составу воды хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией 0,07 г/дм³, с высокой концентрацией радона до 420 эман, температура воды 3–5 °С.

На площади листа имеется еще ряд источников, связанных с интрузивными породами, например, Улуг-Адыр-Ой и др., которые изучены недостаточно.

Основным источником питания всех гидрогеологических подразделений являются атмосферные осадки, фильтрующиеся через поры и трещины в породах зоны аэрации и попадающие в водоносные зоны, и перетекание вод из гипсометрически вышележащих водоносных подразделений. Питание аллювиального горизонта осуществляется также за счет поверхностных вод. Разгрузка подземных вод происходит в речные долины, родниковым стоком и в смежные водоносные подразделения. Основными областями питания являются горные сооружения хребтов Академика Обручева, Восточный Саян, Каа-Хемский и нагорья Сангилен.

В целом район слабо освоен и практически не изучен в гидрогеологическом отношении. Подземные воды в единичных поселениях используются населением для питьевых, хозяйственно-технических и бальнеологических целей, а также для водопоя скота. По имеющимся данным, на изучаемой площади преобладают пресные подземные воды с минерализацией до 1 г/дм³, мягкие и умеренно жесткие, нейтральные, холодные. К Белинско-Бусинскому разлому приурочены выходы термальных вод с температурой от 11 до 85 °С с бальнеологически значимыми концентрациями фтора, кремнекислоты, сероводорода и др.

В 1999–2000 гг. были выполнены работы по оценке обеспеченности населения Республики Тыва ресурсами подземных вод [226]. Территория листа М-47 надежно обеспечена прогнозными эксплуатационными ресурсами подземных вод (ПЭРПВ). На большей части листа средний модуль ПЭРПВ составляет 1,69 л/с × км².

Территория **бурятской части** листа в гидрогеологическом отношении практически не изучена. Площадь восточной части листа является составной частью гидрогеологических регионов Енисей-Саяно-Алтайской сложно гидрогеологической складчатой области (СГСО) и Байкало-Витимской СГСО (гидрогеологические таксоны I порядка), включающих в себя Алтае-Саянский гидрогеологический массив (ГМ) и Байкальский ГМ (таксоны II порядка), в которые входят Восточно-Тувинская гидрогеологическая складчатая область (ГСО) и Хамардабанская ГСО (таксоны III порядка). Восточно-Тувинская ГСО включает в себя Окинский гидрогеологический бассейн поверхностного стока (ГБПС) (таксон IV порядка). Алтае-Саянский ГМ на северо-западе Бурятии представлен гидрогеологическим массивом Большого Саяна, расположенным в области преимущественно сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Изученность криолитозоны на данной территории характеризуется по отрывочным сведениям, полученным при разведке и разра-

ботке месторождений полезных ископаемых (Боксонское, Ботогольское, Зун-Холбинское и др.): мощность многолетнемерзлых пород на водоразделах около 300 м, в долинах рек — 150–180 м. Вместе с тем, по данным геофизических исследований в долине р. Самарта [337], а также бурения скважин в долинах средних и малых рек мощность многолетнемерзлых пород определяется от 40 до 100 м.

На данной территории выделяются следующие гидрогеологические подразделения.

Водоносный комплекс рыхлых четвертичных отложений характеризуется максимальной мощностью (50–100 м) в речных долинах, водоносные горизонты распространены в подрусловых таликах сквозного и несквозного типа либо заключены в подмерзлотных горизонтах. Подрусловые талики известны в долинах рек Иркут, Боксон, Кедровка, Сархой, Зун-Холба и др. В долине р. Зун-Холба горизонт мощностью 15–20 м характеризуется удельным дебитом скважины около 9 л/с. Подмерзлотные воды вскрывались скважинами глубиной 95–100 м в валунно-галечных отложениях долины Оки под криогенным водоупором мощностью около 80 м. Дебит скважин не превысил 0,5 л/с при понижении до 40 м (удельный дебит 0,012 л/с).

На остальной территории четвертичные отложения (аллювиальные, пролювиальные, делювиальные, ледниковые, флювиогляциальные и прочих генетических типов мощностью от 2 до 50 м и более) полностью проморожены и бывают обводненными только в летнее время, когда формируется сезонноталый слой мощностью около 3–5 м, в пределах которого появляется надмерзлотный подземный сток. Надмерзлотные воды выходят родниками в понижениях рельефа, дебит их может достигать десятков и сотен л/с, но быстро иссякает с прекращением дождей. В зимний период по мере промерзания сезонноталого слоя надмерзлотные воды формируют наледи, рост которых может продолжаться до февраля. Воды пресные при изменении минерализации от 0,1 г/дм³ в таликах до 0,37 г/дм³ в подмерзлотных горизонтах, преимущественно гидрокарбонатные натриево-кальциевые при общей жесткости 2–6 моль/дм³, содержание макрокомпонентов в них не превышает питьевых норм, они используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения населенных пунктов.

Водоносный неоген-четвертичный комплекс эффузивных отложений имеет небольшое распространение по долине левого притока р. Ока, охватывая часть долины самой Оки в ее нижнем течении (долинные базальты), а также в пределах базальтовых покровов в бассейнах левых притоков среднего течения р. Ока. По данным опробования скважины глубиной 170 м в с. Орлик, долинные базальты — слабоводоносные, с удельным дебитом 0,05 л/с.

Характеристика *водоносных зон трещиноватости пород архейского, протерозойского и палеозойского возраста* из-за малого количества информации приводится обобщенно. На гидрогеологической схеме они показаны согласно легенде водоносных комплексов тувинской части листа с единственным дополнением для водоносной раннепротерозой-позднерифейской зоны. Это связано с выделением полей ордовикских отложений там, где раньше возраст их определялся более древним. Подземные воды представлены водоносными зонами экзогенной трещиноватости и разломов в метаморфических и интрузивных породах архея, протерозоя, кембрия и

ордовика. Подмерзлотные трещинные и трещинно-жильные воды имеют, очевидно, повсеместное распространение на данной территории, за исключением приводораздельных частей высокогорных (высотные отметки 2500–3200 м) хребтов, где при мощности многолетнемерзлых пород до 300 м постоянно существующих подземных вод нет. На фоне площадного криогенного водоупора развиты метеогенные и тектогенные сквозные талики, которые, являясь поглощающими на склонах хребтов, служат проводниками атмосферных вод в подмерзлотные горизонты и тем самым поставляют питание подмерзлотным водам. Разгрузка подмерзлотных вод происходит по выводящим таликам в русла рек, поддерживая расход последних, особенно в зимний период, когда отсутствует атмосферное питание и существование речного стока было бы невозможно без реализации первого условия. Один из таких таликов проявлен постоянно действующим родником на правом борту долины р. Самарта, который закаптивирован и используется для водоснабжения вахтового поселка рудника «Холбинский». По данным предшественников [67], большое количество восходящих родников картируется в долинах рек бассейна Оки на площадях развития боксонской карбонатной толщи, связанных с карстом. Среди них выделяется Теплый Ключ под левым берегом р. Боксон, дебит его изменяется от 44 л/с при минимальных зимне-весенних уровнях до 335 л/с в период летне-осенних дождей. Кроме того, на рассматриваемой территории известны непромерзающие озера – свидетели разгрузки подмерзлотных вод по выводящим таликам, поскольку в противном случае озера не могли бы сохраняться талыми в суровые зимы Восточного Саяна.

По данным опробования водозаборных скважин в редких селениях Окинского района и во временных поселках геологов (глубина скважин от 80 до 325 м), интрузивные, терригенные и терригенно-карбонатные породы слабоводоносные: удельный дебит скважин 0,02–0,1 л/с. В карбонатных породах боксонской толщи удельный дебит также невысок – не превысил 0,2 л/с.

В западной части территории Хамардабанской ГСО (бассейн р. Сенца, левый приток Оки) известны термогенные (гидротермальные) талики, приуроченные к зонам глубинных разломов, по которым выводятся горячие воды. Дебит восходящих источников достигает 23 л/с, температура воды в них 27–36 °С.

Изученность химического состава *подземных вод архей-мезозойской водоносной зоны* на территории Бурятии ограничивается обобщенными показателями: минерализация, общая жесткость, концентрации макрокомпонентов.

Подземные воды в верхних частях разреза (до глубины 100–150 м) характеризуются распространением пресных вод гидрокарбонатных натриево-кальциевых с минерализацией 0,25–0,4 г/дм³, умеренно жестких. Иногда встречаются воды с повышенными концентрациями сульфата и хлорида, минерализация их достигает 0,7 г/дм³, а общая жесткость превышает 10 моль/дм³, что осложняет использование трещинных и трещинно-жильных вод для хозяйственно-питьевых целей.

Ниже глубин 150–200 м подземные воды в карбонатных породах кембрия становятся гидрокарбонатно-сульфатными магниево-кальциевыми; при невысокой минерализации (0,6–0,8 г/дм³) общая жесткость их дости-

гает 23–32 моль/дм³, а концентрация сульфата превышает 450 мг/дм³. Эти воды непригодны для питьевого водоснабжения. Аналогичные преобразования состава подземных вод происходят в тальково-карбонатных породах протерозоя, но с повышением минерализации до 1,5 г/дм³, концентраций хлорида более 1000 мг/дм³, магния и натрия – до 150–200 мг/дм³.

В руслах рек Иркут, Ихе-Ухгуль и их притоков наблюдаются выходы вод, связанные с тектоническими нарушениями, окаймляющими кайнозойские Тункинскую и другие более мелкие впадины.

По данным поисковых гидрогеологических маршрутов установлено, что наиболее интенсивная разгрузка теплых вод осуществляется в южной части Тункинской впадины. Здесь участок р. Иркут протяженностью до 3,5 км при сравнительно медленном течении не замерзает даже при температуре воздуха 45 °С ниже нуля. По словам местных жителей, этот участок реки не замерзает ежегодно. На песчаных отмелях наблюдаются многочисленные восходящие грифончики с температурой воды до 7 °С. Родники, как правило, выходят у подножия террас с дебитом до 1 л/с. Температура воды в них 2–5 °С.

В створе из трех скважин [216] в рыхлых отложениях мощностью 230 м вскрыты тектонически нарушенные базальты. Опробование скважин производилось в двух интервалах: 100–107 и 232–292 м. В первом интервале получены гидрокарбонатно-натриево-магниевые воды с минерализацией 0,38 г/дм³. В процессе откачки минерализация грунтовых вод понизилась до 0,2 г/дм³. Температура воды не превышала 6,6 °С.

Во втором интервале опытная откачка проведена из базальтов, максимальная температура воды составляла 7,2 °С. Отмечено повышение минерализации трещинных вод от 0,21 г/дм³ в начале откачки до 0,35 г/дм³ в конце. При этом воды из типа гидрокарбонатно-магниевых кальциевых перешли в тип гидрокарбонатно-магниевых.

Обращает на себя внимание повышенное содержание в воде гидрокарбонатов (до 1460 мг/л). Их образование связано, на наш взгляд, с углекислотой магматогенного происхождения. При внедрении базальтов происходило, вероятно, интенсивное выделение углекислоты, которая, реагируя в водной среде с карбонатами, способствовала насыщению вод ионом НСО₃⁻. Не исключено, что на глубине, где сохранились корни эффузивов, этот процесс интенсивно протекает и в настоящее время.

С целью определения возможного подтока термальных вод со стороны Главного Тункинского сброса, окаймляющего с севера Тункинскую впадину, пройдена скважина до глубины 283,2 м и остановлена в валунно-галечных отложениях. Максимальная температура воды, равная 6 °С, отмечена при опробовании интервала 25–30 м.

В пределах впадины для родников с более высокой температурой (5–6 °С) характерно повышенное содержание иона SO₄²⁻ и, как в термах Ниловой Пустыни (27), существует зависимость, близкая к прямой, между температурой воды и содержанием иона SO₄²⁻. Кроме того, акратотермы обладают слабой радиоактивностью (10–14 эман) и содержат микрокомпоненты, присущие водам глубинных зон разломов (медь, цинк, стронций, рубидий и др.). Растворенный газ состоит (%) из N₂ – 77, СО₂ – 4,5, СН₄ – 0,6, О₂ – 17,9. Все это свидетельствует о генетической связи акратотерм бассейна р. Иркут с минеральными водами Ниловой Пустыни.

В Мондинской кайнозойской впадине также отмечены отдельные родники, не замерзающие круглый год. Скв. 6, пробуренная за южной границей впадины, в интервале 7–28 м вскрыла мерзлые породы.

Таким образом, Мондинская и Тункинская межгорные впадины, благодаря разгрузке слабоподогретых трещинно-жильных вод окаймляющих их разломов, являются своего рода огромными таликами в толще многолетнемерзлых пород, покрывающих Восточный Саян и северные склоны хр. Хамар-Дабан.

Значительная водообильность водовмещающих кайнозойских рыхлых пород (14,5 л/с, при понижении – 4–5 м), малая (0,5–3 м) глубина залегания грунтовых вод, их хорошее качество (минерализация – 0,1–0,3 г/дм³) и несколько повышенная температура (6–7 °С) создают благоприятные условия для использования этих вод в целях водоснабжения, а при необходимости – и орошения.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория листа М-47 относится к области новейших тектонических движений с явным преобладанием поднятий. Вся эта площадь входит в особо сейсмоопасную зону, в которой максимальная сила землетрясений за последние десятилетия местами достигала магнитуды (М) 7 баллов. Землетрясение 27 декабря 1991 г. с $M = 6,5$, одно из сильнейших за период инструментальных наблюдений, имело место в восточной части района Бусингол, вблизи границы с Монголией. Оно ощущалось на значительной площади, включающей Республику Тыва, часть Иркутской области, Красноярского края и Монголии. Последнее довольно сильное землетрясение с $M = 5,1$ было зафиксировано 4 августа 2009 г. в 100 км западнее пос. Кунгуртуг.

Помимо высокой сейсмоопасности, основными неблагоприятными природными факторами на данной территории являются: резкие сезонные и суточные колебания температуры, суровые малоснежные зимы, глубокое промерзание грунтов, сильное расчленение рельефа. Практически полностью горная часть площади характеризуется развитием многолетней мерзлоты, широко развиты также горные покровные оледенения. Перечисленные явления определяют высокую интенсивность физического выветривания и развитие соответствующих геологических процессов.

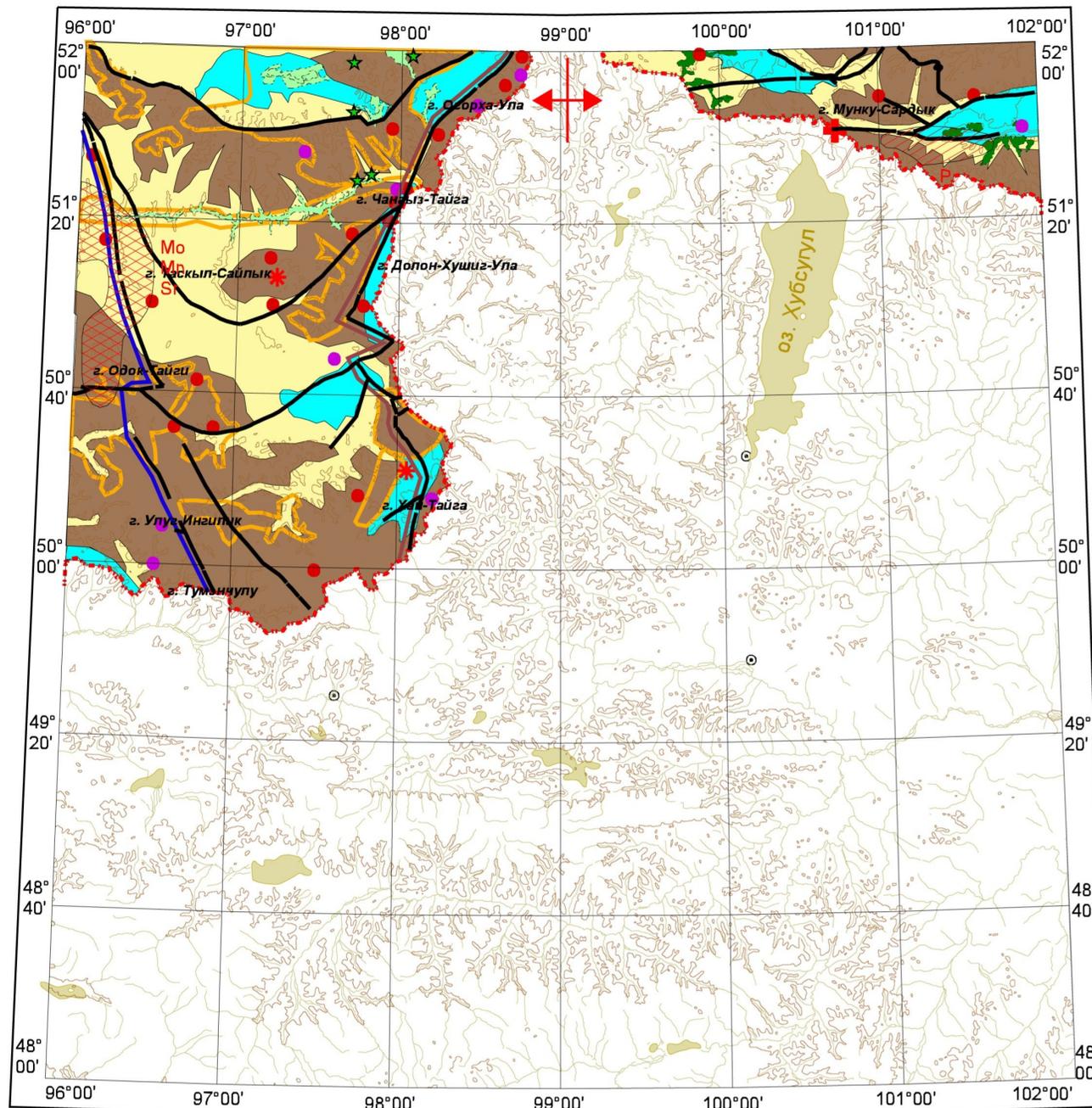
Все ландшафтные обстановки территории группируются в пределах главных морфоструктурных областей: 1) высокогорно-среднегорной денудации, 2) речной транспортировки и 3) озерно-ледниковой и аллювиально-флювиогляциальной аккумуляции (рис. 5).

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОБЛАСТИ ВЫСОКОГОРНО-СРЕДНЕГОРНОЙ ДЕНУДАЦИИ

В пределах этих областей происходит подготовка материала выветривания и его перемещение в локальных литодинамических потоках. Здесь представлены морфолитодинамические комплексы (МЛДК) двух подзон, занимающих около 70 % рассматриваемой территории.

Подзона выветривания с локальной аккумуляцией

МЛДК криогенного выветривания, солифлюкции и десерпции. Геоморфологически данный морфолитодинамический комплекс приурочен к водораздельным поверхностям выравнивания и прилегающим горным скло-



Условные обозначения:

1. Морфоструктурные области:
 - а — денудации (высокогорно-среднегорные)
 - б — транспортировки (речные и ледниковые)
 - в — аккумуляции (озерно-ледниковые и аллювиально-флювиогляциальные)
2. Природные геохимические аномалии:
 - а — среднего уровня опасности (Mo, Mn, Sr)
 - б — низкого уровня опасности (P)
3. Вулканические лавовые поля:
 - а — плейстоценовые
 - б — миоценовые
4. Контуры ледниковых покровов:
 -
5. Конусовидные вулканы
 - ★
6. Эпицентры землетрясений с магнитудами:
 - а — 3—5
 - б — > 5
 - в — > 7
7. Граница областей с разными типами геотермического режима: к западу от нее — область стационарного теплового режима, к востоку — область нестационарного теплового режима с конвективным переносом тепла из подкорковых и нижнекорковых зон (разогрев)
 - ↔
8. Очаги флюидно-термоминеральной разгрузки
 -
9. Границы зон потенциальной сейсмоопасности по шкале MSK-64:
 - а — восточная граница области с потенциальной сейсмичностью 3—8 баллов
 - б — границы области с потенциальной сейсмичностью 4—9 баллов
 - в — западная граница области с потенциальной сейсмичностью 5—10 баллов, включая всю восточную часть листа М-47
10. Главнейшие разломы, четко картируемые, хорошо выраженные в геофизических полях, ограничивающие рифтогенные структуры и контролирующие очаги вулканизма, землетрясений и термической активности
 -

Рис. 5. Эколого-геологическая схема листа М-47.

нам. Такая позиция обеспечивает незначительное смещение гипергенного материала, осуществляемое в зоне развития многолетнемерзлых пород солифлюкцией и десерпцией. Пространственное распространение данные комплексы имеют в районах водораздельных поверхностей хребтов Сангилен, Восточно-Тувинский, Академика Обручева, Тункинские Гольцы и Хамар-Дабан. Здесь, особенно на высотах с реликтами позднемелового пенеблена, наибольшее распространение получили такие процессы, как солифлюкция, криогенное растрескивание, курумы и заболачивание. Солифлюкционное передвижение протаивающих переувлажненных грунтов развито на сравнительно пологих склонах в районах распространения многолетней мерзлоты. Под влиянием солифлюкции и силы тяжести формируются медленно сползающие потоки каменных глыб и щебня («каменные моря», курумы), лишенные растительного покрова. Кроме того, особенностью данного комплекса является заболачивание переувлажненных участков земной поверхности вследствие затрудненного стока. Повышенная степень увлажнения и сильные перепады температур приводят к криогенному растрескиванию грунтов, вызванному изменением объема содержащейся в них воды при ее замерзании.

Ландшафты криогенных МЛДК соответствуют подзоне горной тундры. На вершинах гор распространены горные тундровые и горные луговые почвы на маломощных автохтонных отложениях с выходами коренных пород. Здесь обычна мохово-лишайниковая и мохово-кустарничковая растительность с участками болот. Для этих ландшафтов характерно чередование четвертичных образований элювиального ряда и коренных пород.

Подзона локального склонового транзита

Образования этой подзоны тесно перемежаются с криогенными МЛДК и связаны с расчлененным горным рельефом. Они формируются в геодинамически неустойчивой обстановке при перемещении выветрелого материала в поле воздействия силы тяжести с высоких гипсометрических уровней на низкие. Транзит осуществляется как под действием чисто гравитационных процессов (обрушение, осыпание), так и с участием других агентов, главным образом воды. Обычно он сопровождается локальной, неустойчивой и маломощной аккумуляцией. Динамика транзитных процессов, их скорость и другие параметры в значительной мере предопределены крутизной склонов. Как правило, характерна очень большая глубина вреза (до 1000 м) хорошо развитой в пределах территории листа гидрографической сети. Узкие долины рек в виде труднопроходимых каньонов имеют весьма крутые скалистые склоны.

К наиболее опасным комплексам этой подзоны относятся **МЛДК десерпции, солифлюкции, обрушения и осыпания**, развитые на склонах крутизной более 20–35°, на которых геологические процессы протекают достаточно активно и могут привести к чрезвычайным ситуациям. В карбонатных, песчано-глинистых отложениях и мергелях в этих условиях нередко наблюдаются карстовые явления и суффозия. Такие МЛДК развиты в районах высокогорий хребтов Академика Обручева, Сангилен, Тункинские

Гольцы и юго-запада хр. Хамар-Дабан, где рельеф, как правило, носит следы горного оледенения (троги, кары, цирки и т. д.). В связи с большой крутизной на склонах широко развиты обвально-осыпные процессы и явления: курумы, подвижные осыпи, солифлюкция, снежные лавины, обвалы, оползни и сели.

Образование селей вызвано периодами активного снеготаяния или ливневых дождей. Селевые явления обнаружены в бассейнах рек Малый Енисей, Ока и Иркут. Они представляют собой эрозионные борозды, протягивающиеся от водоразделов до днища долины. Селевые конусы выноса сложены в основном глыбами, дресвой и щебнем, в меньшей степени – песками и суглинками.

Оползневые деформации характерны для склонов, сложенных отложениями с неоднородным литологическим составом. Обычно это чередование жестких пластов песчаников с пластичными глинистыми породами.

МЛДК десерпции развиты на склонах речных долин, гольцовых плоскогорий и горных хребтов крутизной 10–25°. Они обусловлены массовым гравитационным движением сухого обломочного материала (песка, дресвы, щебня). Это довольно распространенный тип морфолитодинамических комплексов, представленных на территории листа М-47. Сползание обломочного материала способствует формированию в нижних частях склонов мощных делювиально-пролювиальных шлейфов, по которым развивается овражная эрозия. В зимний период на площади развития этих комплексов в связи с низкими температурами происходит перемерзание мелких водотоков, что приводит к формированию наледей.

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОБЛАСТИ РЕЧНОЙ ТРАНСПОРТИРОВКИ

На склонах и террасах хорошо выработанных речных долин Малого Енисея, Оки, Иркуты крутизной 5–20° преобладают **МЛДК плоскостного смыва**. Здесь мягкие и рыхлые породы основания, небольшая крутизна склонов и активная деятельность поверхностных и грунтовых вод способствуют развитию овражной эрозии, суффозии и заболачиванию, возможны оползни. Эти процессы, ввиду их незначительной интенсивности, относятся к сравнительно малоопасным.

Областям речной транспортировки обломочного материала и относительно пологим горным склонам соответствуют горно-таежные ландшафты, которые занимают более 40 % площади всей территории, их нижняя граница фиксируется на высоте 900–1300 м, а верхняя достигает 2300 м.

В нижней части горно-таежной зоны – до высоты 1300 м – на горных и лесных почвах преобладают березово-лиственничные леса, чередующиеся с участками горной степи и лугами на горных и луговых почвах. Выше распространены горные лиственничные и хвойные леса на бурых горных почвах. Для этих ландшафтов характерны неоплейстоценовые отложения склонового ряда.

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОБЛАСТИ ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВОЙ И АЛЛЮВИАЛЬНО-ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНОЙ АККУМУЛЯЦИИ

Подзона площадной аккумуляции

Характерной особенностью горного рельефа Саян является наличие горных понижений (бессточных котловин) — площадей озерно-ледниковой аккумуляции. В пределах территории листа М-47 известны такие впадины (с севера на юг) как Серлигхемская, Кунгуртугская, Убсунурская и др., в которых развиты **МЛДК озерно-ледниковой и озерно-аллювиальной аккумуляции**. В этих впадинах наиболее активная аккумуляция осадочного материала происходит в предгорной (присклоновой) части вследствие резкого падения скоростей движения транзитных литопотоков на границе морфоструктур с различным режимом неотектонических движений. Для большей части впадин характерен рельеф пологоволнистых водноаккумулятивных равнин. В целом геологические процессы и явления, протекающие в морфолитодинамических комплексах зоны аккумуляции, относятся к малоопасным. Это обстоятельство, а также укрытость котловин горными хребтами, наличие в них озер и ряд других благоприятных факторов обеспечивают здесь возможность проживания населения в суровых условиях Западных и Восточных Саян. Здесь, как правило, сосредоточены редкие населенные пункты Восточной Тувы, в частности — пос. Кунгуртуг.

Для впадин обычны сухостепные (Убсунурская) и горностепные (Кунгуртугская и Серлигхемская) ландшафты с маломощными бурями и каштановыми почвами на песчано-супесчаных отложениях, участками встречаются также злаково-полынные степи на малогумусных черноземах и каштановых почвах. В предгорных частях котловин на участках мелкосопочного рельефа преобладают каменисто-щебнистые степи. В долинах рек распространены мелколиственные леса и злаково-разнотравные луга на аллювиальных почвах.

Подзона площадной и линейной аккумуляции

Вдоль речных долин Малого Енисея, Оки и Иркуты формируются **МЛДК аллювиальной и аллювиально-флювиогляциальной аккумуляции**. Флювиогляциальные террасы высотой 10–20 м времени Азасского оледенения встречаются также по долинам рек в Серлигхемской котловине. Основную роль в активизации опасных геологических процессов в пределах этих комплексов играют постоянные водные потоки. С их деятельностью связаны береговая эрозия, оползни на склонах и заболачивание пойм. В период весеннего половодья и обильных осадков происходит подтопление и затопление берегов, в результате чего может быть нанесен ущерб прилегающим территориям.

РАЙОНИРОВАНИЕ И ОЦЕНКА ТЕРРИТОРИИ ПО СТЕПЕНИ ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОПАСНОСТЕЙ

На основе анализа распространения морфолитодинамических комплексов и связанных с ними опасных геологических процессов и явлений, а также с учетом геохимических аномалий в пределах рассматриваемой территории составлена «Схема оценки эколого-геологической опасности листа М-47» (рис. 6). В соответствии с инструктивными требованиями по степени потенциальной опасности площади с экологическими обстановками здесь с определенной долей условности можно подразделить на кризисные, напряженные и удовлетворительные.

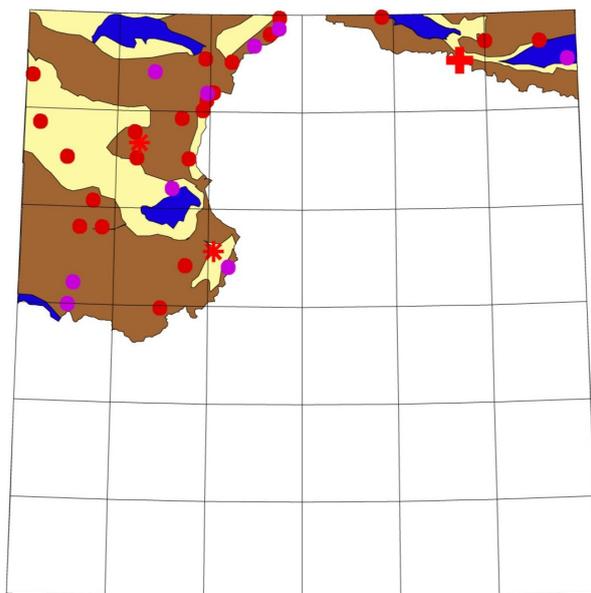
Высокоопасные территории (кризисные обстановки) охватывают более 70 % площади листа. К ним относятся высокогорные сооружения хр. Обручева, Восточно-Тувинские горы, Сангиленское поднятие, а также Тункинские Гольцы, Восточный Саян и юго-запад хр. Хамар-Дабан, характеризующиеся крутизной склонов порядка 20–35°, как правило, носящих следы горного оледенения (троги, кары, цирки и т. д.). С этими территориями связаны наиболее активно протекающие процессы динамического выветривания – оползни, подвижные осыпи, сели, обвалы, снежные лавины, которые могут вызвать чрезвычайные ситуации. Кроме того, это районы высокой сейсмичности с $M = 5–7$ (до 10 баллов по шкале MSK-64).

Вследствие указанных причин такие площади с неблагоприятными для проживания населения климатическими условиями являются неосвоенными и лишь частично пригодными в качестве пастбищ в летние периоды.

Территории с напряженными эколого-геологическими обстановками приурочены главным образом к Кызыльскому межсводовому массиву и к Восточно-Тувинскому окolorифтовому поднятию, обрамляющему с северо-запада Серлигхемскую впадину. Они отличаются относительно сглаженным рельефом, на фоне которого наблюдаются локальные горные вершины и небольшие хребты. Для Кызыльского массива характерна довольно высокая сейсмичность с магнитудами 3–5 баллов и более в эпицентрах землетрясений, контролируемых в основном Каахемским структурным швом и Карабельдырским надвигом.

Территории напряженных эколого-геологических обстановок – малонаселенные и используются главным образом в качестве пастбищ и как лесохозяйственные охотничье-промыслового и лесопромышленного профилей. Охотничий промысел здесь – охота на лося, марала, бурого медведя в горно-таежных районах; пушной промысел сосредоточен в специальных заказниках (добыча соболя, колонка, белки). Породы леса для лесоразработок представлены обычными бореальными видами: в первую очередь это кедр сибирский, лиственница сибирская и, в меньшей степени, пихта сибирская, ель, сосна, береза, осина.

Условно удовлетворительные эколого-геологические обстановки обычны для защищенных вершинами межгорных котловин. Так как это троговые структуры, то по их периферии нередко наблюдаются сейсмоопасные явления, особенно это характерно для впадин, приуроченных к субмеридиональному Шишхид-Бусингольскому взбросу, у границы Восточной Тувы с Монголией. В пределах крупных впадин сосредоточены населенные пунк-



50 0 50 100 150 км

Условные обозначения:

1. Эколого-геологическая обстановка:

 а — удовлетворительная

 б — напряженная

 в — кризисная

2. Эпицентры землетрясений с магнитудами:

а — 3—5

б — >5

в — >7



 3. Очаги флюидно-термоминеральной разгрузки

Рис. 6. Схема оценки эколого-геологической опасности листа М-47.

ты с сельскохозяйственным типом землепользования. Здесь, в степях и лесостепях со степной и горно-луговой растительностью, практикуется отгонное животноводство (разведение овец, коз, яков и лошадей). В Кунгуртурской котловине на очень небольшой площади выращивают зерновые и кормовые культуры. Промышленность практически не развита. В Кунгуртуге имеются небольшие предприятия лесной (производство стройматериалов), а также легкой и пищевой промышленности.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Эколого-геохимическое состояние тувинской территории листа М-47 оценивалось сотрудниками ИМГРЭ с использованием суммарного показателя загрязнения (Z_c), который определяется как $Z_c = \sum K_c - (n - 1)$, где K_c – коэффициент концентраций i -го элемента, а n – число учитываемых аномальных элементов. Этот показатель эффективен как при оценке природно повышенных концентраций токсикантов, так и для прогнозно-геохимической характеристики площади.

Наиболее крупный по площади и высокий по величине Z_c участок (Mo, Sr, Mn) с напряженной экологической обстановкой зафиксирован по донным отложениям в пределах аномального геохимического поля высокой интенсивности редкометальной формации. На этой площади расположено крупное тантало-ниобиевое месторождение Улуг-Танзек (рис. 5). Данную природную аномалию в пределах рассматриваемой площади можно отнести к среднему уровню опасности. Другая аномалия низкого уровня опасности с повышенными содержаниями фосфора фиксируется в районе Обрубского месторождения апатитоносных кристаллических сланцев и метасоматитов раннего протерозоя в южном обрамлении Тункинской впадины Восточного Саяна. Другие природные геохимические аномалии территории листа М-47 не представляют экологической опасности. Техногенные аномалии на этих неосвоенных малозаселенных территориях отсутствуют, и в целом эколого-геохимическая ситуация в регионе является удовлетворительной.

Что же касается населенных объектов в бессточных котловинах, то здесь обязательно соблюдение санитарно-гигиенических норм проживания, в частности оборудование и утилизация свалок, осуществление каптирования источников подземных вод и своевременная их очистка. Необходима также рекультивация земель в местах разработки месторождений полезных ископаемых. Все аспекты восстановления и сохранения природной среды должны быть положены в основу долгосрочного плана комплексного и рационального использования природных ресурсов республик Тыва и Бурятия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При составлении комплекта ГК-1000/3 листа М-47 систематизирован и обобщен имеющийся фактический материал на площади 42,5 тыс. км², накопившийся после издания ГК-1000/2 листов М-46(47) и М-47(48), в первом из которых отсутствовала объяснительная записка и карта полезных ископаемых. В настоящем комплекте карт использованы результаты средне-, крупномасштабных съемок, тематических и научных специализированных исследований, поисковых и разведочных работ, а также геофизические и дистанционные материалы.

Основные результаты данной работы сводятся к следующему:

1. Впервые составлены карты масштаба 1 : 1 000 000 комплекта Государственной геологической карты листа М-47 – Кунгуртуг (в пределах РФ) в форме ГИС с объяснительной запиской и базами данных: геологическая карта, карта полезных ископаемых, карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых.

Необходимо отметить, что все имеющиеся картографические и текстовые ретроматериалы по геологии и полезным ископаемым ранее в формате листа М-47 не представлялись.

2. Уточнены возраст, тектоническая позиция, границы площадей развития:

– метаморфических образований тесхемской и мугурской свит, тесхем-мугурской серии раннего протерозоя с раннепалеозойским возрастом их метаморфизма (по данным изотопной радиологии);

– позднерифейских и вендских отложений структур Верхне-Енисейской, Восточно-Тувинской и Окинской складчатых систем и проведена их компилятивная корреляция;

– вулканогенных образований туматтайгинской и оттутайгинской свит раннего кембрия, распространение которых приурочено к Каахемскому рифтогенному прогибу, и проведена их корреляция с раннекембрийскими отложениями Сангилен и Западной Бурятии.

3. Впервые получены изохронные Rb-Sr датировки продуктивных интрузивных комплексов – сангиленского уртит-нефелин-сиенитового, улуг-танзекского щелочногранитного, кыстарысского пегматитового (гранитового).

4. Подготовлены предложения по изменению и дополнению Легенды Алтае-Саянской серии листов ГК-1000/3.

5. Уточнены границы площадей развития минерагенических таксонов Алтае-Саянской провинции, виды их минерального сырья, установлены

закономерности размещения и критерии прогнозирования следующих полезных ископаемых:

– золота в Восточно-Тувинской субпровинции (Харальский ЗРРР, Тапса-Каахемский ЗРРР, Нарын-Эмийский ЗРРР) и в Окинской субпровинции (Гарганский кварценосно-золоторудный, Ильчирский асбестоносно-золоторудный районы);

– тантала, ниобия, циркония и нефелинового сырья в Восточно-Тувинской субпровинции (Улугтанзек-Баянкольский редкометалльно-редкоземельно-нефелинорудный узел);

– фосфоритов в Окинской субпровинции (Окинско-Китойский боксит-фосфоритоносный район);

– кварца гранулированного в Окинской субпровинции (Гарганский кварценосно-золоторудный, Ильчирский асбестоносно-золоторудный районы);

– камнесамоцветного сырья в Восточно-Тувинской субпровинции (Билин-Бильдыкский прогнозируемый нефритоносный узел);

– апатита в Хамардабанской субпровинции Саяно-Забайкальской провинции (Обрубская прогнозируемая апатитоносная зона).

6. Приведена оценка прогнозных ресурсов по перспективным площадям ведущих полезных ископаемых.

7. Рекомендуются под постановку прогнозно-поисковых или поисковых работ площади высокопродуктивных золоторудных узлов Харальского и Эмийского в Восточно-Тувинской субпровинции; в Окинской субпровинции – две сближенные площади Хонголдойского и Уртагольского прогнозируемых рудных узлов.

8. В Восточно-Тувинской субпровинции рекомендуется под постановку прогнозно-поисковых работ площадь с уникальным металлогеническим потенциалом, охватывающая высокопродуктивный Улугтанзекско-Баянкольский редкометалльно-редкоземельно-нефелинорудный и Сольбельдерский прогнозируемый литиеворудный узлы.

9. Для постановки среднемасштабных геологосъемочных работ (ГДП-200) в Восточно-Тувинской субпровинции рекомендуются два листа – М-47-І, XIII(XIX).

Лист М-47 расположен на сочленении двух складчатых областей – Алтае-Саянской и Саяно-Байкальской – с весьма сложным геологическим строением и длительной историей развития. Этим определяется нахождение его в пределах Алтае-Саянской серийной Легенды для Госгеолкарты-1000 третьего издания на стыке со смежными легендами – Ангаро-Енисейской и Алдано-Забайкальской. Сами легенды носят «рамочный» характер, что и приводит к их неполному соответствию между собой, особенно по границам серий. При составлении комплекта проявился ряд дискуссионных и нерешенных вопросов по геологическому строению и металлогении территории, связанных как с недостаточной и неоднородной изученностью территории, фрагментарным положением геоструктур в пределах листа, так и с вышеприведенными субъективными факторами. Проблема решения этих вопросов обостряется еще в связи с тем, что за последние годы по региону были получены неоднозначные изотопно-геохимические и палеонтологические данные о более молодом возрасте многих геологических образований и сложной многоэтапной истории геологического развития.

К числу наиболее важных дискуссионных и нерешенных вопросов можно отнести:

1. Обоснование границ Тувино-Монгольской байкальско-салаирской складчатой системы и правомочность ее выделения в связи с изотопным датированием в 460—480 млн лет образований, ранее считавшихся ранне-протерозойскими.

2. Недостаточное обоснование возрастного и структурного положения хангарульской свиты и слюдянской серии в Хамардабанской складчатой системе.

3. Неоднозначность в понимании стратиграфического положения балыктыгхемской, билинской и чартысской свит в связи с отсутствием достоверных палеонтологических и изотопных данных.

4. Остается проблема стратиграфического расчленения позднерифейских и вендских толщ структур Сангилен и Восточной Тувы для проведения их корректной корреляции.

5. Дискуссионность возрастного и стратиграфического положения разрезов иркутной, ильчирской, дибинской свит позднерифейского возраста в связи с находками в их отложениях микрофауны ордовикского возраста.

6. Дискуссионность выделения полей барунгольской свиты ордовика, неоднозначность ее возрастных палеонтологических датировок по микрофауне и, как следствие, стратиграфического положения.

7. Недостаточное радиологическое обоснование сархойского, арголикского, кыстарысского и урикского гранитоидных комплексов для их расчленения и корректной корреляции.

8. Ряд выделенных минерагенических таксонов, особенно на уровне минерагенических зон (Сангиленская, Билинская, Верхне-Окинская) и рудных районов (Харальский, Нарын-Эмийский, Ильчирский, Окинско-Китойский), имеют неоднозначность как по конфигурации границ, так и по наполнению их объектами полезных ископаемых, определяющими металлогенический профиль подразделений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Абрамов А. В., Исаков В. М., Коробейников В. П.* и др. Позднерифейско-кембрийский орогенный прогиб Восточной Тувы // Мат-лы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. — Новосибирск, 1972. С. 29–37.
2. *Авдонцев И. А.* Гранитоиды Гарганской глыбы. — Л.: Наука, 1967. 996 с.
3. *Агафонов Л. В., Кужугет К. С., Ойдуп Ч. К., Ступаков С. И.* Самородные металлы в гипербазит-базитах Тувы. — Новосибирск, 1993. 86 с.
4. *Актанов В. И., Доронина Н. А., Посохов В. Ф., Скляр Е. В., Скопинцев В. Г.* К вопросу о структуре и возрасте Гарганской глыбы (Восточный Саян) // Структурный анализ кристаллических комплексов. — Иркутск: ИЗК СО РАН, 1991. С. 89–90.
5. *Актанов В. И., Скляр Е. В.* Геология и метаморфизм Харатологической глыбы (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 1990, № 5. С. 82–89.
6. *Александровский Ю. С.* Мезозойский магматизм юго-восточной Тувы // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. — Красноярск: КНИИГиМС, 2006, вып. 7. С. 129–133.
7. *Александровский Ю. С., Семенов М. И., Кротова Т. А.* Минералого-геохимические особенности редкометалльных пегматитов бассейна р. Солбелдир (Юго-Восточная Тува) // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. — Красноярск: КНИИГиМС, 2008, вып. 9. С. 97–99.
8. *Арсентьев В. П.* Краткий очерк тектоники ЮВ части Восточного Саяна // Тр. Бурят. компл. НИИ СО АН СССР, сер. геол.-геогр., вып. 2. — Улан-Удэ, 1960. С. 39–50.
9. Атлас гидрогеологических и инженерно-геологических карт. Объяснительная записка. — М.: ВСЕГИН ГЕО, 1983. 22 с.
10. *Беличенко В. Г.* Каледониды Байкальской горной области. — Новосибирск: Наука, 1977. 133 с.
11. *Беличенко В. Г.* Ранние или полные каледониды Саяно-Байкальской горной области // Изв. АН СССР, сер. геол., 1983, № 1. С. 68–75.
12. *Беличенко В. Г., Боос Р. Г.* Боксон-Хубсугул-Дзавханский палеомикроконтинент в структуре Центрально-Азиатских палеозоид // Геология и геофизика, 1988, № 12. С. 20–27.
13. *Беличенко В. Г., Резницкий Л. З., Гелетий Н. К., Бараш И. Г.* Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинента Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 6. С. 554–565.
14. *Беличенко В. Г., Скляр Е. В., Добрецов Н. Л.* и др. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика, 1994, № 7–8. С. 29–40.
15. *Берзин Н. А., Кунгурцев Л. В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, № 1. С. 63–81.
16. *Бибикова Е. В., Карпенко С. Ф., Сумин Л. В.* и др. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) //

- Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. — Л.: Наука, 1990. С. 170—183.
17. *Боос Р. Г.* Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. — Новосибирск: Наука, 1991. 144 с.
 18. *Борисов В. А., Минина Е. А.* Корреляция ледниковых и вулканических событий квартера Тувы // Региональная геология и металлогения, 2002, № 15. С. 37—40.
 19. *Бородина Е. В., Егорова В. В., Изох А. Э.* Петрология ордовикских коллизионных расчлененных перидот-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 9. С. 1074—1092.
 20. *Борукаев Ч. Б.* Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. — Новосибирск, 1999. 69 с.
 21. *Бутов Ю. П.* Находки палеозойской фауны в окинской свите (Восточный Саян) // ДАН СССР, 1980, т. 252, № 1. С. 167—170.
 22. *Бутов Ю. П., Далматов Б. А.* Находки кембрийской фауны в юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика, 1977, № 10. С. 128—132.
 23. *Бутов Ю. П., Далматов Б. А., Воронцова Г. А.* Стратиграфии верхнего докембрия—кембрия Восточного Саяна // Сов. геология, 1979, № 6. С. 44—56.
 24. *Бутов Ю. П., Кокунин В. В.* Новые данные о фосфоритносности позднего докембрия Восточного Саяна // Сов. геология, 1980, № 2. С. 53—59.
 25. *Бутов Ю. П., Морозова И. Г.* Находки палеозойской фауны в сархойской свите (Восточный Саян) // ДАН СССР, 1982, т. 267, № 1. С. 153—156.
 26. *Бухаров Н. С.* О стратиграфии отложений нижнего кембрия в Восточной Туве // Мат-лы по геологии Тувинской АССР, вып. IV. — Кызыл: Тувин. кн. изд-во, 1979. С. 39—52.
 27. *Бухаров Н. С.* О стратиграфии венд-раннекембрийских отложений бассейна рек Тапса, Черби, Ондум (Центральная Тува) // Мат-лы по геологии Тувинской АССР, вып. V. — Кызыл, 1981. С. 58—64.
 28. *Бухаров Н. С.* Нижний кембрий Восточной Тувы (стратиграфия, фации, условия формирования пород, металлогения) // Канд. дис. — Кызыл, 1983. 221 с.
 29. *Буякайте М. И., Кузьмичев А. Б., Соколов Д. Д.* 718 млн лет — Rb-Sr эрохрона сархойской серии Восточного Саяна // ДАН СССР, 1989, т. 309, № 1. С. 150—154.
 30. *Васильев Е. П., Резницкий Л. З., Вишняков В. Н., Некрасов Е. А.* Слюдянский кристаллический комплекс. — Новосибирск: Наука, 1981. 198 с.
 31. *Вейс А. Ф., Воробьева Н. Г.* Первые находки органостенных микрофоссилий в верхнем докембрии Боксон-Сархойского прогиба (Восточный Саян) // Стратиграфия. Геол. корреляция, 1993, т. 1, № 4. С. 27—32.
 32. *Велинский В. В., Вартанова Н. С., Ковязин С. В.* Гипербазиты северо-западной части Сангиленского массива // Геология и геофизика, 1978, № 11. С. 14—25.
 33. *Вещева С. В.* Палеогеодинамические реконструкции обстановок накопления терригенных отложений Окинской структуры (Восточный Саян) // Современные вопросы геологии. — М.: Научный мир, 2002. С. 24—27.
 34. *Винкман М. К., Фефелов А. Ф., Степанова М. О.* К стратиграфии верхнекембрийских вулканогенных образований Тувы // Тр.: СНИИГГиМС, 1979, вып. 68. С. 130—140.
 35. *Владимиров А. Г., Крук Н. Н., Владимиров В. Г., Гибшер А. С., Руднев С. Н.* Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 3. С. 398—413.
 36. *Волков Л. С.* О контакте архея и протерозоя в контурах Гарганской глыбы // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. IX. — Улан-Удэ, 1965. С. 74—87.
 37. *Волков Р. И., Зайцев Н. С., Ильин А. В., Осокин П. В.* Ухагольское месторождение фосфоритов в Восточном Саяне // Сов. геология, 1972, № 2. С. 94—107.
 38. *Волколаков Ф. К.* К стратиграфии нижнепалеозойских отложений юго-восточной части Восточного Саяна // Тр.: Бурят. компл. НИИ СО АН СССР, сер. геол.-геогр., вып. 2. — Улан-Удэ, 1960. С. 19—38.

39. Волобуев М. И., Зыков С. П., Ступникова Н. И. Геохронология докембрия Сангилена // Докембрий в фанерозойских складчатых областях. — Л.: Наука, 1982. С. 209—213.

40. Волохов И. М., Иванов В. М., Арнаутов И. В. и др. Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола, Тува) // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. — М.: Наука, 1972. С. 130—145.

41. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист М-46-VI. Серия Западно-Саянская. Объяснительная записка / Авт.: В. Б. Агентов, В. В. Агентова, О. А. Семенова. — М.: Госгеолтехиздат, 1960. 52 с.

42. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист М-47-I. Серия Западно-Саянская. Объяснительная записка / Авт.: В. Б. Агентов и др. Ред. Г. А. Кудрявцев. — М., 1960. 71 с.

43. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист М-47-II. Серия Западно-Саянская. Объяснительная записка / Авт.: В. Б. Агентов и др. Ред. Л. Я. Харитонов. — М., 1962. 72 с.

44. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист М-47-III. Карта полезных ископаемых. Серия Западно-Саянская / Авт.: Г. В. Махин и др. Ред. Г. А. Кудрявцев. — М., 1963.

45. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист М-47-IV. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. / Авт.: Г. К. Такайшвили. Ред. (карты) Ф. К. Волколаков. — М., 1966. Сост. Г. К. Такайшвили. — М., 1974. 43 с.

46. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист М-47-V. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка / Сост. В. П. Арсентьев. Ред. Н. А. Флоренсов. — М.: Госгеолтехиздат, 1962. 56 с.

47. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист М-47-VI. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка / Сост. А. Л. Самбург. Ред. В. П. Арсентьев. — М.: Недра, 1968. 52 с.

48. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист М-47-VII (Верхний Шивей). Серия Западно-Саянская. Объяснительная записка / Авт.: С. В. Потапов и др. Ред. Ю. М. Шейнманн. — М., 1960. 83 с.

49. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист М-47-VIII (Кизи-Аксы). Серия Западно-Саянская. Объяснительная записка / Авт.: С. В. Потапов и др. Ред. Ю. М. Шейнманн. — М., 1961. 68 с.

50. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Листы М-47-XIII, XIX. Серия Западно-Саянская. Объяснительная записка / Авт.: Г. П. Александров и др. Ред. П. С. Матросов — М., 1981. 108 с.

51. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Листы М-47-XIV, XV, XX (Чиргаланды). Серия Западно-Саянская. Объяснительная записка / Авт.: Г. П. Александров и др. Ред. Г. Н. Шапошников. — М., 1985. 115 с.

52. Геологическая карта Алтае-Саянской складчатой области. Масштаб 1 : 1 500 000. Лист М-47 / Ред. П. С. Матросов. — Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995.

53. Геологическая карта Бурятской АССР. Масштаб 1 : 500 000. Лист М-47. Объяснительная записка / Авт.: В. И. Давыдов и др. Отв. ред. П. Ч. Шобогоров. — Л.: Ленкарт-фабрика, 1981. 148 с.

54. Геологическая карта Тувинской АССР. Масштаб 1 : 500 000. Лист М-47 / Авт.: П. А. Никитчин и др. Гл. ред.: А. А. Подкаменный, М. Л. Шерман. — Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1983.

55. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист М-46, (47) — Кызыл. Геологическая карта (новая серия). Карта дочетвертичных образований / Авт.: Г. М. Владимирский и др. Отв. ред. Г. М. Владимирский. — М.: «Аэрогеология», 1979.

56. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист М-(47), 48 — Улан-Удэ. Геологическая карта (новая серия). Карта полезных ископаемых / Авт.: А. Л. Додин и др. Отв. ред. А. Л. Додин. — М.: «Аэрогеология», 1973.

57. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист М-(47), 48 —Улан-Удэ. Геологическая карта (новая серия). Объяснительная записка // Отв. ред. А. Л. Додин. — Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 168 с.

58. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000. Лист М-48 — Улан-Удэ. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Алдано-Забайкальская серия. Объяснительная записка / Авт.: В. С. Платов. — СПб.: Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2006.

59. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000. Лист N-46, (47) — Абакан. Государственная геологическая карта (новая серия). Объяснительная записка / Авт.: В. В. Беззубцев и др. — СПб., 2000. 295 с.

60. Геология и метаморфизм Восточного Саяна / В. Г. Беличенко, Ю. П. Бутов, Н. Л. Добрецов и др. — Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.

61. Геология и рудоносность Восточного Саяна / Н. Л. Добрецов, В. Г. Беличенко, Р. Г. Боос и др. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1989. 127 с.

62. Геология СССР. Т. XXIX. Тувинская АССР. Ч. 1. — М.: Недра, 1966. 459 с.

63. Геология СССР. Т. XXXV. Бурятская АССР. Ч. 1. — М.: Недра, 1964. 458 с.

64. *Гибшер А. С., Владимиров А. Г., Владимиров В. Г.* Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилен (Юго-Восточная Тува) // ДАН, 2000, т. 370, № 4. С. 489—492.

65. *Гибшер А. С., Терлеев А. А.* Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия юго-восточной Тувы и северной Монголии // Геология и геофизика, 1992, № 11. С. 26—35.

66. *Гибшер А. С., Терлеев А. А., Беляев С. Ю.* Стратиграфическое положение чахыртской серии в разрезе позднего докембрия—раннего кембрия Сангилен (Юго-Восточная Тува). — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 92—106.

67. Гидрогеология СССР. Т. XVIII. Красноярский край и Тувинская АССР / Ред. И. К. Зайцев. — М.: Недра, 1972. 480 с.

68. *Гицингер А. Б., Винкман М. К.* Новые данные по стратиграфии верхнего докембрия и кембрия Тувы // Мат-лы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. — Новосибирск, 1974. С. 5—13.

69. *Гицингер А. Б., Винкман М. К., Фефелов А. Ф.* Строение разреза отложений докембрия нагорья Сангилен (Тува) // Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области, вып. 268. — Новосибирск: СНИИГиМС, 1979. С. 92—120.

70. *Гоникберг В. Е.* Моренский разрез позднего докембрия и палеотектоническая природа северо-западной окраины Сангиленского массива Тувы // Геотектоника, 1997, № 5. С. 72—84.

71. *Гончаренко А. И.* Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. — Томск: Изд-во ТГУ, 1989. 404 с.

72. *Гордиенко И. В.* Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. — М.: Наука, 1987. 238 с.

73. *Гордиенко И. В., Андреев Г. В., Кузнецов А. Н.* Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. — М.: Наука, 1978. 219 с.

74. *Дергунов А. Б.* Каледониды Центральной Азии. — М.: Наука, 1989. 192 с.

75. *Дистанова А. Н.* Гранитоидные ассоциации раннего палеозоя Восточной Тувы // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. — Новосибирск: Наука, 1984. С. 107—136.

76. *Дистанова А. Н., Руднев С. Н., Майорова О. Н.* Амфиболы и биотиты раннепалеозойских гранитоидов Тувы и Забайкалья. — Новосибирск: Наука, 1990. 64 с.

77. *Добрецов Н. Л.* О покровной тектонике Восточного Саяна // Геотектоника, 1985, № 1. С. 39—50.

78. *Добрецов Н. Л., Конников Д. Г., Медведев В. Н., Скляр Е. Н.* Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты северной Евразии. — Новосибирск: Наука, 1985. С. 34—58.

79. *Довгаль В. Н., Изох А. Э., Поляков Г. В., Телешев А. Е.* Тектоническое положение и особенности состава высококальциевых ультрабазит-базитовых магматических комплексов складчатых областей // Геология и геофизика, 2001, т. 45, № 9. С. 1102—1114.

80. Довгаль В. Н., Минин В. А., Никитов Б. В. Особенности состава разновозрастных гранитов Центральной части нагорья Сангилен // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. — Новосибирск: Наука, 1984. С. 136—150.

81. Додин А. Л., Гурьянова В. Н., Маньковский В. К. и др. Окинский и Ийский стратиграфические разрезы позднедокембрийских образований Восточного Саяна. — М.: Недра, 1971. 196 с.

82. Додин А. Л., Журавлева И. Т. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений бассейна р. Сархой в Восточном Саяне // Геология и геофизика, 1963, № 6. С. 20—29.

83. Докембрий Восточного Саяна / Ф. П. Митрофанов, Л. П. Никитина, Н. П. Бузиков и др. — Л.: Наука, 1964. 329 с.

84. Егоров А. С., Чистяков Г. А., Гурьев И. Ф. и др. Глубинное строение типоморфных структур литосферы по данным геолого-геофизических исследований вдоль геотравверсов России // Разведка и охрана недр, 2001, № 1. С. 2—10.

85. Жабин В. В., Бгатов В. И. Высокоглиноземистые формации позднего докембрия Боксон-Сархойского синклиналия (Восточный Саян) и Енисейского кряжа. — М.: Недра, 1986. 108 с.

86. Жабин В. В., Степанова М. В. Нижняя граница юдомия (венда) в районе Боксонского месторождения Восточного Саяна // Мат-лы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. — Новосибирск, 1974. С. 30—33.

87. Забелин В. И., Кудрявцев А. И., Попов В. А., Кудрявцев В. И. Палеогеографическое и стратиграфическое значение находок скорлупы яиц страусов в Туве // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии // Геоэкология природной среды и общества. — Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2004. С. 179—186.

88. Зайков В. В. Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы // Тр.: ИГиГ, 1976, вып. 327. — Новосибирск. 126 с.

89. Зайкова Е. В. Верхний протерозой Харальской структурно-формационной зоны (Тува) // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. — Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1978. С. 37—49.

90. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. XI. — М.: Наука, 1975. 344 с.

91. Изох А. Э., Поляков Г. В., Гибшер А. С. и др. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса (геохимические особенности, возраст и геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 11. С. 1565—1577.

92. Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. — М.: Наука, 1973. 167 с.

93. Ильин А. В. О малой вероятности покровного строения Восточного Саяна // Геотектоника, 1986, № 3. С. 100—102.

94. Ильин А. В. Древние фосфатоносные бассейны. — М.: Наука, 1990. 174 с.

95. Ильина И. С. Геология и генезис боксонских бокситов в Восточных Саянах // Бокситы, их минералогия и генезис. — М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 267—281.

96. Исаков В. М. Положение в разрезе и строение офиолитового комплекса на востоке нагорья Сангилен (Тува) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Стратиграфия и палеонтология. — Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1986. С. 87—91.

97. Исаков В. М., Рогачев А. М. Реконструкции геодинамических режимов в юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика, 1990, № 6. С. 19—28.

98. Карта гидрогеологического районирования Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000 (пояснительная записка). — М., 2001. 53 с.

99. Катюха Ю. П., Рогачев А. М. О возрасте мангатгольской, дабанжалгинской свит и окинской серии Восточного Саяна // Геология и геофизика, 1983, № 5. С. 68—78.

100. Кильчицаков К. М., Токунов В. Ф. Золотое оруденение в Тапса-Каахемском районе // Мат-лы по геологии Тувинской АССР, вып. 4. — Кызыл, 1971. С. 104—110.

101. Классификация и номенклатура магматических горных пород. — М.: Недра, 1981. 160 с.

102. *Козаков И. К., Котов А. Б., Сальников Е. Б., Бибикова Е. В.* и др. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // *Петрология*, 1999, т. 7, № 2. С. 174–190.

103. *Козаков И. К., Котов А. Б., Сальников Е. Б., Ковач В. П.* и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // *Геотектоника*, 2001, № 3. С. 22–43.

104. *Козаков И. К., Сальникова Е. Б., Бибикова Е. В.* и др. О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических исследований // *Петрология*, 1999, т. 7, № 6. С. 631–643.

105. *Конников Э. Г., Гибшер А. С., Изох А. Э.* и др. Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и изотопные данные // *Геология и геофизика*, 1994, т. 35, № 7–8. С. 152–168.

106. *Коробейников В. П., Исаков В. М., Абрамов А. В., Краевский Б. Г.* и др. Стратиграфия верхнего докембрия Восточной Тувы // Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск, 1979. С. 120–129.

107. *Костицын Ю. А., Алтухов Е. М., Филина Н. П.* Rb-Sr изохронное датирование щелочных гранитов юго-восточной Тувы // *Геология и геофизика*, 1998, т. 39, № 7. С. 917–923.

108. *Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Резницкий Л. З.* и др. О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // *Петрология*, 1997, т. 5, № 4. С. 380–393.

109. *Краевский Б. Г.* К стратиграфии Восточно-Тувинского прогиба // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. – Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1978. С. 70–76.

110. *Кудрявцев В. И., Кудрявцева А. И.* Цветные камни и пьезооптическое сырье Тувы // Ред. В. И. Лебедев. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 224 с.

111. *Кудрявцев В. Е., Шор Г. М.* Пути совершенствования прогноза месторождений урана. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 84 с.

112. *Кузбный В. С.* Кызыл-Таштыгский эталон туматтайгинского риолит-базальтового комплекса (Восточная Тува). – Новосибирск, 1995. 134 с.

113. *Кузьмичев А. Б.* О возможной неорганической природе мшанкоподобных образований сархойской серии Восточного Саяна // *Литология и полезные ископаемые*, 1990 (а), № 1. С. 132–135.

114. *Кузьмичев А. Б.* Сархойская серия стратотипической местности // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. – Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1990 (б). С. 104–123.

115. *Кузьмичев А. Б.* Геологическая структура и стратиграфия билинской подзоны Шишхидского офиолитового пояса (Восточная Тува и Северная Монголия) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее обрамление. – Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1991. С. 130–150.

116. *Кузьмичев А. Б.* Аналоги венд-кембрийской боксонской серии в северо-восточной части Тувино-Монгольского массива // *Изв. вузов. Геология и разведка*, 1994, № 4. С. 11–29.

117. *Кузьмичев А. Б.* Строение верхнерифейской окинской серии на правобережье р. Тустук (Восточный Саян) // *Изв. вузов. Геология и разведка*, 1997, № 3. С. 21–36.

118. *Кузьмичев А. Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: Пробел, 2004. 192 с.

119. *Кузьмичев А. Б., Журавлев Д. З.* О довендском возрасте окинской серии (Восточный Саян) по результатам датирования силлов Sm-Nd методом // *ДАН*, 1999, т. 364, № 6. С. 796–800.

120. *Кузьмичев А. Б., Журавлев Д. З., Бибикова Е. В., Кирнозова Т. И.* Верхнерифейские (790 млн лет) гранитоиды в Тувино-Монгольском массиве: свидетельство раннебайкальского орогенеза // *Геология и геофизика*, 2000, т. 41, № 10. С. 1379–1383.

121. *Курганьков П. П.* Геодинамическая обстановка сейсмоактивных районов Алтае-Саянской складчатой области и проблема внутриконтинентального рифтогене-

- за // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. — Красноярск: КНИИ-ГиМС, 2001. С. 31–43.
122. *Курганьков П. П.* Эволюция кайнозойского вулканизма Тувы. — Красноярск: КНИИГиМС, 2002. 148 с.
123. *Курганьков П. П.* Проблемы использования и охраны природных ресурсов Красноярского края, вып.8. — Красноярск: КНИИГиМС, 2006. С. 174–178.
124. *Лебедев В. И., Владимиров А. Г., Халилов В. А., Каргополов С. А.* U-Pb датирование и проблема расчленения докембрийских и раннепалеозойских метаморфических и магматических образований Западного Сангилена // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 7. С. 45–51.
125. *Лебедев В. И., Ярмолюк В. В., Сугоракова А. М.* и др. Новейший вулканизм и вероятность тектономагматической активизации сейсмоопасных зон на территории Тувы // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии // Геоэкология природной среды и общества. — Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2001. С. 46–54.
126. *Лезин Г. Г.* Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1978. 230 с.
127. *Леснов Ф. П., Меляховецкий А. А., Баярхуу Ж.* Шишхидский гипербазитовый массив (Северная Монголия) // Мат-лы по генетической минералогии и петрологии. — Новосибирск: Наука, 1977. С. 130–145.
128. *Летникова Е. Ф., Гелетий Н. К.* Литолого-геохимические особенности карбонатонакопления чехла Гарганской глыбы (Юго-Восточная часть Восточного Саяна) // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 10. С. 1614–1619.
129. *Литвинцев К. А., Калмычкова Т. Н.* Первый опыт Rb-Sr датирования гранитоидов Мунку-Сардыкского массива (Восточный Саян) // ДАН СССР, 1990, т. 312, № 1. С. 205–208.
130. *Лодочников В. Н.* Петрология Ильчиро-Мондинского района. — Иркутск, 1941. 150 с.
131. *Меляховецкий А. А.* Метаморфизм гипербазитов Восточной Тувы. — Новосибирск: Наука, 1982. 134 с.
132. *Меляховецкий А. А., Никитчин П. А.* Новые данные по геологии и петрографии гипербазитовых массивов р. Билин // Мат-лы по геологии Тувинской АССР, вып. 3. — Кызыл, 1974. С. 42–52.
133. Металлогения урана южной части Западной и Средней Сибири. Объяснительная записка к Прогнозно-металлогенической карте на уран южной части Западной и Средней Сибири масштаба 1 : 1 000 000. — Л., 1977. 148 с.
134. Методическое письмо по подготовке схем гидрогеологической стратификации территории России. — М., 1999. 17 с.
135. Минерагеническая карта Тувинской АССР. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка / Науч. ред. Г. Н. Шапошников. — Л., 1983. 226 с.
136. *Митрофанов Ф. П.* Сопоставление нижнепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы и восточной части Восточного Саяна // Вест. ЛГУ, 1962, № 6. С. 47–56.
137. *Митрофанов Ф. П., Козаков И. К., Палей И. П.* Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. — Л.: Наука, 1981. 153 с.
138. *Михалева Л. А.* Мезозойская лампрофир-диабазовая формация юга Сибири. — Новосибирск: Наука, 1989. 167 с.
139. *Никитчин П. А.* О тектогенезах Тувинской части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Мат-лы по геологии Тувинской АССР, вып. V. — Кызыл, 1981. С. 10–23.
140. *Оболенский А. А., Оболенская Р. В.* Критерии связи эпипермального оруденения с магматизмом // Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области. — Новосибирск: Наука, 1982. С. 96–107.
141. *Ойдуп Ч. К., Кужугет К. С., Агафонов Л. В.* Минералого-геохимические особенности и условия образования золото-платинометалльного оруденения метасоматитов

офиолитовых зон Тувы // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии // Геоэкология природной среды и общества. — Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2001. С. 74–80.

142. Орлова П. В. Литология, условия образования и закономерности размещения бокситов Боксонского месторождения // Бокситы, их минералогия и генезис. — М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 282–305.

143. Петрова А. Ю. Rb-Sr изотопная система метаморфических и магматических пород Западного Сангилены (Юго-Восточная Тува) // Автореф. канд. дис. — М., 2001. 24 с.

144. Петрова А. Ю., Костицин Ю. А. Возраст высокоградийного метаморфизма и гранитообразования на Западном Сангилене // Геохимия, 1997, № 3. С. 347–357.

145. Покровский Б. Г., Летников Е. Ф., Самыгин С. Г. Изотопная стратиграфия боксонской серии, венд-кембрий Восточного Саяна // Стратиграфия. Геол. корреляция, 1999, т. 7, № 3. С. 23–41.

146. Поляков Г. В., Богнибов В. И., Изох А. Э. и др. Перидотит-пироксенит-габбропоритовая формация Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. — Новосибирск: Наука, 1984. С. 3–57.

147. Постников А. А., Терлеев А. А. Основа стратиграфии неопрогерозоя Алтая-Саянской складчатой области // Мат-лы конф.: Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. — Иркутск, 2002. С. 105–107.

148. Принципы гидрогеологической стратификации и районирования территории России / М. С. Голицин, М. В. Кочетков и др. — М.: ВСЕГИНГЕО, 1998. 32 с.

149. Прудников С. Г., Лебедев В. И., Ярмлюк В. В., Кононенко Н. Б. Новые данные о развитии рельефа, возрасте и количестве оледенений в Восточной Туве на основе хронологии вулканических событий // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. — Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2001. С. 66–75.

150. Роцектаев П. А., Катюха Ю. П., Рогачев А. М. Основные черты стратиграфии юго-восточной части Восточного Саяна // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Южное обрамление Сибирской платформы. — Новосибирск: Ин-т геол. геоф., 1983. С. 19–43.

151. Рудные месторождения СССР. Т. 1. — М.: Недра, 1974. 328 с.

152. Рудные формации Тувы / В. В. Зайков, В. И. Лебедев, В. Г. Тюлбкин и др. // Рудные формации Тувы. — Новосибирск: Наука, 1981. 200 с.

153. Рычкова К. М., Лебедев В. И., Чушкова С. А. Сейсмичность Тувы и проблемы прогноза землетрясений // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии // Геоэкология природной среды и общества. — Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2002. С. 62–67.

154. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. — М.: Недра, 1964. 515 с.

155. Семейкин И. Н. Геодинамические режимы формирования рифей-палеозойских образований Окино-Китойского района (Восточный Саян) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). — Иркутск, 2007. С. 68–70.

156. Семейкин И. Н. Палеогеографическая и геодинамическая обстановки формирования рифей-палеозойских образований Окино-Китойского металлогенического пояса (Восточный Саян). — Иркутск, 2008. С. 93–103.

157. Семихатов М. А., Серебряков С. И. Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна // Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 4. С. 87–103.

158. Склярёв Е. В., Медведев В. Н., Куликов А. А., Цой Л. А. Структурная позиция офиолитов обрамления Гарганской глыбы // Петрология и минералогия базитов Сибири. — М.: Наука, 1984. С. 5–10.

159. Ступаков С. И., Завьялова И. В. О возрасте и условиях становления Агардагского гипербазитового массива // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 3. Петрография, петрохимия, минералогия. — Новосибирск, 1986. С. 131–139.

160. Суэоракова А. М. Новые данные о стратиграфии позднедокембрийских отложений Восточной Тувы (Билинское нагорье) // Комплексные исследования Сангилены (Юго-Восточная Тува). — Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1987. С. 87–88.

161. *Сугоракова А. М.* К вопросу о возрасте гранитоидного комплекса (Восточная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск, 2007. С. 105–106.
162. *Сугоракова А. М., Лебедев В. И., Прудников С. Г.* и др. Хронология и особенности эволюции кайнозойского вулканизма Тувы // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии // Геоэкология природной среды и общества. – Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2001. С. 54–66.
163. *Сугоракова А. М., Ярмолюк В. В., Лебедев В. И.* Кайнозойский вулканизм Тувы. – Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2003. 92 с.
164. *Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. Ф.* и др. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. – М.: Недра, 1973. 144 с.
165. Тектоническая карта Саяно-Алтайской складчатой области. Масштаб 1 : 1 000 000 / Гл. ред. Э. Н. Янов – Л., 1963.
166. *Телешев А. Е.* Взаимоотношения гранитоидов Бреньского плутона с девонским вулканическим комплексом Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. – Новосибирск: Наука, 1981. С. 63–104.
167. *Телешев А. Е.* Возраст палеозойских гранитоидных ассоциаций Восточной Тувы и Восточного Саяна // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. – Новосибирск: Наука, 1984. С. 150–163.
168. *Терлеев А. А.* Известковые водоросли чахыртойской свиты нагорья Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. – Новосибирск, 1990. С. 123–134.
169. *Терлеев А. А.* О возрасте древних отложений западной части нагорья Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Мат-лы конф.: Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. – Иркутск, 2002. С. 129–131.
170. *Терлеев А. А., Задорожный В. М.* Находка палеозойских фораминифер в докембрии Восточного Саяна (р. Сархой) // ДАН, 1996, т. 351, № 3. С. 373–374.
171. *Терлеев А. А., Постников А. А., Гибишер А. С.* Возраст и положение боксонской серии в опорном разрезе верхнего докембрия–кембрия Восточного Саяна (реки Сархой, Ухагол) // Тезисы докл.: Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Том 1 // Геофизика, методология, геология кайнозоя, неотектоника, современные процессы, стратиграфия, литология, тектоника. – Иркутск, 1995. С. 80–81.
172. *Терлеев А. А., Постников А. А., Карлова Г. А., Наговицын К. Е.* и др. Новые данные о возрасте забитской свиты Восточного Саяна (венд–ранний кембрий) // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т. 1. – Томск, 1998. С. 312–314.
173. *Терлеев А. А., Постников А. А., Хромых В. Г.* Новые данные по палеонтологии и стратиграфии дибинской свиты в стратотипической местности (Юго-Восточная часть Восточного Саяна) // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 1. С. 127–130.
174. *Туркина О. М., Бурдаков Д. А.* Архейский серогнейсовый комплекс Гарганского блока: строение, состав и возможные аналоги // Мат-лы совещ.: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2. – Иркутск: Изд. ИЗК СО РАН, 2007. С. 129–130.
175. *Федотова А. А., Хаин Е. В.* Покровное залегание сархойского вулканогенного комплекса в структуре Восточного Саяна // ДАН, 1997, т. 335, № 4. С. 514–519.
176. *Федотова А. А., Хаин Е. В.* Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. Вып. 537. – М.: Научный Мир, 2002. 176 с.
177. *Хаин Е. В., Неймарк Л. А., Амелин Ю. В.* Каледонский этап ремобилизации докембрийского фундамента Гарганской глыбы, Восточный Саян (изотопно-геохронологические данные) // ДАН, 1995, т. 340, № 6. С. 776–780.
178. *Хаин Е. В., Федотова А. А.* Олисторомовые комплексы, связанные с формированием Боксонского покрова (бассейн р. Сархой, Восточный Саян) // ДАН, 1995, т. 341, № 3. С. 390–394.

179. *Хераскова Т. Н., Самыгин С. Г.* Тектонические условия формирования венда среднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Восточного Саяна // Геотектоника, 1992, № 6. С. 18–36.
180. *Хоментовский В. В.* О вымыве мелких окаменелостей в древние толщи и связанных с ними проблемах стратиграфии // Геология и геофизика, 1985, № 1. С. 6–12.
181. *Хоментовский В. В.* Проблемы стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири // Стратиграфия и палеонтология. – Новосибирск: Наука, 1986. С. 3–21.
182. *Хоментовский В. В.* Байкалий Сибири (850–650 млн лет) // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 4. С. 313–333.
183. *Хоментовский В. В., Пак К. Л., Постников А. А., Скопинцев В. Г.* Геологическое строение бассейна р. Уха-Гол (Восточный Саян) // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. – Новосибирск, 1985. С. 76–106.
184. *Хомичев В. Л., Кужельная Е. В., Хомичева Е. В.* Каахемский массив – эталон таннуольского комплекса (Центральная Тува). – Новосибирск, 1992. 130 с.
185. *Хомичев В. Л., Хомичева Е. С., Райская Г. Н.* Радиологический возраст гранитоидных комплексов Тувы // Рудоносность магматических формаций Сибири. – Новосибирск, 1991. С. 59–69.
186. *Чучко В. Н.* К вопросу о возрасте таннуольского комплекса северо-восточной Тувы // Мат-лы по геологии Тувинской АССР. Вып. II. – Кызыл, 1971. С. 22–38.
187. *Шатский Н. С.* Об отношениях кембрия к протерозою и о байкальской складчатости // Избр. тр. Т. 1. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 581–587.
188. *Шафеев А. А.* Докембрий юго-западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. – М.: Наука, 1970. 180 с.
189. *Щеглов А. П.* Основные типы разрезов кембрийских отложений Тувы и их тектоническая позиция // Мат-лы по палеонтологии и стратиграфии Сибири. – Новосибирск, 1969. С. 30–39.
190. *Ярмолюк В. В., Козловский А. М., Кудрявцев Е. А., Лебедев В. И.* и др. Крупнейшие долинные изменения в кайнозое Азии: особенности строения, состава и условия формирования «лаговой реки» долины Малого Енисея // Вулканология и сейсмология, 2004, № 4. С. 3–20.

Фондовая

191. *Абрамович Г. Я.* и др. Составление карты магматических формаций юга Восточной Сибири масштаба 1 : 500 000 по работам 1983–1985 гг. Иркутск, 1985.
192. *Александров Г. П., Гольман Е. И.* Оценка перспектив развития минерально-сырьевой базы Сангиленского экономического района Тувинской АССР. Объяснительная записка. ВСЕГЕИ. Кызыл, 1982.
193. *Александров Г. П., Меткин В. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части нагорья Сангилен, листы М-47-ХIII, ХIХ за 1968–1971 гг. Кызыл, 1973.
194. *Александров Г. П., Митинский Ю. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые западной и восточной частей нагорья Сангилен, листы М-46-ХVIII, ХХIV, М-47-ХIV, ХV, ХХ. Кызыл, 1978.
195. *Александровский Ю. С., Демьянов С. П.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верховий рек Бий-Хем, Билин. Отчет Бий-Хемской партии по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 за 1978–1982 гг. Красноярск, 1982.
196. *Александровский Ю. С., Должковой Б. М., Блюман Б. А.* и др. Комплект Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) листа М-46 – Кызыл, Алтае-Саянская серия. Красноярск, 2006.
197. *Александровский Ю. С., Минаков А. Н., Семенов М. И.* Карта золотоносности Республики Тыва (по состоянию на 1.01.2008 г.). Пояснительная записка. Красноярск 2008.

198. *Алтухов Е. Н., Филина Н. П.* и др. Разработка рациональной методики металлогенического районирования и комплексного прогнозирования в пределах редкометалльных провинций СССР. ИМ ГРЭ ТГФ. Красноярск, 1983.

199. *Аносова Г. Б., Егоров К. И.* Карты геохимической изученности и аномалий севера и юго-запада Бурятской АССР масштаба 1 : 200 000 и 1 : 500 000. Улан-Удэ, 1979.

200. *Апрелева З. И., Рик Л. П.* Радиологическое изучение возраста метаморфических и магматических комплексов докембрия Саяно-Байкальской складчатой области. Иркутск, 1971.

201. *Арсентьев В. П., Батурина Е. Е.* Металлогеническая и прогнозная карты Бурятской АССР масштаба 1 : 500 000. Улан-Удэ, 1964.

202. *Арсентьев В. П., Оженко Б. В.* и др. Геология и полезные ископаемые бассейна р. Черный Иркут. Лист М-47-V. Иркутск, 1956.

203. *Арсентьев В. П., Самбург А. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Китой, Урика и Онота. Лист N-47-XXXVI. БГУ, Улан-Удэ, 1960.

204. *Бабин Г. А.* Легенда Алтае-Саянской серии листов для Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 (третье издание). Новокузнецк, 2006.

205. *Базулин В. Ф.* и др. Отчет специализированной партии за 1984 г. Состояние и результаты массовых поисков в Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1985.

206. *Барышева Е. М.* Кодированный каталог ископаемой фауны, флоры и фитоцитов юга Восточной Сибири (листы М-47, N-47, О-47, Р-47) за 1984–1987 гг. Иркутск, 1987.

207. *Басилян Э. С., Чайкин А. А.* Общие геохимические поиски месторождений фосфоритов на примере отдельных объектов Бурятии и Красноярского края за 1984–1987 гг. М., 1987.

208. *Белоголовов В. Ф., Мартос А. С.* и др. Результаты поисковой разведки Ухагольского месторождения и поисково-оценочных работ на фосфориты в пределах Боксон-Сархойского синклинория (Бурятская АССР). Бурятгеология. Улан-Удэ, 1973.

209. *Белоголовов В. Ф., Мартос А. С., Самбург А. П.* Геологическое строение Боксон-Сархойского синклинория (Восточный Саян). Бурятгеология. Улан-Удэ, 1984.

210. *Бессолицин В. П.* Боксонское месторождение боксита (Восточный Саян). Результаты разведки месторождения за 1947–1955 гг. и подсчет запасов на 1.01.1956 г. Отчет Восточно-Саянской экспедиции. Улан-Удэ, 1957.

211. *Блюман Б. А., Жданов В. В.* и др. Усовершенствование методов расчленения и корреляции зональных метаморфических комплексов для целей геохимического картирования и металлогенического анализа. Л., 1983.

212. *Блюман Б. А.* и др. Критерии оценки рудоносности регионально-метаморфизованных черносланцевых толщ Юго-Восточной Тувы. Л., 1980.

213. *Блюман Б. А., Маслов А. Т.* Разработать и внедрить методику расчленения и корреляции полиметаморфических комплексов Юго-Восточной Тувы. Л., 1986.

214. *Бордонос В. П., Крайков П. А., Михалев Ю. М.* и др. Улуг-Танзекское месторождение редких металлов в Тувинской АССР. (Отчет о геологоразведочных работах за 1964–1965 гг. с подсчетом запасов на 1.01.1966 г.). Красноярск, 1965, ТГФ.

215. *Борисенко И. М.* Отчет о результатах поисковых работ на термальные воды в Хойтогорьской и Туранской впадинах. Улан-Удэ, 1966.

216. *Борисенко И. М.* Результаты разведочных работ на минеральных источниках Ниловой Пустыни (Бурятская АССР) с подсчетом запасов на 1.05.1966 г. Улан-Удэ, 1966.

217. *Боровская И. С.* Изучение вещественного состава и закономерности размещения фосфоритов Тувы. М., 1967.

218. *Боровская И. С., Мысятина В. С., Юдин Н. И.* и др. Перспективы фосфоритоносности рифейских и нижнекембрийских отложений Тувы и Западного Саяна. М., 1964.

219. *Бухаров Н. С., Кольчиков И. М.* Геологическое строение и полезные ископаемые района Кызыл-Таштыгского полиметаллического месторождения в пределах листов N-46-144-Г и N-47-133-В. Окончательный отчет по геологосъемочным работам Улугуйской партии в 1962–1964 гг. Кызыл, 1965.

220. *Бухаров Н. С., Кольчиков И. М., Хомизури Н. И., Покояков С. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые в бассейне рек Улуг-О, Сыынак, Хоор-Оос в преде-

- лах листов N-46-144-A и В. Окончательный отчет по геологосъемочным работам Сынакской партии в 1964–1966 гг. Кызыл, 1967.
221. *Вишняков Н. Н., Лбов В. А.* и др. Отчет по геолого-поисковым работам Верхне-Архутской поисково-съемочной партии за 1957 г. в междуречье Китоя и Ара-Ошей. БГУ, 1958.
222. *Владимиров В. А., Зыков А. М.* и др. Результаты поисково-ревизионных работ на южной группе литиеносных пегматитов нагорья Сангилен. Кызыл, 1972.
223. *Волков Л. С., Ефремов Ю. Ф.* Геология и полезные ископаемые верховьев рек Урика и Китоя (Восточный Саян), листы N-47-142, 143. Улан-Удэ, 1961.
224. *Волков Л. С., Копейкина Т. В., Шрубинко В. М.* Металлогенетическая и прогнозная карта Окино-Китойского рудного района масштаба 1 : 200 000. Улан-Удэ, 1966.
225. *Волобуев М. И., Зыков С. А.* Окончательный отчет радиологической партии Енисейской экспедиции МГУ по теме: «Определение абсолютного возраста и изотопного состава свинца геологических формаций складчатых областей и Сибирской платформы в границах Красноярского края и Тувинской АССР за 1971–1974 гг.» М., 1974.
226. *Высотина Л. Н.* Оценка обеспеченности населения республики Тыва ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения. (Отчет Гидрогеологической партии по работам за 1997–2000 гг.). Кызыл, 2001.
227. *Габеев В. А., Кунда З. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бас. рек Дерзиг и Кара-Адыр в пределах листов М-46-12-Бб, М-47-1-А. Кызыл, 1967.
228. *Гаврилова С. П., Хрюкин В. Г., Алексеева Е. А.* Редкометалльные граниты и пегматиты Юго-Восточной Тувы и их структурное положение. М., 1968.
229. *Гицингер А. Б., Тарновский С. Л.* Разработать стратиграфическую схему верхнерифейских отложений центральной и восточной Тувы для крупномасштабной геологической съемки. Новосибирск, 1988.
230. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист М-47 (оз. Хубсугул-Далай). М., 1956.
231. *Гребенников В. С., Степанов Е. В.* Отчет о геолого-поисковых и ревизионных работах Шумакской партии в бассейне рек Шумака и Китоя Восточного Саяна. Иркутск, 1953.
232. *Гречищев О. К., Четвертаков И. В.* Предварительная разведка Улуг-Танзекского месторождения за 1979–1982 гг. Кызыл, 1982.
233. *Гречищев О. К., Четвертаков И. В.* Результаты поисков месторождений криолита в нагорье Сангилен за 1979–1980 гг. Кызыл, 1981.
234. *Гречищев О. К., Шурига Т. Н.* Улуг-Танзекское месторождение редких металлов в Тувинской АССР с подсчетом запасов на 1.01.1988 г. Кызыл, 1988.
235. *Губа С. К., Укжуев И. Д.* и др. Оценка перспектив фосфатоносности района верхнего течения Иркуты (Тункинский и Окинский районы Бурятской АССР) за 1981–1983 гг. Бурятгеология. Улан-Удэ, 1984.
236. *Давыдов В. И.* Минерагеническая карта Республики Бурятия масштаба 1 : 500 000. Бурятгеоцентр, 1992.
237. *Демьянов С. П., Должковой Б. М.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верховий рек Харал, Серлиг-Хем. Листы М-47-2-Б, Г; М-47-3-А, Б, В, Г. Красноярск, 1991, ТГФ.
238. *Демьянов С. П., Семенов М. И.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верховий рек Хамсара, Бий-Хем, Айлыг. (Отчет Азасской партии за 1982–1987 гг. Листы N-47-112, 113-В, 124-А, Б, Г, 125-А, В, 136-Б, Г, 137-Б, В. Красноярск, 1987, ТГФ.
239. *Донченко Л. Л.* Оценка общих перспектив Баянкольского месторождения уртитов и поиски высококачественных известняков в его районе. Кызыл, 1984.
240. *Донченко Л. Л., Данциг С. Я.* Баянкольское месторождение уртитов в Тувинской АССР. Отчет о результатах предварительной разведки с подсчетом запасов на 1.01.1988 г. Кызыл, 1988.
241. *Донченко Л. Л., Козлов М. М.* Отчет Каргинской партии о детальных поисках уртитовых руд и высококачественных известняков для производства глинозема на юго-востоке Тувы за 1979 г. Кызыл, 1980.

242. *Дружков В. П.* Информационный отчет по незавершенным работам «Поисково-оценочные работы на Кара-Бельдырском золоторудном поле». Кызыл, 2002.
243. *Егоров Ю. И., Митрофанов Г. Л.* Составить интерпретационную геофизическую основу масштаба 1 : 200 000 по Восточно-Саянскому и Муйскому районам для обеспечения прогнозно-металлогенических исследований. Иркутск, 1992.
244. *Ефремов Ю. Ф., Волков Л. С.* Геология и полезные ископаемые бассейна р. Горлык-Гол (Восточный Саян). Лист N-47-144-В. Улан-Удэ, 1962.
245. *Ефремов Ю. Ф.* и др. Геология и полезные ископаемые бассейна р. Саган-Сайр. Отчет Горлыкской партии по геологической съемке масштаба 1 : 50 000 за 1962 г. Лист N-47-143-Г. Улан-Удэ, 1963.
246. *Ефремов Ю. Ф., Ставский Э. Ф.* и др. Геология и полезные ископаемые верховой рек Иркутка и Оки (Восточный Саян). Листы М-47-10-А, Б и ревизия проявления «Нового» в верховьях р. Арлык-Гол. Лист N-47-143-В. Улан-Удэ, 1966.
247. *Ефремов Ю. Ф., Ставский Э. Ф.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верховой рек Диб и Хоре (Восточный Саян). Листы М-47-8-А (а, б), Б, Г (а, б), 9-В (а, б). Улан-Удэ, 1968.
248. *Жабин В. В., Исаков В. М.* Оценить перспективы юго-восточной части Восточного Саяна на бокситы и сопутствующие попутные ископаемые (железо, марганец, фосфориты), разработать и внедрить рекомендации по обоснованию основных направлений поисковых работ. Новосибирск, 1988.
249. *Жбанов Э. Ф., Тайсаев Т. Т.* и др. Карты геохимической изученности аномалий, районирования, условий геохимических поисков Восточного Саяна и северного Прибайкалья. Листы М-47-IV, V, N-47-XXVI-XXVII, XXIX-XXXIII, XXXIV, V-49-IV. Улан-Удэ, 1975.
250. *Зайков В. В., Куликов С. С.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые в бассейне рек Харал, Хадын, Демержи, Ойна в пределах листов N-47-134-В, М-47-1-Б, 2-А. Кызыл, 1972.
251. *Зотов Н. Е., Вотинцев Е. И.* Отчет Улугхемской партии за 1965 г. по поискам и предварительной оценке проявлений фосфоритов на территории Тувинской АССР. Кызыл, 1966.
252. *Зыков А. М., Покояков С. Н.* Отчет о результатах поисков первичных фосфоритов в нагорье Сангилен за 1977–1978 гг. Кызыл, 1979.
253. *Зыков А. М., Покоянов С. Н.* Отчет о результатах поисков первичных фосфоритов в пределах Восточно-Тувинского орогенного прогиба. Кызыл, 1980.
254. *Ивлев А. С.* и др. Аэрофотогеологическая карта Тункинской впадины и ее горного обрамления. Состояние работ на 1.01.1987 г. Улан-Удэ, 1988.
255. *Игнатович В. И.* Оценка прогнозных ресурсов Бурятии на 1.01.1993 г. Отчет прогнозного отряда за 1992–1993 гг. Улан-Удэ, 1993.
256. *Кильчицаков К. М., Плеханов А. М.* и др. Результаты поисково-опробовательских работ на золото в бассейне рек Кара-Бельдыр и Чинге. Кызыл, 1973.
257. *Ковалев П. Ф.* Обоснование возраста, расчленение и корреляция гранитоидных комплексов Тувы. Кызыл, 1993.
258. *Ковалев П. Ф., Горшков В. С.* и др. Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 на Билинской площади в пределах листов М-47-4-Б, В, Г, -5-А, Б, В, Г, -6-А, Б, В по работам 1982–1986 гг. Кызыл, 1986.
259. *Ковалев П. Ф., Четкин В. А.* и др. Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 на Каа-Хемской площади в пределах листов М-46-23-А, Б, -24-А, Б, -12-Г, М-47-1-В, Г, М-47-2-В, -13-А, Б за 1977–1982 гг. Кызыл, 1982.
260. *Конкин В. Д.* Карты золотонности Саяно-Прихубсугульского региона масштаба 1 : 500 000 и детальнее для отдельных перспективных площадей с оценкой прогнозных ресурсов золота по категориям P_3 , P_2 в пределах территории Республики Бурятия. Фонды ФГУП «БурТФГИ», ЦНИГРИ. М., 2003.
261. *Корж А. И., Широкушкин З. Д.* и др. Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 на Баш-Хемской площади в пределах листов N-47-123-г, -124-В, -134-Г, -135-Б, В, Г, -136-А, В; М-47-4-А. Кызыл, 1983.

262. *Коткин В. В.* и др. Выполнить прогнозную оценку ресурсов золота в районе Зун-Холбинского месторождения для отчета в ГКЗ СССР. Обосновать направление поисковых работ. ВостСибНИИГГиМС, Бурятгеология. Улан-Удэ, 1989.

263. *Кочетков В. В., Топорков А. Д.* Геохимическое доизучение масштаба 1 : 200 000 на Харальской площади за 1990–1992 гг. Кызыл, 1992.

264. *Клюшников А. Н., Темников Ю. И.* и др. Фосфоритоносность карбонатных толщ междуречья Дибя–Ока–Урик (Восточный Саян). Отчет Монгошинской партии за 1980–1983 гг. Бурятгеология. Улан-Удэ, 1983.

265. *Кужугет К. С., Ойдуп Ч. К.* Комплексная оценка рудоносности гипербазитовых массивов Восточной Тувы. Кызыл, 1992.

266. *Куликов Ю. И., Шубин Г. М.* и др. Результаты поисков фосфатного сырья в бассейне рек Забита, Боксона и Дибя (Восточный Саян). Отчет Южно-Боксонской партии за 1983–1986 гг. Улан-Удэ, 1986.

267. *Левицкий В. В., Баранов В. И.* Разработка критериев поисков крупномасштабных месторождений золота в углисто-терригенных толщах Бурятской АССР и разработка перспективных площадей для постановки первоочередных поисковых работ. ВостСибНИИГГиМС. Улан-Удэ, 1976.

268. *Левченко Е. Н.* Изучение технологических свойств различных типов руд месторождения Улуг-Танзек на малообъемных пробах ИМГРЭ. Кызыл, 1981.

269. *Лобачевский И. В., Бычков Г. И.* и др. Сводный отчет о результатах работ Окинской № 26/78 и Зиминской № 28/78 гравиметрических партий за 1978 г. Иркутск, 1979.

270. *Мартыненко А. П., Голиков В. П.* Отчет о проведенных детальных разведочных работах в бас. рек Эйлиг-Хем, Тапса, Шенелиг, Эмми, Харал в 1977–1982 гг. Кызыл, 1983.

271. *Матросов П. С., Шапошников Г. Н.* Подготовка к изданию Геологической карты Тувинской АССР масштаба 1 : 500 000. (Объяснительная записка). Красноярск, 1990, ТГФ.

272. *Минина Е. А.* Расчленение и корреляция кайнозойских отложений Тувы с целью составления опорных легенд для Госгеолкарты-50. Отчет по договору за 1989–1991 гг. Кызыл, 1991.

273. *Митинский Ю. И., Гривин А. А.* Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 и общие поиски на площади листов М-46-48-В, Г, 60-Б, М-47-37-В, Г, -38-В, -49-А, В по работам 1983–1987 гг. Кызыл, 1987.

274. *Митинский Ю. И., Гривин А. А.* и др. Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 на Нарынской площади в пределах листов М-47-50-А, Б, В, Г, -61-А, Б, -62-А, Б по работам 1978–1982 гг. Кызыл, 1983.

275. *Митинский Ю. И., Гривин А. А.* и др. Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на площади листов М-47-14-Г, -15-А, Б, В, Г, -16-А за 1988–1992 гг. Кызыл, 1992.

276. Металлогеническая и прогнозная карты Тувы на редкие элементы масштаба 1 : 50 000. Кызыл, 1966.

277. *Мулюков Э. М., Шпильков А. Л.* и др. Результаты аэрогамма-спектрометрической съемки и наземной оценки аномалий Саянской, Романовской и Улан-Удэнской площадей (Бурятская АССР) за 1975–1976 гг. Улан-Удэ, 1977.

278. *Немчинов Ю. И.* Заключение по результатам поисково-разведочных работ в Ильчирской котловине Бурятской АССР в 1960 г. Улан-Удэ, 1961.

279. *Никитов Б. В., Лебедева М. Ф.* и др. Прогнозно-металлогенические карты основных редкометалльных районов Тувинской АССР масштаба 1 : 500 000. Кызыл, 1984.

280. *Никитов Б. В., Прудникова Т. Н.* Расчленение магматических докембрийских и кембрийских образований Восточной Тувы. Кызыл, 1987.

281. *Никитов Б. В., Сугоракова А. М.* и др. Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 и общие поиски полезных ископаемых на Ужепской площади в пределах листов М-47-13-В, Г, 25-А, Б, Г, -26-В за 1987–1991 гг. Кызыл, 1991.

282. *Никитчин П. А., Меляховецкий А. А.* Результаты поисково-ревизионных работ на хромиты, проведенных на площади гипербазитовых массивов в бассейне рек Хожей и Билген. Кызыл, 1973.

283. *Никитчин П. А.* Составление металлогенической карты Тувинской АССР масштаба 1 : 500 000 за 1977–1980 гг. Кызыл, 1980.
284. *Никитчин П. А., Егорова Л. С.* Составление тектонической карты Тувинской АССР масштаба 1 : 500 000 в 1986–1989 гг. Кызыл, 1989.
285. *Никифиров В. В., Анрейченков В. А.* Отчет о проведении поисково-оценочных и поисковых работ на проявлениях камнесамоцветного и коллекционного сырья пегматитов нагорья Сангилен за 1984–1986 гг. М., 1986.
286. *Одокий Б. Н.* Провести геолого-экономическую оценку ресурсов железоалюминиевого сырья основных регионов СССР и внедрить результаты исследований в практику работ геологоразведочных организаций. Раздел: геолого-экономическая оценка ресурсов железоалюминиевого сырья района Боксонского месторождения за 1985–1988 гг. Улан-Удэ, 1988.
287. *Ойдуп Ч. К.* Оценка платиноносности и прогноза платинового оруденения в офиолитах и дифференцированных габброидах Тувы. Кызыл, 2000.
288. *Осадчая Д. В., Котельников Д. В.* Расчленение и корреляция нижнепалеозойских осадочных образований Тувы с целью подготовки опорных легенд для Госгеокарты-50. Л., 1991.
289. Оценка прогнозных ресурсов ведущих твердых полезных ископаемых республики Тыва по состоянию на 1.01.1998 г. МПР Тывы. Кызыл, 1998.
290. *Пак В. П., Гайдина В. И.* и др. Лабораторные исследования обогатимости тантал-ниобиевых руд месторождения Улуг-Танзек. Кызыл, 1984.
291. *Петров Н. Ю.* и др. Поисково-оценочные работы на россыпное золото в бас. рек Уургайлыг и Улуг-Шанган по работам 1977–2002 г. Кызыл, 2003.
292. *Перфильев В. В.* Легенда Восточно-Саянской серии Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (Изд. 2-е). Объяснительная записка. Иркутск, 1998.
293. *Подругин В. А., Сухоруков Л. А.* и др. Результаты поисково-разведочных работ на золото в верховьях р. Нарын за 1964 г. Кызыл, 1965.
294. *Плеханов А. М.* Результаты поисковых работ на золото в углеродистых отложениях Нарынского и Харальского районов Тувы за 1977–1978 гг. Кызыл, 1979.
295. *Позышев А. С., Озеров Е. А.* Отчет по структурно-картировочному бурению в Тункинской впадине в 1952–1953 гг. ВостСибнефтегеология БГУ. Улан-Удэ, 1954.
296. *Попов В. А.* и др. Общие поиски фосфоритов на востоке Тувы за 1982–1984 гг. Кызыл, 1984.
297. *Попов В. А., Алев А. А.* Результаты геохимических поисков по потокам рассеяния месторождений кобальта, меди, молибдена и других полезных ископаемых на востоке Тувы за 1979–1981 гг. Кызыл, 1981.
298. *Попова К. И., Иванов Ю. Г.* Петрофизические исследования пород для целей картирования и составления петрофизических карт Тувы масштаба 1 : 500 000 за 1985–1987 гг. Кызыл, 1987.
299. Пояснительная записка к комплекту карт дистанционной основы масштаба 1 : 1 000 000 листа М-47 – Кунгуртуг, Алтае-Саянская серия. СПб., 2000.
300. Пояснительная записка к комплекту карт геофизической основы РФ масштаба 1 : 1 000 000 по листу М-47 – Кунгуртуг. М., 2002.
301. Протокол № 10570 заседания ГКЗ по полезным ископаемым при Совете Министров СССР 21 декабря 1988 г. Подсчет запасов Улуг-Танзекского месторождения. Кызыл, 1988.
302. Протокол № 10619 заседания ГКЗ по полезным ископаемым при Совете Министров СССР от 24 марта 1989 о рассмотрении материалов результатов предварительной разведки Баянкольского месторождения уртитов по состоянию на 1.01.1988 г. Кызыл, 1989.
303. *Прудовский Э. Л., Белоголовов В. Ф.* и др. Ухагольское месторождение фосфоритов Бурятской АССР. Восточный Саян. Результаты детальных поисков. Отчет Ухагольской партии за 1971–1974 гг. Улан-Удэ, 1975.

304. *Ратанов Л. С., Гицингер А. Б.* Разработать стратиграфическую основу позднекембрийских и девонских образований АССО для составления легенд к Геолкарте масштаба 1 : 200 000. Новосибирск, 1994.
305. *Рогачев А. М.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Дибя—Ока—Урик (Восточный Саян). Листы N-47-141-А, В, Г, -142-Б, В (а, б), М-47-9-А (а, б, в), Б (а, б), В (а, в). Отчет Верхне-Окинской партии о результатах ГДП-50 за 1984—1990 гг. Улан-Удэ, 1991.
306. *Рошкеттаев П. А., Балдынов В. Б.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Урда-Боксона и Хоре. Листы М-47-9-А-б, Г. Отчет Бутугольской ПСП за 1973—1976 гг. Улан-Удэ, 1976.
307. *Семенов Г. Г., Михайленко В. Г.* Составление геодинамической карты АССО масштаба 1 : 500 000 на основе модели тектоники плит. Красноярск, 1997.
308. *Семенов М. И.* Поиски вольфрамовых и молибденовых руд на Верхнее-Билинской площади в Восточной Туве. Красноярск, 1989.
309. *Сидорас С. Д.* Опытнo-методические работы по палеомагнитному и радиологическому расчленению осадочно-метаморфических комплексов для целей геологического картирования. Красноярск, 1993.
310. *Сидорас С. Д., Волобуев М. И.* Отчет по производству радиологических и палеомагнитных работ по определению абсолютного возраста геологических формаций Красноярского края. Красноярск, 1983.
311. *Сидоров В. Е.* и др. Отчет о разведке термальных вод Уш-Бельдырского месторождения в Тувинской АССР с подсчетом запасов на май 1966 г. ВСЕГИНГЕО. Кызыл, 1966.
312. *Селиверстов Ю. П.* Геоморфология и четвертичные отложения Тувы. ВСЕГЕИ. ТГФ. Красноярск, 1966.
313. *Сидельцев В. К., Сильченков В. В.* и др. Результаты поисково-разведочных работ на россыпное золото в бассейне среднего течения р. Эми. Кызыл, 1971.
314. *Скопичев В. Г.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верхьев рек Гарган, Урик, Китой, Онот; результаты поисковых работ на участке Китойском (Восточный Саян). Листы N-47-142-В (в, г) Г-143-А (в, г), В, Г. Отчет Самартинской партии за 1988—1994 гг. Улан-Удэ, 1995.
315. *Скопичев В. Г.* и др. Прогнозно-поисковые работы на рудное золото в пределах Шумаковской площади (Республика Бурятия). Отчет Шумаковской партии за 2005—2007 гг. Улан-Удэ, 2007.
316. *Сметанин А. В., Бычков Г. И.* и др. Результаты гравиразведочных работ на Кыренской площади. Иркутск, 1962.
317. *Смоляк А. В.* Монгол-Дабанское месторождение россыпи золота. Отчет Монгол-Дабанской партии за 1992—1993 гг. о результатах поисково-оценочных работ и разведочных работ с подсчетом запасов на 1.08.1993 г. Окинская ГРЭ. Улан-Удэ, 1993.
318. *Смоляк А. В., Тищенко Е. И.* Рекомендации по направлению работ на россыпное золото в верховьях р. Китой (Восточный Саян). Улан-Удэ, 1985.
319. Создание геохимической основы Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 листов М-46 — Кызыл, М-47 — Кунгуртуг. ИМГРЭ. М., 2003.
320. *Сосновская О. В., Сидорас С. Д.* Усовершенствование легенд Алтае-Саянской и Ангаро-Енисейской серий листов Госгеолкарты -1000/3 на территории Красноярского края, республик Хакасия и Тыва; научная экспертиза конечной геолого-картографической продукции по Средне-Сибирскому региону. Красноярск, 2006.
321. Состояние и прирост запасов россыпного золота по УПРиООС РФ Республики Тыва по состоянию на 1.01.2003 г. Кызыл, 2003.
322. *Ставский Э. Ф., Рошкеттаев П. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Шумака. Листы N-47-144-Г, N-48-133-В (а, в), М-47-12-Б (а, б). Отчет по работам Шумаковской ПСП за 1970—1973 гг. Улан-Удэ, 1973.
323. *Старчак Л. И., Ананьин В. А.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ на Верхне-Китойской площади за 1959 г. Улан-Удэ, 1960.

324. *Старчак Л. И., Лбов В. А.* и др. Отчет о результатах геолого-поисковых работ Китайской партии за 1960 г. Улан-Удэ, 1961.
325. *Сушкевич Б. И., Пятов В. И.* и др. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на апатиты в Слюдянском районе Иркутской обл. (уч. Сюточкина Падь, Бурутуй, Улунтуй) и Тункинском районе БМ АССР (уч. Мойготы) в 1955–1956 гг. Иркутск, 1957.
326. *Тайсаев Т. Т., Плюснин А. М.* Разработка и внедрение методики гидрогеохимических поисков месторождений редких и благородных металлов в условиях высокогорья (Восточный Саян, Урик-Китойская золоторудная зона и Ильчирский синклиний) за 1980–1983 гг. Улан-Удэ, 1983.
327. *Титов М. И., Сахаров Ю. И.* Технично-экономическое обоснование временных кондиций на руды Улуг-Танзекского месторождения. Красноярск, 1978.
328. *Топорков Л. Д., Савлук В. И.* Обобщение и анализ материалов по геохимической изученности Тувинской АССР на важнейшие полезные ископаемые на 1.01.1991 г. Кызыл, 1992.
329. *Туголесов Л. Д.* и др. Изучить распределение микроэлементов в нефелиновых рудах Баянкольского месторождения и щелочных породах сангиленского комплекса (Юго-Восточная Тува). Красноярск, 1986.
330. *Феоктистов В. П.* и др. Прогнозно-минерагенический анализ и количественная оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации (объект 21, раздел 1) на комплекс полезных ископаемых с геолого-картографическим опережением и сопровождением (окончательный отчет по теме 21, раздел 1 за 2001–2003 гг.). ВСЕГЕИ, МПР России. Росгеофонд, 2003.
331. *Феофилактов Г. А.* Геолого-структурные условия локализации и генетические особенности месторождений золота Китойско-Урикского рудного узла. Улан-Удэ, 1968.
332. *Хлыстов П. А., Пилипенко В. И.* и др. Перспективы фосфоритонности карбонатных отложений Ильчирского синклинория (верховья рек Иркутка и Китоя, Восточный Саян). Улан-Удэ, 1978.
333. *Холяндра Л. И.* и др. Аэромагнитная съемка на Джойском, Буйбинском, Эрзинском и Кунгуртугском участках за 1974 г. Абакан, 1975.
334. *Холяндра Л. И., Холяндра А. Н.* Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 25 000 на Каа-Хемском участке за 1977 г. Абакан, 1978.
335. *Хомиири И. И., Донченко Л. И.* Отчет по поисково-ревизионным работам, проведенным поисково-ревизионной партией № 22223 в бассейне рек Хусуни-Гол, Сольбелдыр, Баян-Хол, Хун-Гол. Кызыл, 1965.
336. *Хрипунов А. С., Меткин В. А., Копылова Л. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верховий р. Эрзин. (Листы М-47-49-Б и М-47-49-Г). Окончательный отчет Верхне-Эрзинской ГСП по геологосъемочным работам за 1962–1964 гг. Кызыл, 1965.
337. *Чебаков Г. И., Гонтаренко И. Д.* и др. Результаты комплексных геолого-геофизических поисков золота в Ильчирском синклинории и фосфоритов в Улзыта-Урикском междуречье (Бурятская АССР, Восточный Саян). Улан-Удэ, 1981.
338. *Четвергов А. П.* Подготовка к изданию гравиметрических карт масштаба 1 : 500 000 листов N-45-Г; N-46-В, Г; М-45-А, Б, Г, М-46-А, Б; М-47-А. Красноярск, 1994.
339. *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 за 1993–1998 гг. Красноярск, 1998.
340. *Чучко В. Н.* Анализ и обобщение материалов по минерально-сырьевой базе строительных материалов Республика Тыва на 1.01.1993 г. Кызыл, 1994.
341. *Чучко В. Н., Подкаменный А. А.* Геолого-экономическое районирование и оценка прогнозных ресурсов Тувинской АССР на важнейшие полезные ископаемые масштаба 1 : 500 000 за 1988–1990 гг. Кызыл, 1990.

342. *Шаповалов Д. Н.* Легенда Верхне-Енисейской серии для геологических карт масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). Кызыл, 2000.

343. *Шапошников Г. Н.* Сравнительная характеристика срединных и других устойчивых массивов АССО для целей минерагенического районирования. ВСЕГЕИ, 1977.

344. *Шуляк Г. Б.* и др. Результаты поисков фосфоритных месторождений в верховьях Урика, Тустука и на правом берегу Китоа (Восточный Саян). Отчет Урикской партии за 1986–1989 гг. Улан-Удэ, 1989.

345. *Щеглов А. П., Уманцев Д. Ф.* и др. Региональные тектонические закономерности размещения важнейших рудных районов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1976.

346. Эксплуатационные запасы подземных вод, прошедших Государственную экспертизу на 1.01.2003 г. Республика Тыва. Кызыл, 2003.

347. *Яшин В. Н.* и др. Поиски и оценка особо чистого кварца в Окинском районе Республики Бурятия. Улан-Удэ, 2006.

348. *Яшина Р. М.* Изучение щелочного магматизма и связанной с ним минерализации в областях различного тектонического строения. ИМГРЭ, 1967.

**Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых признаков,
показанных на листе М-47 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000**

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Твердые горючие ископаемые			
Т о р ф			
I-5-10	П	Тунку-Нурское	278
I-6-1	П	Галечное	278
Металлические ископаемые			
Черные металлы			
Ж е л е з о			
I-1-16	ПМ	Верховье р. Кара-Адыр	227
I-6-20	ПМ	Водораздел рек Тажон-Гол и Ара-Хонголкой	46, 315
II-1-16	ПМ	Левый берег р. Каптагай	48
II-2-5	ПМ	Правый берег р. Хавай	49
Х р о м			
I-2-19	ПМ	Истоки р. Серлиг-Хем	258
I-3-17	ПМ	Бильдык	258
В а н а д и й			
I-5-19	П	Бутугольское	306
I-5-20	ПМ	Тунку-Нурский	332
Цветные металлы			
М е д ь			
I-4-1	П	Забитское	45
I-1-5	ПМ	Правый берег р. Хадын	250
I-1-22	ПМ	Верховье р. Мун-Даш	227
I-1-31	ПМ	Правый берег р. Сарабсалыг-Хем	237
I-1-44	ПМ	Правый берег р. Шуй	281
I-2-16	ПМ	Верховье р. Чукур-Хем	237
I-4-3	ПМ	Верхнесархойское	45
I-5-9	ПМ	Правый берег р. Хоре	306
I-6-14	ПМ	Ара-Хубугы	47

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-6-15	ПМ	Верховье р. Зун-Гол С в и н е ц	315
I-1-34	П	Унжейское	237
I-1-18	ПМ	Верховье р. Мун-Даш	227
I-1-23	ПМ	Правый борт р. Кара-Хем	237
I-2-6	ПМ	Левый берег р. Серлиг-Хем	258
I-5-21	ПМ	Водораздел р. Неман-Жалга- кл. Озерный	306
I-5-25	ПМ	Левый берег р. Лев. Садэ	306
II-1-13	ПМ	Левый берег р. Чинге	281
III-1-56	ПМ	Истоки р. Тарги	50
		Ц и н к	
I-2-12	П	Сурхая-I	258
I-3-5	П	Озерное	258
		Н и к е л ь	
I-1-33	П	Габбровое	237
I-2-8	ПМ	Правый берег р. Коктыг-Хем	258
I-2-15	ПМ	Истоки р. Коктыг-Хем	258
I-3-12	ПМ	Западный склон выс. 2493	258
I-3-14	ПМ	Водораздел рек Бол. и Мал. Бильдык	258
		М о л и б д е н	
I-2-1	П	Тербенское	261, 341
I-2-5	П	Джолусское	261, 341
I-5-26	П	Бажирское	46
I-5-30	П	Пограничное	305
I-5-31	П	Буту-Гольское	46
I-5-33	П	Верхне-Буту-Гольское	306
I-1-32	ПМ	Верховье р. Кара-Хем	42
I-2-3	ПМ	Верховье р. Кыштаг	258
I-2-9	ПМ	Верховье р. Ан-Хулчук	258
I-3-7	ПМ	Исток р. Кыштаг	258
I-3-8	ПМ	Озерный-1	258

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-4-8	ПМ	Хэм-Гольское (верховье р. Дзэд-Уха)	45
I-5-22	ПМ	Тумеликское	246
I-5-28	ПМ	Средне-Иркутное	46
I-6-24	ПМ	Ара-Ошейское	47, 315
I-6-37	ПМ	Дунду-Гольское	47
II-1-7	ПМ	Правый берег р. Мос	281
III-2-21	ПМ	Гребень правого борта р. Кундус (в 2,2 км юго-западнее выс. 2639)	51
III-2-28	ПМ	Коргере-Дабинское (водораздел р. Кундус, в 2,2 км юго-западнее выс. 2668)	51
IV-2-9	ПМ	Левый берег р. Тастыг (правый берег р. Хусуин-Гол)	51
IV-2-10	ПМ	Левый борт р. Хусуин-Гол	51
В о л ь ф р а м			
I-3-6	П	Южный	308
I-1-30	ПМ	Чаиндинский	237
I-1-45	ПМ	Правый берег р. Унжей	275
I-3-2	ПМ	Устье р. Тонмас	258
I-3-9	ПМ	Левый берег р. Билин	258
I-3-10	ПМ	Район выс. 2493	258
II-2-2	ПМ	Верховье р. Западный Илэгтэг	49
А л ю м и н и й			
I-5-1	МК/З	Боксонское	151, 286, 61, 305
III-1-15	МС/З	Баянкольское	50, 274, 341, 302
III-1-1	П	Академический массив	273
III-1-4	П	Верхне-Ызыройский массив	341
III-1-7	П	Харлинский массив	50, 274
III-1-22	П	Дахунурский массив	50, 274, 341
III-1-23	П	Чинчилигский массив	50, 274, 341
III-1-27	П	Чикский массив	50, 274, 341
III-1-29	П	Тоскульский массив	50, 274

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы			
Л и т и й			
IV-2-6	МК/3	Тастыгское	222, 51, 341
III-1-21	П	Шук-Бюль	222, 50, 274, 341
III-1-24	П	Кара-Адыр	222, 50, 274, 341
III-1-51	П	Левый берег р. Жин-Хем	222, 50, 274
III-1-60	П	Пакцагангольское	50
III-1-61	П	Качикское	222, 50, 274
III-1-62	П	Хартыгское	222, 50, 274
III-1-63	П	Левый берег р. Тарги	222, 50
III-1-64	П	Суглугское	222, 50
III-1-65	П	Ак-Адырское	222, 50
IV-1-1	П	Бургинское	50
IV-1-2	П	Пичи-Тоштугхемское	50
IV-1-4	П	Севелигское	50
IV-2-1	П	Дзосингольское	51
IV-2-2	П	Сайлыкское (верховье р. Дзос, в 3,2 м юго-восточнее выс. 2006)	51
IV-2-3	П	Левый берег истока р. Хусуин-Гол	51
IV-2-5	П	Харасугское	51, 341
IV-2-8	П	Пичи-Тастыгское	51, 341
I-2-24	ПМ	Агой	275
III-1-35	ПМ	Тайхемское	50, 274
III-1-55	ПМ	Водораздел рек Жин-Хем–Тарги	50
IV-1-5	ПМ	Река Качик	50
Тантал, ниобий, редкие земли			
III-1-2	МК/3	Улуг-Танзек	50, 234, 341, 301
I-2-22	П	Тужема	275
III-1-11	П	Баян-Хольское (левый берег р. Баян-Хол)	50, 274
III-1-16	П	Хунчольское	50, 274
III-2-20	П	Верхне-Кундусское	51, 341
III-2-22	П	Агашское	51, 341

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-1-9	ПМ	Верховье р. Таргабатай	50
III-2-23	ПМ	Средне-Кундусское	51
Редкие земли, редкие металлы			
I-3-18	П	Гора Хулутруг-Ула	44
I-3-20	П	Чавачское	44
I-3-21	П	Водораздел рек Шишхид-Гол-Чавач	44
I-3-22	П	Правый борт р. Шишхид-Гол	44
III-1-54	П	Чикское жильное поле	50
III-1-59	П	Цзойгальское	50
III-2-16	П	Отыгыгское	51
I-1-24	ПМ	Верховье р. Чаинда	237
I-2-2	ПМ	Юго-восточный борт оз. Кара-Холь	261
I-2-10	ПМ	Левый берег р. Серлиг-Хем	258
I-3-3	ПМ	Пограничный	258
I-3-11	ПМ	Левый берег р. Кыштаг	258
I-3-13	ПМ	Юго-западный склон выс. 2493	258
I-5-35	ПМ	Левый берег р. Бол. Буту-Гол	306
I-6-4	ПМ	Шумакское	47
II-1-1	ПМ	Правый берег р. Мос	281
II-1-2	ПМ	Правый берег р. Устю-Каржай	281
II-1-11	ПМ	Левый берег р. Чекпелик	281
II-1-12	ПМ	Мос	281
II-2-1	ПМ	Верховье р. Зап. Илэгтэг	49
II-2-3	ПМ	Верховье р. Милзей	49
II-2-4	ПМ	Верховье р. Милзей	49
II-2-6	ПМ	Верховье р. Милзей	49
II-2-12	ПМ	Истоки р. Каа-Хем	49
III-1-3	ПМ	Ызыройское	50
III-1-5	ПМ	Батаякское	50, 274
III-1-6	ПМ	Кызыл-Адырское	50, 274
III-1-8	ПМ	Верховье р. Эрзин	50
III-1-10	ПМ	Правый берег р. Эрзин	50, 273
III-1-14	ПМ	Левый берег р. Эрзин	274
III-1-17	ПМ	Верховье р. Сол-Бельдыр	50, 274

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-1-18	ПМ	Бассейн р. Каргы	50
III-1-19	ПМ	Левый берег р. Чартис	50
III-1-26	ПМ	Правый берег р. Чартис	50
III-1-28	ПМ	Левый берег р. Балыктыг-Хем	50, 274
III-1-42	ПМ	Река Балыктыг-Хем	50
III-1-50	ПМ	Правый берег р. Нарын	50, 274
III-1-52	ПМ	Река Чахыртой	50
III-1-53	ПМ	Правый берег р. Жин-Хем	50
III-2-14	ПМ	Адыройское	51
III-2-15	ПМ	Усть-Кундусское	51
III-2-19	ПМ	Харыктыкское	51
III-2-25	ПМ	Бурекское	51
III-2-27	ПМ	Верховье р. Дзос	51
III-2-29	ПМ	Водораздел рек Кундус–Дзос	51
III-2-30	ПМ	Каргере-Даба	51
Благородные металлы			
Золото			
II-1-8	МС/З	Гордеевское	281, 242
I-1-2	РК/З (О,3)	Реки Ойна и О-Хем с притоками – р. Шенелик, р. Чаасханик	42, 250, 341
I-1-11	РК/З (О,3)	Река Харал с притоками (Сумасшедший и Хина)	42, 250, 341
III-2-5	РК/Э	Река Эми с притоками	51, 341, 289
I-1-3	РС/З (О,3)	Река Демержи	42, 250, 341
II-1-9	РС/З	Река Кара-Бельдыр	341
III-1-38	РС/О	Верхнее течение р. Нарын с притоками	50, 274, 341
I-1-1	РМ/З	Река Кара-Адыр с притоками	42
I-1-4	РМ/З	Река Хадын	42, 250, 341
I-1-20	РМ/З	Чаинда	341, 289
I-1-21	РМ/З	Водораздел рек Ойна–Шенелик	42, 250, 341
I-1-25	РМ/З	Кара-Хем	341, 289
I-1-28	РМ/З	Правый и левый борта р. Сайлыг	341, 289
I-1-37	РМ/Э	Кагжирба	341, 289
I-1-38	РМ/Э	Кундус-Кудурук	341, 289
I-1-39	РМ/З	Ужей	341, 289

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-1-40	РМ/З	Чайма	341, 289
I-1-41	РМ/З	Ханга	341, 289
I-4-5	РМ/З	Река Монгол-Дабан	45, 318
I-4-6	РМ/З	Река Алтын-Жалга	45
I-6-10	РМ/З	Река Китой (долина)	314
II-1-14	РМ	Карабельдыр (р. Чинге)	341, 289
II-1-15	РМ/З	Река Каптагай	48, 341
II-2-7	РМ/З	Река Ханыр	49, 341
II-2-8	РМ/З	Река Хавай	49, 341
II-2-9	РМ/З	Река Милзей	341, 289
II-2-10	РМ/З	Река Чунай	341, 289
III-1-20	РМ/З	Река Пучук	341
III-1-37	РМ/Э	Река Ак-Адыр	274, 341
III-1-44	РМ/З	Река Чахыртой	341
III-1-45	РМ/З	Река Сайлыг (Сайлик)	341
III-1-47	РМ/З	Река Жин-Хем	341
III-1-57	РМ/Э	Среднее течение р. Тарги (Качик)	341, 289
III-2-3	РМ/Э	Река Оттук-Даш	51, 341, 289
III-2-8	РМ/Э	Река Уленой	51, 341, 289
III-2-11	РМ/З	Река Торбулак (правый приток р. Балыктыг-Хем)	51, 281
III-2-12	РМ/З	Река Оюм (правый приток р. Балыктыг-Хем)	341, 281
III-2-13	РМ	Река Чоглуг (левый приток р. Ихэ-Тайрисин-Гол)	341, 281
III-2-17	РМ/З	Река Агаш с левым притоком (правый приток р. Балыктыг-Хем)	341, 281
III-2-18	РМ	Река Чактыг (левый приток р. Балыктыг-Хем)	341, 289
III-2-1	РМ/З	Река Чалын (с левым притоком)	341
IV-1-3	РМ/З	Река Сутлук	341, 281
I-1-6	П	Мозголевское	250, 289
I-1-8	П	Правый берег р. Харал (устье р. Конойка)	250
I-1-13	П	Правый берег р. Харал (устье р. Шорлуг)	250

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-1-14	П	Правый берег р. Харал (устье р. Кварцевый)	250
I-1-35	П	Западное	259, 341
I-1-36	П	Вертолетное	259, 341
I-1-42	П	Левый берег р. Ужеп	281
I-1-46	П	Устье рек Бол. и Мал. Май	42, 281
I-4-2	П	Монгол-Дабанское	45
I-4-4	П	Ара-Монгол-Дабанское	247
I-4-11	П	Закрытое	247
I-4-12	П	Конгломератовое	247
I-5-6	П	Ильчир	246
I-5-15	П	Ссылное	305
I-5-16	П	Ондольтойское	305
I-5-27	П	Правый приток р. Хоре	247
I-5-32	П	Западное (Уха-Гольское)	247, 305
I-6-2	П	Уч. Брусничный	315
I-6-3	П	Яман-Гольское	315
I-6-5	П	Скалистое	315
I-6-6	П	Жолга	315
I-6-11	П	Уч. Галечный	306, 315
I-6-12	П	Уч. Нижне-Шара-Гольский	315
I-6-13	П	Уч. Китойский	315
I-6-16	П	Уч. Шара-Гольский	315
I-6-17	П	Водораздел рек Жолги и Ара-Ошей	315
I-6-18	П	Зунгольское	315
I-6-19	П	Хонголдайское	47, 315
I-6-22	П	Ихесарамское	315
I-6-23	П	Левый берег р. Ара-Ошей	315
I-6-25	П	Левый берег р. Ара-Ошей	315
I-6-26	П	Верховье р. Ушаринги	315
II-1-5	П	Куржут	281
II-1-10	П	Эзен	281, 242
III-1-12	П	Левый берег р. Пучук	50
III-1-30	П	Красная Горка	274

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-1-32	П	Исток р. Чартис	50, 274
III-1-33	П	Левый борт р. Хап-Суг	50, 274
III-1-36	П	Правый берег р. Нарын	50, 274
III-1-40	П	Левый берег р. Нарын	50, 274
III-1-43	П	Уч. Ак-Адыр	274
III-2-6	П	Эмийский голец	135
I-1-7	ПМ	Верховье р. Хомус-Хем	237
I-1-9	ПМ	Междуречье Ойна–Демержи	250, 341
I-1-10	ПМ	Водораздельный	250, 341
I-1-12	ПМ	Левый берег р. Хомус-Хем	237
I-1-15	ПМ	Правый берег р. Шенелик	250
I-1-19	ПМ	Левый берег р. Шенелик	250, 341
I-1-43	ПМ	Верховье р. Бол. Май	281
I-2-4	ПМ	Приустьевая часть р. Хан	237
I-2-7	ПМ	Правый берег р. Хан	237
I-2-17	ПМ	Верховье р. Сур-Хая	258
I-2-20	ПМ	Истоки р. Серлиг-Хем	258
I-4-7	ПМ	Левый берег р. Хойто-Шибит	247
I-4-9	ПМ	Ара-Назор	247
I-4-10	ПМ	Стрелка	247
I-4-13	ПМ	Толтинский	332
I-5-5	ПМ	Перевал-1	246
I-5-7	ПМ	Усть-Жохойское	46
I-5-8	ПМ	Сусеровское	46
I-5-12	ПМ	Ишунтинское	46
I-5-13	ПМ	Долинный	246
I-5-17	ПМ	Толтинский	332
I-5-18	ПМ	Тунку-Нурский	315
I-5-24	ПМ	Правый берег р. Жохой	306
I-6-8	ПМ	Нарингольское	47
II-1-3	ПМ	Кара-Суг	281
II-1-4	ПМ	Левый берег р. Ульген-Хем	281
II-1-6	ПМ	Левый берег р. Устю-Каржай	281
III-2-7	ПМ	Левый борт р. Эми	135

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-2-9	ПМ	Истоки р. Уленой Серебро	135
I-2-11	ПМ	Сурхая-II	258
I-2-13	ПМ	Исток р. Серлиг-Хем	258
I-6-21	ПМ	Правый берег р. Ара-Хубуты	315
Радиоактивные элементы Уран, торий			
I-2-14	П	Кадыр-Ат	258
I-3-1	П	Кыштаг	258
I-5-34	П	Верхне-Буту-Гольское	306
I-1-17	ПМ	Правый берег р. Мун-Даш	227
I-1-26	ПМ	Перевольное	259
I-1-27	ПМ	Контактовое	259
I-2-21	ПМ	Левый берег р. Ниж. Кадраус	275
I-2-23	ПМ	Правый берег р. Ниж. Кадраус	275
I-2-26	ПМ	Исток р. Илэгтэг	43
Неметаллические ископаемые Оптические материалы Кальцит оптический			
III-1-46	П	Адырбутское	50, 274
III-1-48	П	Жинхемское (руч. Жин-Хем)	50, 274
III-1-49	П	Качикский участок (р. Качик)	50, 274
IV-2-4	П	Западное	51
IV-2-7	П	Водораздельное	51
Кварц оптический			
I-5-3	П	Окинский-1	305, 255, 347
I-5-4	П	Монгошинский	306, 305, 255
I-5-11	П	Урунгэ-Нурский	306, 255, 347
Химическое сырье Флюорит			
III-1-25	ПМ	Левый берег р. Кызыл-Бельдир	50, 273

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Минеральные удобрения			
Фосфатные			
Апатит			
I-5-38	П	Обо-Горхонское	235
I-6-30	П	Хара-Дабанское	235
I-6-33	П	Обрубское	235
I-6-34	П	Харси	235
I-6-36	П	Река Бол. Хара-Гол	235
Фосфорит			
I-5-23	МК/З	Уха-Гольское	303
I-5-2	П	Боксонское	266
I-5-14	П	Пологое	306
I-5-20	П	Тунку-Нурское	332
I-6-7	П	Ара-Ошейское	344
I-6-9	П	Шумакское	344
Керамическое и огнеупорное сырье			
Глины керамические			
II-2-11	П	Чунайское	340
Горнотехническое сырье			
Мусковит			
I-2-25	П	Агойское (левый берег р. Агой)	43, 275
III-1-58	П	Ара-Булакское	50, 274
III-2-10	ПМ	Правый берег р. Торбулак	51
Графит			
I-5-29	П	Буту-Гольское	306
III-1-34	П	Ветвистое (левый приток р. Хап-Суг)	50, 274
Драгоценные и поделочные камни			
Рубин			
I-3-4	ПМ	Верховье левого притока р. Билин	258, 110
Амазонит			
III-1-13	П	Река Баян-Кол (среднее течение)	274, 110
III-1-16	П	Хунчол	274, 110
III-1-62	П	Харты	110
III-2-24	П	Амазонитовое	110

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
К а н к р и н и т			
III-1-22	П	Дахунурское	274, 110
III-2-26	П	Улан-Эрге	110
К о р у н д			
III-1-31	П	Левый борт р. Хап-Суг	50, 274, 110
Н е ф р и т			
I-3-16	П	Река Бол. Бильдык	258, 110
I-3-19	П	Река Билин (Билинский массив)	258, 110
С е р п е н т и н и т			
III-2-4	П	Правый борт р. Эми	110
Строительные материалы Магматические породы Т у ф ы			
I-6-28	МС/З	Хулугайша	47
Карбонатные породы М р а м о р ы			
III-1-39	П	Балыктыг-Хем (правый берег)	274
И з в е с т н я к			
I-6-32	МС/З	Туранское (верховье р. Бор)	47
Глинистые породы Г л и н ы к и р п и ч н ы е			
III-2-2	ММ/З	Чиргаланды	340
Обломочные породы П е с ч а н о - г р а в и й н ы й м а т е р и а л			
I-5-36	МС/Э	Мондинское	235
I-6-29	ММ/Э	Хулугайма	235
Щ е б е н ь			
I-5-37	ММ/Э	Обо-Горхонское-2	235
Подземные воды и лечебные грязи Минеральные лечебные Азотно-Углекислые			
I-6-27	*МС/Э	Нилова Пустынь	47

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Углекислые			
I-6-10	*МК/Э	Шумацкие Источники	322
Радоновые			
I-1-29	И	Река Холуг-Буг (левый приток р. Сайлыг)	42, 259
Сероводородные			
I-2-18	И	Верховье р. Маймалыш	43
I-3-15	И	Левый борт р. Бол. Бильдык	44, 258
I-6-31	И	Хутун	47
I-6-35	И	Халагун	47
II-1-17	И	Верховье р. Бурба	48, 273
II-2-13	И	Район устья р. Буяй	
III-1-41	И	Нарынский Аржан (правый берег р. Нарын)	49
Без разделения по составу			
III-3-1	Скв.	Тайрисин-Аржан	50, 274
Термальные			
I-3-24	*МК/Э	Уш-Бельдирское	44
Питьевые			
I-3-23	*ММ/З	Нижне-Чавачское	44
Грязи лечебные			
I-6-10	П	Шумацкие	322, 315
I-6-27	П	Нилова Пустынь	47

Принятые сокращения. Месторождения: МК – крупное, МС – среднее, ММ – малое; РК – россыпь крупная, РС – россыпь средняя, РМ – россыпь малая; П – проявление; ПМ – пункт минерализации. Подземные воды: И – источники, Скв. – скважины. Освоенность месторождений: Э – эксплуатируемые, З – законсервированные, О – отработанные, (О, З) – частично отработанные, законсервированные.

*Размерность месторождений минеральных вод принята по дебиту согласно инструкции.

**Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений листа М-47 Госгеолкарты РФ
масштаба 1 : 1 000 000**

№ п/п	Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Единицы измерения	Пло- щадь S, км ²	Запасы, категории		Прогнозные ресурсы/категории по состоянию на 1.01.2009 г.			P ₁ +P ₂ +P ₃	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность
					A+B+C ₁	C ₂	P ₁	P ₂	P ₃			
Алтае-Саянская минерагеническая провинция Окинская минерагеническая субпровинция <i>Верхне-Окинская МЗ</i>												
1	2.1.1. Дибинский прогно- зируемый золоторудный узел	Золото коренное	т	158					25	25	25	
2	2.2.1. Хойто-Гарганская прогнозируемая золото- рудная зона	Золото коренное	т	35					60	60	60	
3	2.2.3. Гарганская кварце- носная зона	Кварц	млн т	66					1,3	1,3	1,3	
4	2.3.1. Уртагольский про- гнозируемый золоторуд- ный узел	Золото коренное	т	186					50	50	50	
5	2.3.2. Хонголдойский прогнозируемый золото- рудный узел	Золото коренное	т	262					130	130	130	
6	2.4.1. Хоре-Урикская бок- сит-фосфоритоносная зо- на	Бокситы	млн т	261							130	0,5
		Фосфо- риты	млн т								226	1,15

7	Боксонское месторождение бокситов (I-5-1)	Бокситы	млн т		77*	52*	–				129	
		Фосфориты	млн т		–	–	139***			139	139	
8	Уха-Гольское месторождение фосфоритов (I-5-23)	Фосфориты	млн т	42		58	29			29	87	
9	2.0.1.Ондольтойская прогнозируемая золоторудная зона	Золото коренное	т	92				23	27	50	50	
Восточно-Тувинская (Верхне-Енисейская) минерагеническая субпровинция <i>Таннуольско-Улугуйская (Восточно-Тувинская) МЗ</i>												
10	4.1.1. Харальский (Мозголевский) золоторудно-россыпной узел	Золото коренное	т			–	–	–	100	100	100	
		Золото россыпное	т	635		0,1	1	2	4	7	7	
11	4.3.1. Кагжирба-Кундусский золоторудно-россыпной узел	Золото коренное	т						50	50	50	
		Золото россыпное	т	980					2	2	2	
12	4.3.2. Карабельдырский золоторудно-россыпной узел	Золото коренное	т				20	20	50	90	90	
		Золото россыпное	т	709			0,3	0,7	1	2	2	
13	Карабельдырское золоторудное поле	Золото коренное	т	8				20		20	20	4,9

№ п/п	Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Единицы измерения	Площадь S, км ²	Запасы, категории		Прогнозные ресурсы/категории по состоянию на 1.01.2009 г.			P ₁ + P ₂ + P ₃	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность	
					A+B+C ₁	C ₂	P ₁	P ₂	P ₃				
14	Гордеевское месторождение (II-1-8) золота, проявление Эзен (II-1-10)	Золото коренное	т				20			20	20		
<i>Билинская МЗ</i>													
15	5.1.1. Тербенский прогнозируемый редкометалльно-молибденоворудный узел	Молибден	тыс. т	246					50	50	50		
16	5.2.1. Верхне-Билинский вольфрамворудный узел	Вольфрам	тыс. т	508					20	20	20		
<i>Центрально-Сангиленская МЗ</i>													
17	6.0.1. Улутганзек-Баян-кольский редкоземельно-редкометалльно-нефелинворудный узел	Нефелиновые руды	млн т	503				995	628	2029	2375	2,05	
		Тантал (Ta ₂ O ₅)	тыс. т								204	0,41	
		Ниобий (Nb ₂ O ₅)	тыс. т									1894	3,77
		Редкие земли (TR ₂ O ₃)	тыс. т									883	1,71

18	Улуг-Танзекское месторождение (III-1-2)	Тантал (Ta ₂ O ₅)	тыс. т		75	39	90					
		Ниобий (Nb ₂ O ₅)			711	359	824					
		Редкие земли (TR ₂ O ₃)			307	179	397					
19	Баянкольское месторождение (III-1-15)	Нефелиновые руды	млн т		346		406					
20	6.0.2. Сольбельдерский прогнозируемый литиеворудный узел	Литий (оксид)	тыс. т	143			100	150	250	500	500	3,49
21	6.0.3. Кундусский прогнозируемый редкоземельно-редкометалльный рудный узел	Тантал (Ta ₂ O ₅)	тыс. т	297			3	4		7	7	0,024
		Ниобий (Nb ₂ O ₅)					61	45		106	106	0,36
		Редкие земли (TR ₂ O ₃)					182	79		261	261	0,33
22	6.1.1. Качик-Сутлугская прогнозируемая литиеворудная зона	Литий (оксид)	тыс. т	142					47	47	47	
23	6.1.2. Тастыгский литиеворудный узел	Литий (оксид)	тыс. т	298					8	235	998	3,35
24	Тастыгское месторождение (IV-2-6)	Литий (оксид)	тыс. т			596	176	175		351	947	

№ п/п	Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Единицы измерения	Площадь S, км ²	Запасы, категории		Прогнозные ресурсы/категории по состоянию на 1.01.2009 г.			P ₁ + P ₂ + P ₃	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность
					A+B+C ₁	C ₂	P ₁	P ₂	P ₃			
Минералогические подразделения вне минералогических зон												
33	0.1.1. Нарынский золото-рудно-россыпной узел	Золото коренное	т	431					20	20	20	
		Золото россыпное							2	2	2	
34	0.1.2. Эмийский золото-рудно-россыпной узел	Золото коренное	т	678					100	100	100	
		Золото россыпное							5	5	5	
35	0.0.1. Билин-Бильдыкский прогнозируемый нефритоносный узел	Нефрит	т	292					687	687	687	

* – Сняты с баланса; ** – полностью зона (район); *** – P₁ + P₂; – площади минералогических подразделений даны в пределах листа.

**Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых
листа М-47 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000**

Группа, под- группа по- лезных ис- копаемых	Вид полезного иско- паемого	Количество прогнози- руемых объ- ектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Металлические				
Цветные металлы	Молибден, тыс. т			
	Рудный район	1	P ₃	50
	Рудный узел	1	P ₃	50
	Вольфрам, тыс. т.			
	Рудный район	1	P ₃	20
	Рудный узел	1	P ₃	20
	Алюминий (не фелиновые руды), млн т			
	Рудный узел	1	P ₁ P ₂ P ₃	406 995 572
Редкие ме- таллы, рас- сеянные и редкозе- мельные элементы	Литий (оксид), тыс. т			
	Рудоносная зона	1	P ₁	176
			P ₂	385
			P ₃	55
	Рудный узел (зона)	3	P ₁	276
			P ₂	535
			P ₃	305
	Тантал, ниобий, редкие земли (без подразделений), тыс. т			
	Рудный узел	2	—	—
	Тантал (Ta ₂ O ₅)		P ₁	93
	Ниобий (Nb ₂ O ₅)		P ₁	885
	Редкие земли (без подразделений) (TR ₂ O ₃)		P ₁	579
Тантал (Ta ₂ O ₅)		P ₂	4	
Ниобий (Nb ₂ O ₅)		P ₂	45	
Редкие земли (без подразделений) (TR ₂ O ₃)		P ₂	79	

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Благородные металлы	Золото коренное, т			
	Рудный район	5	P ₁	20
			P ₂	20
			P ₃	570
	Рудный узел (зона)	10	P ₁	20
			P ₂	43
			P ₃	622
Золото россыпное, т				
Россыпной узел	5	P ₁	1,3	
		P ₂	2,7	
		P ₃	14	
Неметаллические				
Оптические материалы	Кварц оптический, млн т			
	Рудоносная зона	1	P ₃	1,3
Драгоценные и поделочные материалы	Нефрит, т			
	Рудоносный узел	1	P ₃	687

**Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа М-47
Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 прогнозируемых объектов полезных ископаемых
и прогнозных ресурсов**

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Единица измерения	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		
1*	Молибден	тыс. т	0	50	+50	ППР
	Тербенский прогнозируемый рудный узел (5.1.1)					
2*	Вольфрам	тыс. т	0	20	+20	ППР
	Верхне-Билинский прогнозируемый рудный узел (5.2.1)					
3	Алюминий (нефелиновые руды)	млн т	0	628	+628	ППР (ПР)
	Улуг-Танзекский рудный узел (6.0.1)					
4	Литий (оксид)	тыс. т	0	250	+250	ППР (ПР)
	Сольбельдерский прогнозируемый рудный узел (6.0.2)					
5*	Золото	т	0	60	+60	(ППР) ПР
	Хойто-Гарганская прогнозируемая рудная зона (2.2.1)					

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Единица измерения	Оценка ресурсов по категории P_3		Балансы ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
			на начало работ	по результатам работ		
6*	Золото	т	0	50	+50	ПР
	Уртагольский прогнозируемый рудный узел (2.3.1)					
7*	Золото	т	$P_2 - 1$	130	+129	ПР
	Хонголдойский прогнозируемый рудный узел (2.3.2)					
8*	Золото	т	0	100	+100	ППР**
	Харальский рудный узел (4.1.1)					
9*	Золото	т	0	50	+50	ППР (ПР)
	Кагжирба-Кундусский рудный узел (4.3.1)					
10*	Золото	т	$P_1 - 20$	50	+50	ОР
	Карабельдырский рудный узел (4.3.2)		$P_2 - 20$			
11*	Золото	т	0	100	+100	ППР
	Эмийский рудный узел (0.1.2)					

Принятые сокращения: ППР – прогнозно-поисковые работы, ПР – поисковые работы.

* Приведены авторские неутвержденные прогнозные ресурсы.

** Работы начаты в 2009 г.

Общая оценка ресурсов минерагенических подразделений

№ п/п	Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Номер источника по списку литературы	Запасы, категории		Прогнозные ресурсы/категории									Р ₁ +Р ₂ +Р ₃	Сумма запасов и ресурсов
				А+В+С ₁	С ₂	Авторские			Учтены МПР республик Тыва и Бурятия			Предлагаемые настоящей работой по состоянию на 1.01.2009 г.				
									Р ₁	Р ₂	Р ₃					
						Апробированные НИИ Роснедра на 1.01.2003 г.						Р ₁	Р ₂	Р ₃		
Алтае-Саянская минерагеническая провинция Окинская минерагеническая субпровинция Верхне-Окинская МЗ																
1	2.1.1. Дибинский прогнозируемый золоторудный узел	Золото коренное, т	315											25	25	25
2	2.2. Гарганский кварценозно-золоторудный район	Золото коренное, т												60	60	60
		Кварц, млн т	330											0,7**	0,21**	1,3
3	2.2.1. Хойто-Гарганская прогнозируемая золоторудная зона	Золото коренное, т												60	60	60

10	Боксонское месторождение бокситов (I-5-1)	Бокситы, млн т	210,306	77*	52*	—					—				129	
		Фосфориты, млн т	264,266	—	—	139***					139***			139	139	
11	Уха-Гольское месторождение фосфоритов (I-5-23)	Фосфориты, млн т	208,303		58	29					29			29	87	
12	2.0.1. Ондольтойская прогнозируемая золоторудная зона	Золото коренное, т	305,315									23	27	50	50	
Восточно-Тувинская (Верхне-Енисейская) минерагеническая субпровинция <i>Таннуольско-Улугуйская (Восточно-Тувинская) МЗ</i>																
14	4.1.1. Харальский (Мозголевский) золоторудно-россыпной узел	Золото коренное, т	289		—	—	—	—				—	—	100	100	100
		Золото россыпное, т	289		0,1	0,7	1,7	4,2				1	2	4	7	7
15	4.3. Тапса-Каахемский золоторудно-россыпной район	Золото коренное, т	330							100**				100	140	140
		Золото россыпное, т												3	4	4

№ п/п	Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Номер источника по списку литературы	Запасы, категории		Прогнозные ресурсы/категории									P ₁ +P ₂ +P ₃	Сумма запасов и ресурсов
				A+B+C ₁	C ₂	Авторские			Учтены МПР республик Тыва и Бурятия			Предлагаемые настоящей работой по состоянию на 1.01.2009 г.				
									P ₁	P ₂	P ₃					
						P ₁	P ₂	P ₃				P ₁	P ₂	P ₃		
16	4.3.1. Кагжирба-Кундусский золоторудно-россыпной узел	Золото коренное, т	289				2,5	2,5						50	50	50
		Золото россыпное, т	289					–	1,6					2	2	2
17	4.3.2. Карабельдырский золоторудно-россыпной узел	Золото коренное, т	289			6,5	2,6	20,0				20	20	50	90	90
		Золото россыпное, т	289			0,29	0,66	0,9				0,3	0,7	1	2	2
18	Карабельдырское золоторудное поле	Золото коренное, т	330							20		20			20	20
19	Гордеевское месторождение (II-1-8), проявление Эзен (II-1-10)	Золото коренное, т	330						20			20			20	20

Билинская МЗ

21	5.1.1. Тербенский прогнозируемый редкометалльно-молибденоваторудный узел	Молибден, тыс. т	261, 341			13		30					50	50	50
22	5.2. Билин-Шутхулайский прогнозируемый вольфрамоторудный район	Вольфрам, тыс. т	289					17*					30	30	30
23	5.2.1. Верхне-Билинский вольфрамоторудный узел	Вольфрам, тыс. т	308				11						20	20	20

Центрально-Сангиленская МЗ

24	6.0.1. Улуттанзек-Баянкольский редкоземельно-редкометалльно-нефелиноторудный узел	Нефелиновые руды, млн т	241, 240, 239, 341	346		406	995	628				406	995	628	2029	2375	
		Тантал (Ta ₂ O ₅), тыс. т		75	39								90				204
		Ниобий (Nb ₂ O ₅), тыс. т		711	359								824				1894
		Редкие земли (TR ₂ O ₃), тыс. т		307	179								397				883

№ п/п	Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Номер источника по списку литературы	Запасы, категории		Прогнозные ресурсы/категории									$P_1+P_2+P_3$	Сумма запасов и ресурсов	
				A+B+C ₁	C ₂	Авторские			Учтены МПР республик Тыва и Бурятия			Предлагаемые настоящей работой по состоянию на 1.01.2009 г.					
									P ₁	P ₂	P ₃						P ₁
						Апробированные НИИ Роснедра на 1.01.2003 г.											
25	Улуг-Танзекское месторождение (III-1-2)	Тантал (Ta ₂ O ₅), тыс. т	234, 301	75	39	90							90			90	204
		Ниобий (Nb ₂ O ₅), тыс. т		711	359	824							824			824	1894
		Редкие земли (TR ₂ O ₃), тыс. т		307	179	397							397			397	883
26	Баянкольское месторождение (III-1-15)	Нефелиновые руды, млн т	240, 302	346		406							406			406	752
27	6.0.2. Сольбельдерский прогнозируемый литиеворудный узел	Литий (оксид), тыс. т	289			100	150	250					100	150	250	500	500

28	6.0.3. Кундусский прогнозируемый редкоземельно-редкометалльный рудный узел	Тантал (Ta ₂ O ₅), тыс. т	289			3	4					3	4		7	7	
		Ниобий (Nb ₂ O ₅), тыс. т				61	45					61	45		106	106	
		Редкие земли (TR ₂ O ₃), тыс. т				182	79					182	79		261	261	
29	6.1.1. Качик-Сутлугская прогнозируемая литиеворудная зона	Литий (оксид), тыс. т	289					47						47	47	47	
30	6.1.2. Тастыгский литиеворудный узел	Литий (оксид), тыс. т	289		596	176	210	8					176	210	8	235	235
31	Тастыгское месторождение (IV-2-6)	Литий (оксид), тыс. т	289		596	176	175						176	175		351	947
Минерогенические подразделения вне минерогенических зон																	
33	0.1.1. Нарынский золоторудно-россыпной узел	Золото коренное, т	289					-							20	20	20
		Золото россыпное, т														2	
34	0.1.2. Эмийский золоторудно-россыпной узел	Золото коренное, т	289		-	-	-	15							100	100	100
		Золото россыпное, т			1	1	1	1,5							5	5	5

№ п/п	Название, ранг, индекс подразделения	Полезные ископаемые	Номер источника по списку литературы	Запасы, категории		Прогнозные ресурсы/категории									$P_1+P_2+P_3$	Сумма запасов и ресурсов	
				A+B+C ₁	C ₂	Авторские			Учены МПР республик Тыва и Бурятия			Предлагаемые настоящей работой по состоянию на 1.01.2009 г.					
									P ₁	P ₂	P ₃						P ₁
				P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃					
35	0.0.1. Билин-Бильдыкский прогнозируемый нефритоносный узел	Нефрит, т	330													687	687

* – Сняты с баланса; ** – полностью зона (район); *** – $P_1 + P_2$.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Ю. С. Александровский, М. И. Семенов</i>	3
Стратиграфия. <i>Ю. С. Александровский, Т. А. Шаталина, О. В. Сосновская</i>	8
Магматизм. <i>Ю. С. Александровский, М. И. Семенов</i>	64
Метаморфизм и метасоматические образования. <i>Ю. С. Александровский</i>	108
Тектоника. <i>Ю. С. Александровский, М. И. Семенов</i>	118
Геоморфология. <i>Т. А. Шаталина, В. Е. Руденко</i>	129
История геологического развития. <i>Ю. С. Александровский, М. И. Семенов</i>	140
Полезные ископаемые. <i>М. И. Семенов, В. Г. Скопинцев</i>	146
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района. <i>М. И. Семенов</i>	184
Гидрогеология. <i>И. С. Никитина, О. Н. Федоренко</i>	206
Эколого-геологическая обстановка. <i>В. Е. Руденко</i>	216
Заключение. <i>М. И. Семенов, Ю. С. Александровский</i>	222
Список литературы	225
<i>Приложение 1.</i> Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых признаков, показанных на листе М-47 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000	243
<i>Приложение 2.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений листа М-47 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000	256
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых листа М-47 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000	261
<i>Приложение 4.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа М-47 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и прогнозных ресурсов	263
<i>Приложение 5.</i> Общая оценка ресурсов минерагенических подразделений	265

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)**

Серия Алтай-Саянская
Лист М-47 – Кунгуртуг
Объяснительная записка

Редактор *Е. А. Зотова*

Подписано в печать 27.06.2011. Формат 70 × 100/16. Гарнитура NewtonС.
Печать офсетная. Печ. л. 17,25 + 5 вкл. Уч.-изд. л. 30. Тираж 150 экз.
Заказ 81011007

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 321-8121, факс 321-8153

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК