

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ИРКУТСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

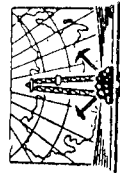
Серия Восточно-Саянская

Лист N-47-XX

Объяснительная записка

Составители: *Ю. П. Фомин, А. В. Колесников, А. В. Синцов*
Редактор *Н. И. Фомин*

Утверждено филиалом Научно-редакционного совета ВСЕГЕИ
при СНИИГГИМСЕ
15 марта 1963 г., протокол № 8



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1968

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-47-XX ограничена координатами $53^{\circ} 20' - 54^{\circ} 00'$ с. ш. и $97^{\circ} 00' - 98^{\circ} 00'$ в. д. Большая часть площади принадлежит Нижнеудинскому району Иркутской области и лишь небольшая юго-западная часть входит в состав Тувинской автономной области. Рассматриваемый район располагается в центральной высокогорной области Восточного Саяна, имеющей абсолютные высоты 2300—2800 м и относительные превышения 900—1500 м. Наибольшая высота — 2892 м — находится на водоразделе рек Дерги и Тер-Яги. Главными орографическими единицами являются хребты Пограничный (Большой Саян) и Хонда-Джуглымский. Первый служит водоразделом бассейна рек Уды и Кижихема, а второй — Уды и Джуглыма. Указанные хребты вытянуты в северо-западном направлении, параллельном основным горным сооружениям Восточного Саяна. От Пограничного и Хонда-Джуглымского хребтов отходят боковые ответвления, являющиеся водоразделами крупных притоков рек Уды и Кижихема. К ним относятся Тэмэн — Туругуг-Даг, Безмяный, Острый, Тагудинский, Пюре-Тайга, Бургугуйская Стрелка и др.

По характеру рельефа район распадается на две части: северную и южную. Для первой характерно наличие широких, плоских водоразделов, сочetaющихся с пологими склонами, для второй — типична резкая расчлененность рельефа с ярко выраженными альпийскими чертами. Речная сеть района принадлежит бассейнам рек Уды, Бирюсы и Кижихема. В морфологии долины северной и южной частей района отмечаются различия. В северной — долины широкие, с пологими склонами; продольные профили их обычно хорошо выработаны. На юге площади долины рек узкие, глубоко врезанные, с наличием ущелий и каньонов. Все реки района несут типичный горный характер, течение их бурное, изобилующее порогами и крупными водопадами.

Климат района резко континентальный, с продолжительной холодной зимой и коротким дождливым летом. В течение года выпадает 460—630 мм осадков, наибольшее количество которых приходится на июль и август. Снеговой покров устанавливается в начале сентября и сохраняется до конца мая. Среднегодовая температура колеблется от минус 4 до минус 6°. Дровесная растительность представлена лиственницей, кедром, реже — пихтой, сосной; на речных террасах растет береза, осина. Животный мир богат и разнообразен. В большом количестве водятся олени, изюбры, лоси, горные бараны, кабарга, медведи и дикие кабаны. Район не населен. Ближайший населенный пункт — с. Алыджер — находится в 25 км от восточной границы площади листа в долине р. Уды. Пути сообщения — горно-таежные, в большей части труднопроходимые тропы.

Первые геологические исследования Восточного Саяна относятся к прошлому столетию и связаны с поисками золота, а также с постройкой Транссибирской железной дороги. В этот период здесь работали А. Л. Чекановский, И. Д. Черский, Н. Г. Ижицкий, П. А. Кропоткин, К. И. Богданович и др. В 1924—1926 гг. А. Г. Вологдин проводил исследования в северо-западной части Восточного Саяна. Составленная им геологическая карта масштаба 1:1 000 000 охватывает район Малобирюсинских золотых приисков, значи-

тельная часть которых находится на территории описываемого листа. Выработана И. А. Молчановым схема стратиграфии для этой части территории Восточного Саяна не потеряла своего значения до настоящего времени. В 1940 г. С. В. Обручев проводил площадную съемку и маршрутные исследования в бассейнах рек Дотота, Кара-Бурени, Хана и Уды. Архейскую толщу, представленную различными гнейсами, он подразделил на три свиты: А₁, А₂, А₃. Протерозойские образования, распространяющиеся на площади листа, подразделены им также на три свиты (снизу): В₁ — филиты, песчаники с прослоями известняков; В₂ — карбонатные породы и В₃ — гнейсы, амфиболиты, сланцы. К палеозою С. В. Обручев отнесены сланцы, алевролиты, эффузивы и их туфы. В 1943 г. была составлена геологическая карта масштаба 1:1 000 000 листа N-47 И. А. Кобеяцким и М. М. Одиновым. Для бассейна верхнего течения р. Уды авторами принята схема стратиграфии, выработанная ранее С. В. Обручевым. В 1952 г. в бассейне р. Кижиги, Хема Г. В. Махияны были проведены геологосъемочные работы масштаба 1:100 000. Автором были выделены кристаллические известняки, сланцы и роговики протерозоя, а также сланцы, известняки и порфириты кембрийского возраста. В 1956 г. И. К. Миронов и А. Г. Шпилько провели в северо-восточной части площади листа геологосъемочные работы масштаба 1:100 000. Древние толщи пород ими отнесены к протерозою. По их данным, в нижних частях разреза залегают гнейсы и амфиболиты (похожие на амфиболиты бирюсинской свиты); выше по разрезу идут известняки дербинской свиты. В том же, 1956 г. Р. И. Болиховой, А. В. Величко и Г. Ю. Гаген-Торн главным образом по фоновым материалам составлена геологическая карта бассейнов верхнего течения рек Уды и Бирюсы в масштабе 1:200 000. В основном разреза, по мнению этих исследователей, залегают толща кристаллических сланцев, кварцитов и гнейсов (Р₁), выше которой идут переслаивающиеся между собой мраморы, кристаллические сланцы и кварциты. На этих породах залегают дербинская свита, представленная графитистыми мраморами с кварцитами; К верхнему протерозою отнесена свита кристаллических сланцев и породы анжиской свиты. В приведенной схеме стратиграфии положение свит в разрезе противоположно тому, которое приводит И. К. Миронов и А. Г. Шпилько. В 1958 г. В. И. Блюменвайг и др. в пределах площади листа проведен аэроманнитную съемку масштаба 1:200 000. Этими работами установлен ряд положительных аномалий в северо-восточной части территории. В 1960 г. О. П. Алексеевой, Д. В. Титовым и др. была пересоставлена на основе новых данных геологическая карта листа N-47 масштаба 1:100 000. В этом же году была издана геологическая карта листа N-47-XXXVI масштаба 1:200 000 (автор В. А. Благодирев). В 1958—1960 гг. на площадях, сопряженных с описываемой с севера и востока, проводили геологическую съемку А. Н. Рассказчиков и др. (листы N-47-XIII и N-47-XIV) и В. П. Руднев и др. (лист N-47-XXI). На смежной с запада территории (лист N-47-XIX) геологическая съемка в масштабе 1:200 000 проводилась в 1960—1962 гг. Н. Н. Стамборовским и др. Материалы их исследований находятся в стадии камеральной обработки. В 1959—1961 гг. территория описываемого листа картировалась в масштабе 1:200 000 П. В. Дубинным, Л. П. Рик, Ю. П. Фоминым, Ю. В. Плотноковым, Б. И. Эдельманом и А. И. Селько. В комплекс работ, проведенных этими исследователями, кроме геологической съемки, входило шпильковское, металлотрическое опробование, радиометрические и геохронологические наблюдения. Авторами было установлено, что прежние представления о широком развитии в рассматриваемом районе архейских образований являются ошибочными. В этой части Восточного Саяна широко развиты гнейсы и породами кувайской серии. Значительные площади заняты здесь изверженными породами различного состава и возраста. В 1962 г. Н. И. Комаровым.

Материалы геологической съемки масштаба 1:200 000, проведенной П. В. Дубинным и др., легли в основу геологической карты и карты полезных

ископаемых данного листа и объяснительной записки к ним. Использованы также работы Н. И. Комарова и Г. В. Махина.

Следует отметить, что между авторами данной записки и В. П. Рудневым имеется принципиальное разногласие во взглядах на структуру основной тектонической структуры района — Восточно-Саянского антиклинария. По мнению В. П. Руднева (1962ф), толща пироксеновых, биотит-пироксеновых, амфиболовых и др. гнейсов является нижней частью дербинской свиты. По нашему же мнению, эта толща соответствует жайминской свите, лежащей стратиграфически выше дербинской, и вследствие этого Восточно-Саянский антиклинарий имеет более сложное строение, чем представляется В. П. Рудневу. Эта точка зрения авторов подтверждена последними работами Н. Н. Стамборовского.

В написании объяснительной записки участвовали Ю. П. Фомин, А. В. Колесников, А. В. Сицов. Первым из них были написаны главы: «Введение», «Протерозойская группа», кроме раздела «Кувайская серия», «Протерозойские интрузивные комплексы» и «Тектоника». Вторым — раздел «Кувайская серия» из главы «Протерозойская группа» и главы: «Палеозойская группа», «Палеозойские интрузивные комплексы» и «Геоморфология». Третьим — главы «Кайнозойская группа», «Полезные ископаемые» и «Подземные воды».

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении района принимают участие докембрийские, палеозойские и кайнозойские образования. Основная роль принадлежит осадочно-метаморфическим и эффузивным отложениям докембрия (протерозоя), среди которых выделяются (снизу): бирюсинская, шутхулайская, дербинская, жайминская свиты, кувайская серия и миричунская свита.

Породы бирюсинской и миричунской свит развиты в северо-восточной части площади листа в зоне Колбинско-Удинского разлома.

Центральная часть района (кроме крайнего северо-востока и юго-запада) сложена породами шутхулайской, дербинской, жайминской свит и кувайской серии. В юго-западной и северо-восточной части преобладают в основном породы палеозойской группы: хамсаринская толща, верхненерхинская, киченская и систихемская свиты. Хамсаринская толща и систихемская свита распространены на крайнем юго-западе, остальные — на северо-востоке. Более молодые отложения в пределах описываемого района представлены лишь останками покровов неогеновых базальтов, остатками долинных ледников и аллювиальными отложениями речных долин.

Протерозойская группа

НИЖНИЙ КОМПЛЕКС ПРОТЕРОЗОЯ

Бирюсинская свита, верхняя подсвита (Р₁br₃). На территории листа отложения этой свиты представлены разнообразными гнейсами, амфиболитами и мраморами, составляющими верхнюю подсвиту. Полный разрез свиты устанавливается на соседних площадях и, в частности, на площади листа N-47-XIV (Рассказчиков, 1962ф), охватывающем район Бирюсинских месторождений слюды-мусковита. Здесь в хорошо обнаженных разрезах прослеживаются все три подсвиты, имеющие между собой постепенные переходы. По А. Н. Рассказчикову (1962ф), нижняя подсвита сложена в основном биотитовыми плагиогнейсами с прослоями кварцитов, амфиболитов, амфиболовых гнейсов и кристаллических известняков. Мощность ее около 2000 м. Средняя подсвита по составу отличается наличием разнообразных сланцев, чередующихся с гнейсами и кристаллическими известняками. Мощность подсвиты около 1700 м. Верхняя подсвита представлена гнейсами и амфиболитами с видной мощностью около 500 м.

В пределах описываемого района верхняя подсвита распространена лишь в северо-восточной его части, прослеживаясь в виде ксенолитов среди интрузивных образований. Значительных размеров тело пород этой подсвиты устанавливается в верховьях р. Джуглыма, левого притока р. Уды. Здесь получен наиболее полный материал, позволяющий судить о строении подсвиты и составе слагающих ее пород.

Обобщенный разрез подсвиты представляется в следующем виде (снизу вверх)

1. Плагиогнейсы роговообманково-биотитовые	200 м
2. Амфиболиты	200 "
3. Гнейсы биотитовые	600 "
4. Известняки белые, сахаровидные, кристаллические	70 "
5. Амфиболиты	200 "
6. Гнейсы биотитовые, биотитово-роговообманковые	100 "
7. Известняки кристаллические	110 "
8. Гнейсы биотитовые, инъекционные, с прослоями амфиболитов	300 "

Более высокие горизонты подсвиты срезаются разломом, проходящим по р. Джуглыму. Мощность видимой части разреза составляет примерно 1800 м.

Гнейсы имеют серую и темно-серую окраску; текстура их сланцеватая, иногда пятнистая; структура — лепидогранобластовая, реже — порфиробластовая. Порфиробласты представлены альмандином или крупными чешуйками биотита. Слагаются гнейсы плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем. В меньшем количестве присутствуют биотит и мусковит. Довольно часто гнейсы инфильтруются гранитным и гранит-пегматитовым материалом, образующим многочисленные тонкие последние и секущие прожилки и линзы. Иногда количество магматического материала бывает настолько велико, что породы приобретают облик типичных мигматитов (Дубин и др., 1962ф).

Плагиогнейсы встречаются реже. Состоят они из плагиоклаза (альбит-олигоклаза, олигоклаза), кварца (20—40%), биотита и роговой обманки. Из акцессорных минералов наиболее распространены циркон, апатит, гранат, сфен и рудный.

Амфиболиты состоят из серицитизированного и сосюритизированного плагиоклаза и роговой обманки. В кварцевых амфиболитах присутствуют кварц (10—15%). Структура их нематогранобластовая или лепидоматогранобластовая. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, титаномангнетитом и гематитом, иногда ортитом.

Кристаллические известняки представляют мелко- и среднезернистые, массивные, сахаровидного облика породы. Сложены они в основном кальцишуйки графита и призматически удлиненные кристаллы тремолита.

Породы этой подсвиты прорываются габброидами урда-окинского и гранитоидами саянского интрузивных комплексов. Никаких взаимоотношений ее с метаморфическими и осадочными образованиями, развитыми в этом районе, нет. По данным А. Н. Рассказчиков (1962ф), бирюсинская свита перекрывается верхнеархейской свитой, возраст которой в данное время определяется средне-верхнекембрийским.

Взгляды геологов на возраст бирюсинской свиты различные. Некоторые (С. В. Обручев, М. М. Одинцов, И. А. Кобеляцкий, В. Я. Хильтова и др.) относят ее к архею, большинство же других к нижнему протерозою (А. А. Предтеченский, Ф. Я. Пан, А. Н. Рассказчиков, П. В. Дубин, В. П. Руднев). Этого же мнения придерживаются и авторы настоящей записки. Основанием для отнесения бирюсинской свиты к нижнему протерозою является прежде всего относительно невысокая степень метаморфизма слагающих ее пород. В большинстве случаев породы здесь изменены до амфиболитовой фации метаморфизма. Минеральные ассоциации в гнейсах представлены биотитом — андезитом — кварцем, а в амфиболитах — обыкновенной роговой обманкой — андезитом — кварцем. В пользу более молодого, чем архейский возраст пород

бирюсинской свиты говорит также наличие среди них разновидностей с реликтовыми класическими структурами (Рассказчиков, 1962ф). Не вносят ясности в этот вопрос и определения абсолютного возраста пород. Так, по данным В. Я. Хильтовой (1961), ряд образцов, испытывавшихся калий-аргоновым методом, показал от 550 до 670 млн. лет. Несоответствие приведенных цифр геологическим наблюдениям объясняется В. Я. Хильтовой явлениями более позднего репрессивного метаморфизма.

Шутхулайская свита (Pt_{1st})¹ распространена в юго-восточной части площади листа в верховьях рек Магдаса и Улуг-Ашхасока, где породы ее слагают ядро крупной антиклинальной структуры, вытянутой в широтном направлении. Здесь же, на крайнем юге, в верховьях рек Верхней Холбы, Улуг-Бырчатыга и Хаактыг-Хема отложения этой свиты в виде узкой полосы зажаты в тектоническом блоке. Сложена она биотитовыми, часто инъекционными гнейсами и плагиогнейсами, амфиболитами, амфиболитовыми сланцами, с редкими маломощными прослоями известняков и кварцитов. При сравнении разрезов в различных частях ее распространения устанавливается их полная тождественность.

На водоразделе рек Магдаса и Улуг-Ашхасока в ядре антиклинальной структуры залегают (снизу вверх):

1. Гнейсы биотитовые, среднезернистые	150 м
2. Амфиболиты, переслаивающиеся с гнейсами	100 "
3. Гнейсы биотитовые, инъекционные, с прослоями амфиболитов	700—750 "
4. Мраморы серые, с чешуйками графита	50 "
5. Сланцы амфиболитовые с инъекциями гранитов и пегматитов	250—300 "
6. Гнейсы биотитовые, полосатые, переслаивающиеся с амфиболитовыми сланцами	200 "
7. Гнейсы биотитовые, переслаивающиеся со сланцами и известняками; мощность последних от 2 до 3 м	200 "
8. Известняки кристаллические с прослоями амфиболитовых гнейсов	50 "

Породы этого горизонта относятся к вышележащей дербинской свите. Обнаженная часть разреза шутхулайской свиты составляет здесь 1600—1800 м.

Из приведенных данных видно, что для свиты характерно большое количество амфиболитов и амфиболитовых сланцев; в видимых нижних частях преобладают инъекционные гнейсы. В полосе, зажатой в тектоническом блоке, по левобережью р. Улуг-Ашхасока, вскрываются верхние части разреза, соответствующие пятому, шестому и седьмому горизонтам, наблюдающимся в ядре Магдасской антиклинальной структуры.

Гнейсы и плагиогнейсы — серые и темно-серые, сланцеватые и сланцевато-полосчатые породы, часто инфицированные гранитным материалом или кварцевыми прожилками мощностью от миллиметров до нескольких сантиметров. Тонкая частая инъекция придает породам полосчатое строение. Структура их лепидогранобластовая, реже гранобластовая. Плагиогнейсы состоят из плагиоклаза — олигоклаза (до 60%), кварца и микроклина; последний встречается редко, заполняя промежутки между зернами плагиоклаза. В разновидностях, представленных нормальными биотитовыми гнейсами, количество микроклина, как правило, более значительное (20—30%). Темновесные минералы представлены биотитом и роговой обманкой, находящимися в разных количественных соотношениях. В зависимости от последнего выделяются биотитовые, реже роговообманково-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы. Акцессорные минералы: гранат, сфен, апатит, ортит, циркон, титаномангнетит. Первый присутствует почти во всех разновидностях гнейсов. Содержание его иногда достигает 10%.

¹ Свита имеет широкое распространение в Тувинской автономной области, в бассейне р. Шутхулая, где она впервые была выделена.

Амфиболиты образуют горизонты мощностью от 1 до 300 м среди гнейсов. Это темно-серые до черной окраски, мелко- и среднезернистые, сланцеватые и сланцевато-полосчатые породы. Структура их нематогранобластовая, изредка порфириобластовая. Состоят они из роговой обманки, плагиоклаза и небольшого количества кварца. Количество роговой обманки достигает 90—95%.

Известняки пространственно тяготеют к верхним частям разреза. Это средние, реже крупнокристаллические породы, иногда с мелкочешуйчатым графитом.

Кварциты на 80—85% состоят из кварца, среди которого в виде примесей отмечаются моноклинный пироксен, роговая обманка и графит.

Породы шухтулайской свиты прорываются интрузивными образованиями тангульского и саянского комплексов. Гранитоиды второй фазы тангульского комплекса часто дают последние инъекции, при этом гнейсы иногда превращаются в мигматиты. Взаимоотношение шухтулайской свиты с вышележащей дербинской устанавливается определенно. В Магдасской антиклинальной структуре отчетливо видно согласное наложение мраморов дербинской свиты на гнейсы шухтулайской свиты. Взаимоотношения шухтулайской свиты с бирюсинской нигде не установлены, однако близость их возрастного положения представляется достаточно вероятной. Последние подтверждают общностью состава пород, степенью их метаморфизма и однородностью строения разреза. В обеих свитах господствующими породами являются биотитовые и амфиболовые гнейсы, включающие маломощные прослои известняков. Гнейсы интенсивно инъекционаны, а в ряде случаев превращены в мигматиты. Все это позволяет считать возраст шухтулайской свиты, как и бирюсинской, нижепротерозойским. Этого же мнения о возрасте шухтулайской свиты придерживается большая часть исследователей Тувинской автономной области, где свита была впервые выделена и детально изучена. В стратиграфической колонке шухтулайская свита нами помещена выше бирюсинской на основании того, что она имеет постепенный переход к вышележащей дербинской свите.

НИЖНИЙ — СРЕДНИЙ КОМПЛЕКСЫ ПРОТЕРОЗОЯ

Дербинская свита (Р₁₋₂д₁) имеет широкое распространение. Породы ее слагают три разобщенных полосы северо-западного простирания шириной от 5 до 10 км. Северная полоса слагает северо-восточные отроги Хонда-Джугльмского хребта, центральная — приурочена к долине р. Уды, а южная — развита в бассейнах рек Магдаса, Бол. и Мал. Хангорков. Северная и центральная полосы приурочены к ядрам антиклинальных структур. Южная полоса слагает крылья антиклинали, ядро которой сложено гнейсами и амфиболитами шухтулайской свиты.

В составе дербинской свиты преобладают мраморы с графитом, кварциты, в меньшем количестве — различные гнейсы и амфиболиты.

Нижние части разреза вскрываются в южной полосе, где на породах шухтулайской свиты согласно залегают (снизу вверх):

1. Мраморы с прослоями биотитовых гнейсов 200 м
 2. Мраморы с графитом 150—200 "
 3. Мраморы графитизированные, с прослоями биотитовых гнейсов, амфиболитизированных известняков и амфиболитов 700 "
 4. Кварциты с графитом 300—400 "
 5. Гнейсы роговообманково-пироксеновые, с прослоями кварцитов 200—300 "
 6. Гнейсы с прослоями мраморов с графитом 300—400 "
- Суммарная мощность по разрезу 1850—2200 м.

1. Первые выделена В. М. Чаиркиным в 1945 г. по р. Дербине.

Верхние части разреза, срезы здесь разломами, обнажаются в северной и центральной полосах. В северной полосе, на водоразделе рек Н. Нянгояка и Бургутуя, они представлены (снизу вверх):

1. Мраморами графитистыми с прослоями биотитовых гнейсов и кварцитов 400—500 м
 2. Кварцитами 200 "
 3. Мраморами с графитом 250—300 "
 4. Мраморами с прослоями кварцитов 350—400 "
 5. Гнейсами биотитовыми 40 "
 6. Кварцитами с прослоями мраморов 300—400 "
- Суммарная мощность по разрезу 1540—1840 м.

В центральной полосе в отличие от северной верхняя часть представлена мраморами с графитом с редкими и маломощными прослоями кварцитов и гнейсов.

Таким образом, дербинская свита в нижней ее части, составляющей приблизительно 1850—2200 м, представлена преимущественно мраморами, включающими прослои гнейсов, амфиболитов и кварцитов. Верхняя часть, имеющая мощность около 1550—1850 м, сложена в основном переслаивающимися между собой графитистыми мраморами и кварцитами. В обеих частях разреза наблюдается изменчивость характера его и по простиранию. Гнейсы и кварциты нередко замещаются мраморами (водораздел рек Джугльма и Бургутуя).

Мраморы с графитом по внешнему виду представляют собой светло-серые, белые, иногда темно-серые, средние- и крупнозернистые массивные породы. Редко они мелкокристаллические, полосчатые и сланцеватые. Структура их гранобластовая. Состоят они из изометричных зерен кальцита (95—97%), среди которых присутствует графит до 2—5%. В слюдяных мраморах появляются биотит и мусковит.

Кварциты слюдяно-графитовые, графитовые, серые, темно-серые, черные, сланцеватые, полосчатые, часто пиритизированные. Структура их гранобластовая, зубчатая. Состоят они из кварца (85—90%) и минералов-примесей — полевого шпата, графита, биотита, мусковита, роговой обманки и пирита (до 10%). Среди кварцитов наблюдаются переходные разновидности к биотит-графит-кварцевым, пироксен-кварцевым сланцам.

Гнейсы наряду с кварцитами часто находят в виде ксенолитов среди интрузивных пород. Это серые, темно-серые, сланцеватые, сланцевато-очковатые, сланцевато-полосчатые породы. Структура их ленидогранобластовая, реже гранобластовая или порфириобластовая. Состоят они из плагиоклаза, микроклина, кварца и темноцветных минералов. В зависимости от первых двух выделяются бескварцевые разновидности, содержащие не более 10% кварца, и плагиотнейсы, состоящие на 70—80% из плагиоклаза (олигоклаза или андезина). По характеру темноцветных минералов различаются: биотитовые, роговообманково-биотитовые, роговообманковые, пироксен-роговообманковые и другие гнейсы. Из аксессуарных минералов отмечаются: гранат, турмалин, апатит, циркон, сфен и рудный. Вторичные изменения выражаются в замещении плагиоклаза эпидотом, серицитом, карбонатом.

Состав и строение пород дербинской свиты свидетельствуют об основной роли регионального метаморфизма в условиях амфиболитовой фации. Однако ассоциации минералов в породах дербинской свиты отвечают более низким ступеням метаморфизма по сравнению с ассоциациями, характерными для пород шухтулайской и бирюсинской свит. В составе слагающих ее пород чаще присутствуют реликты бластоаммитовых структур. Известняки прерываны в мраморы, а разновидности, загрязненные терригенным материалом, на контакте с интрузиями, — в скарноиды. Последние слагаются кальцитом, плагиоклазом, кварцем, пироксеном и скаполитом; в составе их отмечается роговая обманка, графит, эпидот. Скарноиды по составу подразделяются на пироксен-карбонат-андезитовые, пироксен-эпидитовые и другие разновидности.

Нижне-среднепротерозойский возраст дербинской свиты обосновывается

ее положением между шугхулайской свитой нижнего протерозоя и жайминской свитой, относимой к среднему протерозою.

СРЕДНИЙ КОМПЛЕКС ПРОТЕРОЗОЯ

Жайминская свита (Р₅г_т)¹ слагает три полосы северо-западного простирания, уходящие за пределы площади листа. Первая из них прослеживается в бассейне р. Джуглыма, вторая приурочена к осевой части Хонда-Джуглымского хребта и, наконец, третья проходит по правобережью р. Уды. Ширина полос достигает 20 км. По р. Джуглыму породы свиты залегают на северном крыле крупной антиклинальной структуры, ядерная часть которой сложена мраморами дербинской свиты. На хребте Хонда-Джуглымском и по р. Уде образования описываемой свиты слагают ядерные части синклиналичных структур. Залегают жайминской и дербинской свит всюду согласное, а в ряде мест между ними наблюдаются постепенные переходы.

Жайминская свита сложена различными гнейсами, мраморизованными известняками, сланцами, с редкими прослоями и горизонтами кварцитов и амфиболитов.

По правобережью р. Уды и по Хонда-Джуглымскому хребту в составе свиты преобладают гнейсы и плагиогнейсы.

Наиболее полный разрез ее в пределах южной полосы (р. Уда) наблюдается по рекам Нижней Хонде и Улут-Ою, где он представлен в следующем виде (снизу вверх):

1. Гнейсы биотитовые, переслаивающиеся с пироксен-карбонатными породами. Редкие горизонты белых мраморизованных известняков, биотит-графитовых сланцев и кварцитов 300—350 м
2. Гнейсы биотитовые, переслаивающиеся с кристаллическими известняками 40 "
- Далее, на протяжении 600 м, обнажений не наблюдалось.
3. Известняки мраморизованные, с графитом 200—300 "
4. Гнейсы биотит-роговообманковые 600 "
5. Гнейсы и плагиогнейсы биотитовые и биотит-роговообманковые, с редкими горизонтами биотит-пироксен-карбонатных сланцев и амфиболитов 500—700 "
6. Гнейсы биотит-роговообманковые с прослоями кристаллических известняков 550—660 "
7. Гнейсы биотитовые, с прослоями мраморизованных известняков 800 "

Суммарная мощность свиты 3490—4050 м.

Суммарная мощность свиты 3490—4050 м. Далее, вверх по р. Улут-Ою, в южном крыле синклиналичной структуры наблюдается аналогичный разрез.

К югу, в верховьях рек Барун-Таулды и Даун-Таулды, в разрезе увеличивается количество карбонатного материала. Горизонты известняков достигают нескольких десятков и даже первых сотен метров. В северо-западном направлении (бассейн р. Даштыга) среди гнейсов, плагиогнейсов и известняков появляются темно-серые, местами черные, графит-кварцевые сланцы и графитистые сланцеватые кварциты.

Полоса пород, слагающая осевую часть Хонда-Джуглымского хребта, характеризуется монотонностью своего разреза. Она представлена в нижних частях тонкопереслаивающимися биотитовыми, биотит-роговообманковыми гнейсами и плагиогнейсами. В небольшом количестве присутствуют биотит-пироксеновые плагиогнейсы. В верхних частях преимущественно развиты тонкопереслаивающиеся биотит-пироксеновые и пироксеновые плагиогнейсы. Среди этих пород изредка появляются горизонты кварцитов, биотит-графит-кварцевых сланцев и мраморизованных известняков мощностью до 200 м,

¹ Впервые выделена из состава дербинской свиты А. Д. Смирновым (1955ф) под названием янгинской.

приуроченных главным образом к верхним частям свиты. Количество их увеличивается в направлении от восточной границы площади листа к западной.

Таким образом, разрез по Хонда-Джуглымскому хребту аналогичен разрезу правобережной части р. Уды и отличается только меньшим содержанием известняков.

Жайминская свита, занимающая бассейн р. Джуглыма, отличается по своему составу. Характерным здесь является преобладание известняков над гнейсами. Известняки образуют пласты мощностью до 500—600 м. По правому притоку р. Черной Бирюсы (верховья) и по р. Бол. Бирюсе составлен усредненный разрез (снизу вверх):

1. Известняки мраморизованные, серые, среднезернистые, с биотитом 200 м
 2. Известняки мраморизованные, с пироксеном и амфиболом 500 "
 3. Известняки мраморизованные, с пироксеном и амфиболом, с прослоями биотит-роговообманковых гнейсов 400 "
 4. Известняки мраморизованные, полосчатые, с прослоями биотит-роговообманковых и роговообманковых гнейсов 400 "
 5. Гнейсы биотит-роговообманковые 100 "
 6. Известняки кристаллические, полосчатые 300 "
 7. Гнейсы роговообманковые 100 "
- Мощность по разрезу 2000 м.

К северо-западу от р. Черной Бирюсы мощность свиты увеличивается. Вообще для жайминской свиты повсеместно отмечается фациальная изменчивость пород как по простиранию, так и по падению.

Среди большого разнообразия метаморфических пород жайминской свиты можно выделить следующие разновидности: гнейсы, плагиогнейсы, бескарцевые гнейсы, известняки мраморизованные, сланцы и амфиболиты. Образованы они за счет регионального метаморфизма песчано-глинистых и известковистых осадков.

В некоторых амфиболитах сохранились таблитчатой формы кристаллы андизина, дающие возможность предполагать, что они образовались за счет эффузивов среднего или основного состава.

Гнейсы характеризуются лепидогранобластовой, реже гетерогранобластовой структурой. Состав определяется наличием плагиоклаза (от албита до лабрадора), кварца и микроклина. Из аксессуарных минералов отмечаются сфен, апатит, рудный, часто титаномангнетит, графит, гранат, циркон и редкие козельные. По наличию тех или других темноцветных минералов среди них выделяются: биотитовые, биотит-роговообманковые, роговообманковые, роговообманково-пироксеновые, пироксеновые плагиогнейсы и гнейсы. В зависимости от количественных соотношений плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца среди описываемых пород устанавливаются переходы от обычных гнейсов к бескарцевым их разновидностям, с одной стороны, и к плагиогнейсам, — с другой. Наибольшее распространение имеют плагиогнейсы. В некоторых гнейсах сравнительно легко опознаются песчинки кварца, свидетельствующие о первично-осадочной природе исходного материала.

Мраморизованные известняки по внешнему виду — белые, серые, полосчатые, средние и крупнокристаллические породы; часто с видимой примесью биотита, мусковита, реже графита, роговой обманки, тремолита. В небольшом количестве присутствует в составе их плагиоклаз и кварц; аксессуарные минералы — сфен, рутил, апатит и рудный.

Сланцы слюдистые и графит-слюдистые, образуют пласты мощностью от нескольких десятков сантиметров до 30—50 м среди гнейсов. По внешнему виду это серые, темно-серые, мелкозернистые породы, обладающие сланцевато-полосчатой текстурой, обусловленной чередованием тонких полос, обогащенных рудным минералом и графитом, и полос, практически их не содержащих. Породы слагаются главным образом кварцем, изредка наблюдается олигоклаз и минералы-примеси: графит, биотит, амфибол, иногда фуксит, пирит, магнетит.

Амфиболиты — темно-серые, серые, зеленовато-серые, мелкозернистые породы, переслаивающиеся с известняками и гнейсами. Состоят они из роговой обманки, плагиоклаза и кварца, иногда присутствует биотит.

При воздействии основных и кислых пород таннуольского интрузивного комплекса на карбонатные породы жайминской свиты образуются скарионды. Это серые, светло-серые, сланцеватые, сланцевато-полосчатые породы, состоящие из плагиоклаза, микроклина, моноклинного и ромбического пироксена, биотита и кварца. Карбонатный материал наблюдается почти во всех скариондах.

Вторичные изменения пород жайминской свиты выразились в альбитизации, серицитизации, карбонатизации и эпидотизации плагиоклаза, в замещении пироксена роговой обманкой, биотитом, эпидотом.

Породы жайминской свиты имеют широкое распространение и в соседних с описываемым районах. Работниками Красноярского геологического управления наличие их устанавливается на протяжении сотен километров к западу от верховьев р. Уды, где они непрерывными полосами картируются на северном и южном крыльях Дербинского антиклинария. Южная из них непосредственно смыкается с полосой пород жайминской свиты, проследившейся по правобережью р. Уды, а северная является непосредственным продолжением к западу полосы жайминских пород бассейна р. Джуглыма. Меньшую протяженность на соседних площадях имеет центральная полоса, слагающая осевую часть Хонда-Джуглымского хребта. К западу она устанавливается на территории листов N-47-XIX и N-47-XXI, а к востоку картируется на площади листа N-47-XXI. Несмотря на непрерывность этой полосы в пределах четырех двухсотых листов, положение слагающих ее пород в разрезе понимается неоднозначно. Н. Н. Рассказчиков и А. Н. Рассказчиков считают, что породы этой толщи залегают согласно на мраморах дербинской свиты и, следовательно, полностью отвечают жайминской свите. По В. П. Рудневу гнейсы и сланцы указанной полосы подстилают мраморы дербинской свиты, и поэтому не сопоставимы с породами жайминской свиты. Такое различие во взглядах объясняется различной трактовкой структуры. Точка зрения В. П. Руднева, допускающего наличие здесь простой запрокинутой к северу антиклинали, находится в противоречии с фактическим материалом, полученным П. В. Дубинным (1962ф), Н. Н. Стамборовским¹ и А. Н. Рассказчиковым (1962ф), поэтому на листе N-47-XX гнейсы и сланцы осевой части Хонда-Джуглымского хребта относятся к жайминской свите.

Возраст жайминской свиты определяется как средний протерозой на основании того, что породы ее согласно подстилаются мраморами дербинской свиты и в свою очередь перекрываются толщей пород кувайской серии, относимой к верхнему протерозою.

ВЕРХНИЙ КОМПЛЕКС ПРОТЕРОЗОЯ

Кувайская серия не расчленена ($R_{1/2}^{kv}$). Образование, относимые к кувайской серии, включают комплекс терригенно-эффузивных пород ашкасокой и карбонатных пород иерелитга и Сардыка обнажена средним и др. в 1960 г. Протягиваются они широкой полосой северо-западного простирания через всю территорию листа, слагая юго-западные отроги хребта Большой Саян. Вблизи западной границы листа ширина полосы достигает 12—14 км, тогда как около восточной границы района сокращается до 2—4 км. Наиболее полно разрез серии наблюдается на водоразделе рек Тагулды и Иерелитга, где он представлен в следующем виде (снизу вверх):

1. Микросланцы биотит-кварц-карбонатные, черные, с мало-мощными прослоями желтовато-розовых доломитов 90 м
2. Порфириды андезитовые зеленые, участками карбонатизированные 120 "

¹ По материалам полевых работ 1962 г.

3. Микросланцы биотит-кварц-карбонатные, с двумя прослоями серых карбонатизированных порфиритов (15—25 м) 100 м
 4. Порфириды карбонатизированные, буровато- и зеленоватые 15 "
 5. Микросланцы биотит-кварц-карбонатные 12 "
 6. Конгломераты среднегалечные, с прослоями черных биотит-кварц-карбонатных микросланцев 120 "
 7. Известняки кристаллические 30 "
 8. Конгломераты с прослоями гравелитов 20 "
 9. Микросланцы биотит-кварцевые, черные, с прослоями гравелитов и серых мелкозернистых известковистых песчаников. В верхах — серые алевроитовые карбонатные сланцы 270 "
 10. Микросланцы биотитовые, черные, с прослоями гравелитов 150 "
 11. Порфириды кварцевые серые 60 "
 12. Сланцы хлорит-серицитовые и серицитовые 60 "
 13. Известняки черные, сланцеватые, с прослоями конгломератов 30 "
 14. Микросланцы биотит-серицитовые, окварцованные, серые 150 "
 15. Кварциты серые, рассланцованные, с прослоями гравелитов 280 "
 16. Микросланцы биотит-кварцевые 520 "
 17. Сланцы амфиболовые темно-зеленые 30 "
 18. Известняки серые, сланцеватые, с прослоями конгломератов 120 "
 19. Микрогнейсы биотитовые, бескварцевые, зеленые порфириды и сланцы, серые кварцевые порфириды 60 "
 20. Альбитофиры розовые и буровато-серые 175 "
 21. Сланцы амфиболовые, с прослоями известняков 90 "
 22. Порфириды пестрые, постепенно переходящие в зеленые сланцы, образованные за счет порфиритов и их туфов 175 "
 23. Сланцы карбонатные, черные 120 "
 24. Сланцы зеленые, образованные за счет порфиритов и их туфов 295 "
 25. Известняки иерелитга свита по П. В. Дубину 700—1000 "
- Суммарная мощность пород этого разреза около 4000 м.

В общем виде разрез серин сохраняется на всей территории листа. В западной части района (р. Демирлик) наблюдается некоторое увеличение мощности протерозей известняков. На водоразделе рек Иерелитга и Сардыка обнажена средняя часть разреза. В основании ее выходят конгломераты и известняки, соответствующие горизонтам 7, 8 описанного разреза. Выше конгломератов и известняков разрез в общих чертах повторяется. Здесь чаще породы свиты представлены в гнейсы, имеющие облик слюдяных кварцитовидных пород. Кислые эффузивы имеют весьма подчиненное значение. В нижней части разреза р. Улуг-Ашкасока устанавливаются средние и верхние части разреза. Нижние горизонты выходят по левобережью р. Сардыка, а в верховьях р. Улуг-Ашкасока обнажена средняя часть разреза. Здесь на известняках залегают серые и темно-серые биотитовые мелкозернистые плагиогнейсы, часто с гранатом и микрогнейсы, переслаивающиеся с черными амфиболовыми сланцами. Средние части разреза прослеживаются и далее на восток в верховьях реки Бол. Ханторка и в блоке вдоль южной границы, где они представлены более глубоко метаморфизованными разновидностями: амфиболитами и гнейсами, среди которых лишь изредка отменяются измененные порфириды.

Таким образом, нижняя часть кувайской серии представлена андезитовыми порфиридами, черными биотитовыми микросланцами, известняками и конгломератами; средняя — слюдяными микрогнейсами, большая часть которых образовалась за счет кварцевых порфиритов, фельзит-порфиритов, ортофиридов и кератофиридов и, наконец, верхняя — представлена в основном известняками

плагноклаза с микритовыми вросками кварца. Из акцессорных минералов отмечаются, циркон, апатит, сфен, турмалин, рутил, рудный и графит. В зависимости от состава и количества темных минералов выделяются биотитовые, двуслюдяные, биотит-рогообманковые гнейсы, плагиогнейсы и ортогнейсы. Микритовые имеют постепенные переходы к микросланцам.

Кварциты образуют маломощные пласты (до 20 м) среди известняков, гнейсов и сланцев в нижних частях серии. Это серые, мелкозернистые, сланцеватые породы. Структура их гранобластовая зубчатая и лепидогранобластовая. Кроме кварца, составляющего основную массу породы (80—90%), содержатся слюда и графит. Из акцессорных минералов отмечаются апатит и рудный.

Кислые и средние эффузивные образования являются самой обширной группой пород, слагающих нижнюю часть серии. Преобладают среднего состава порфириды. Это серые, зеленовато-серые, зеленые, темно-зеленые, сланцеватые и массивные породы, нередко с видимыми порфировыми выделениями плагноклаза. Структура их порфировая и blastoporfировая. Порфировые вкрапления представлены призматическими, иногда таблитчатыми зернами андезина, редко олигоклаза. Основная масса (60—70%) слагается микритами плагноклаза и роговой обманкой (20—60%). Пироксен и биотит присутствуют не во всех породах. Кварц встречается очень редко. В кварцевых порфирах он содержится до 20%, иногда образует вкрапления. Из акцессорных минералов отмечаются апатит, магнетит, пирит, циркон, рутил, сфен, рудный. Вторичные процессы выразились в альбитизации, соссоритизации, амфиболитизации, окварцевании и карбонатизации.

Туфы порфиритов переслаиваются с известняками и сланцами. Это серые тонкоплитчатые сланцеватые породы с литокристалло-кlastической структурой. Слагаются они из обломков кристаллов андезина и роговой обманки, сцементированных пелловым материалом. Тубофекции встречаются на водоразделе рек Бице-Ашхасока и Улуг-Ашхасока среди порфиритов и микросланцев. Это черные плотные сланцеватые породы. Структура их кристаллолитро-кlastическая. Слагаются из остроугольных обломков (5—10 см), скрепленных карбонатным цементом (2—5%). Обломки представлены туфами, обломками кристаллов плагноклаза, кварца, иногда саблевидной формы. Породы эти обычно хлоритизированы и эпидотизированы.

Альбитофиры и кератофиры розового цвета, встречаются редко среди андезитовых порфиритов. Структура их порфировая с ортофировой основной массой. Текстура неотчетливо флюктуационная. Вкрапления и основная масса сложены альбитом; в небольшом количестве присутствует мусковит, пирит, рудный минерал.

Кварцевые порфиры присутствуют в основном в средних частях разреза, образуя мощные горизонты среди амфиболовых сланцев, микросланцев, гранулитов и известняков. Это серые, зеленовато-серые с ржавыми пятнами сланцеватые породы. Структура их порфировая и blastoporfировая. В основной массе кварц-полевошпат-слюдистого состава присутствуют вкрапления таблитчатого плагноклаза и кварца (до 1,2 м). Отмечается апатит и сфен. Породы хлоритизированы, по полевым шпатам развиваются серицит, соссорит, карбонат. Часто кварцевые порфиры биотитизированы и окварцованы.

Фельзиты и фельзит-порфиры — серые, сланцеватые, массивные породы с фельзитовой, микрофельзитовой, порфировой структурами. Слагаются они из мелких зерен таблитчатого плагноклаза, редко каллевого полевого шпата, кварца, роговой обманки, мусковита, биотита. В фельзит-порфирах присутствуют вкрапления таблитчатого плагноклаза. По плагноклазу обычно развит серицит, хлорит, эпидот. Акцессорные минералы представлены пиритом, зеленой шинелью, ортитом, цирконом, апатитом, рутилом, сфеном, рудным.

Амфиболовые сланцы и сланцеватые амфиболиты являются распространенными и характерными породами серии, образованными в результате регионального, динамического и контактового метаморфизмов порфиритов и их туфов. Это зеленовато-серые, темно-зеленые, иногда пестрые, чаще тонко-

и в меньшей мере зелеными сланцами, образованными за счет андезитовых порфиритов и их туфов. Эти три части, по-видимому, соответствуют урманской, манской и бахтинской свитам, на которые делится кувайская серия в своем стратонне (Красноярский край). Выделение свит в пределах территории листа и их сопоставление со стратонном в настоящее время затруднено, потому на площади листа кувайская серия выделяется как нерасчлененная.

Конгломераты мелко- и среднеталечные породы (средний размер галек 4×1 до 7×2 см, реже 20—30 см в поперечнике). Форма галек обычно удлиненная. Преобладают гальки мелкозернистых, белых, серых, реже черных известняков, обломки других пород имеют подчиненное значение. В основном это дробленый кварц, серые, мелкозернистые слюдистые кварциты, карбонатно-кварцевые породы, зеленые, мелкозернистые, сланцеватые амфиболиты, реже ортогнейсы, грубозернистые песчаники и окварцованные полимиктовые песчаники. Количество галек в конгломератах различное. В нижних частях разреза они преобладают над цементом, в средней части — наоборот. Цемент большей частью известковистый, реже кварц-полевошпатовый, песчаный.

Песчаники и гравелиты образуют маломощные невыдержанные по простиранию прослои среди порфиритов, микросланцев, сланцев и известняков. Это сланцеватые, иногда полосчатые породы мелко- и мелкозернистого сложения. Цемент полностью перекристаллизован. Структура псевдот-псаммитовая, алевро-псаммитовая, лепидогранобластовая, иногда порфиробластовая. Форма обломков-песчинок от окатанной до остроугольной. Цемент базального типа и представлен кварц-полевошпат-слюдистым, карбонатным, серицит-карбонатным материалом. По составу среди песчаников выделяются: кварц-полевошпатовые, полимиктовые, кварц-карбонатные и известковистые разновидности. Известняки белые, серые, темно-серые, почти черные, зеленовато-серые, массивные, плитчатые, полосчатые, сланцеватые, мелко- и среднезернистого строения породы. В составе их кроме кальцита присутствуют примеси: кла-стические зерна кварца, плагноклаза, чешуйки биотита. Структура гранобла-стовая, иногда со следами катаклаза, микрогранобластовая, порфиробла-стовая. Размер зерен от 0,01—0,1 до 1—2,4 мм. В нижней части разреза (лево-бережье р. Сарлыка) отмечались известняки, в которых находятся обломки мелкокристаллических известняков и кварц-биотитовых сланцев, а также темно-серых тонкоплитчатых карбонатных сланцев.

Микросланцы темно-серые до черных, буровато-серые, серые, зеленовато-серые, светло-серые, тонкоплитчатые породы. Для них характерна сланцеватая, попеременно-сланцеватая, окончатая текстура. Размер зерен 0,01—0,08 мм. Структура их микролепидогранобластовая, порфиробластовая, реликтовая порфировая, blastoleвритовая, blastopсаммитовая. Микросланцы слагаются из изометричных, угловатых зерен кварца (25—40%), мелких удлиненных, чешуек биотита (25—40%), роговой обманки (до 30%), карбоната, пироксена, мусковита. Порфиробласты представлены роговой обманкой, кварцем, гранатом, альбитом. Акцессорные минералы — сфеном, рутилом, апатитом, цирконом, апатитом, турмалином, рудным. В зависимости от количества и состава слагающих минералов выделяются биотит-кварцевые, графит-биотит-кварцевые, двуслюдяные кварцевые с карбонатом, слюдисто-полевошпат-карбонатные, алевроит-карбонатные, биотит-кварц-плагноклазовые и другие микро-сланцы. Наличие в породах сохранившихся порфиритовых реликтов плагноклаза (андезин № 30) указывает на возможное образование их за счет эффузивных пород (порфиритов). В то же время в некоторых микроосадочных сохранились округлые обломки кварца, указывающие на возможное осадочное происхождение пород.

Микрогнейсы, гнейсы, плагиогнейсы и ортогнейсы (по эффузивам) представляют собой серые, зеленовато-серые сланцеватые, сланцевато-полосчатые мелко- и среднезернистые породы. Структуры их лепидо- и гетерогранобла-стовые, порфиробластовые, нематолепидогранобластовые и др. Наиболее распространены микрогнейсы, гнейсы и плагиогнейсы. Микрогнейсы и гнейсы состоят из плагноклаза (20—40%), каллевого полевого шпата (до 30%) и кварца (10—30%). В плагиогнейсах полевые шпаты представлены плагноклазом (олигоклазом). В ортоплагиогнейсах присутствует таблитчатые зерна

Палессойская группа КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Хамсаринская толща (Стр. 111) развита в юго-западной части территории листа и слагает здесь водораздельное пространство рек Чедезрик-Хема и Уран-Сая и левобережную часть р. Уран-Сая. Она представлена однообразной толщей порфиритов.

Порфириты характеризуются темно-зеленым цветом, обычно порфировой, реже бласпорфировой структурами, массивной, сланцеватой и полостчатой текстурой. Основной массе свойственна немагнотитовая и микронемагнотитовая структура. Породы настолько изменены, что чаще всего основная масса их состоит из зеленой роговой обманки (40—60%), эпидота, плагиоклаза, моноклинового пироксена, кварца и лимонита. Порфириты вкрапленники представлены преимущественно крупными табличками зеленой роговой обманки (чаще вторичной), реже сохранились вкрапленники плагиоклаза (андезин № 33), частично или полностью замещенного сосюритом и моноклинового пироксена. В большинстве случаев порода определяется как амфиболитизированный порфирит или ортоамфиболит. Судя по сохранившимся реликтам вкрапленников и основной массы, представленных плагиоклазом, моноклиновым пироксеном, первоначально порода скорее всего была среднего состава — от плагиоклазового до пироксенового андезита. На территории листа развиты только нижние части толщ, составляющие около 700—1000 м. Более полный разрез представлен на территории смежного к югу листа (Благонравов и др., 1960).

Нижекембрийский возраст хамсаринской толщи установлен на основании остатков фауны археоциат в известняках, отмеченных в виде прослоев среди порфиритов, в смежных к югу районах Тувы. (Лисинцы и др., 1954ф. Благонравов и др., 1960).

Средний — верхний отделы

Верхнекембрийская свита (Стр. 381). Породы свиты распространены в верховьях рек Мал. Кичени, Черной Нерхи, Черной Ичеми и в бассейне р. Нейготы, гдены приурочены к Колыинско-Удинской зоне глубинного разлома. Свита сложена эффузивными породами, представленными трахитовыми и фельзитовыми порфиритами, кварцевыми порфиритами, фельзитами, базальтовыми, андезитами, трахиандезитовыми и диабазовыми порфиритами, туфами и агломератами. Толща этих пород всюду залегает на поверхности разрыва докембрийского складчатого фундамента, представленного отложениями бирюсинской свиты. Отсутствие в верхнекембрийской свите выдержанных маркирующих горизонтов, макроскопическое сходство основных и средних эффузивов, частая перемежаемость слагающих толщ разности пород, сменяемость их по простиранию, значительное развитие разрывных нарушений затрудняет составление общего для всей свиты разреза.

О характере чередования пород по стратиграфической вертикали можно судить по приводимым ниже двум частным разрезам.

По р. Нейготе установлен следующий порядок напластования (снизу вверх):

1. Трахитовые порфириты 250 м
2. Базальтовые порфириты темно-серые, с миндалинами, выполненными кварц-эпидотовыми и кварц-карбонатным материалом, с прослоями темно-буровато-серых трахиандезитовых порфиритов 500 "
3. Кварцевые сениит-порфириты красные мелкозернистые в переслаивании с кислыми и основными эффузивами 350 "
4. Базальтовые порфириты с линзами трахитовых порфиритов 50 "
5. Трахитовые порфириты и их агломератные лавы с обломками основных и кислых эффузивов 200 "

плитчатые мелко- и среднезернистые породы, с резко выраженной сланцеватой текстурой. Сложены они из роговой обманки, плагиоклаза, меньше хлорита, карбоната, биотита. Структура их немагнотитовая, микронемагнотитовая, лепидомагнотитовая, немагнотитовая, участками пойкилитовая и порфировая. В некоторых породах сохранились следы первичной трахитовой и пилотакситовой структур и вкрапленники альбитизированного плагиоклаза.

Верхнепротерозойский возраст описываемой свиты устанавливается на основании сопоставления ее с аналогичными образованиями (эффузивы основного и кислого состава, туфы, глинистые сланцы) западной части Восточного Саяна (Манский синклиниорий), где они перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями кембрия. Не исключена возможность, что возраст терригенно-эффузивных образований, развитых на территории листа, нижекембрийский, так как они имеют много общего по составу с терригенно-эффузивными образованиями хамсаринской толщи, развитыми непосредственно к югу от описываемого района.

Миричунская свита (Стр. 111) развита в северо-восточной части территории листа и залегает в небольших тектонических блоках внутри Колыинско-Удинской зоны. Наиболее крупный из них находится в бассейне верхнего течения р. Красной Бирюсы. Меньших размеров блоки отмечаются по правобережью р. Мал. Бирюсы, в долине р. Хальты и на водоразделе рек Хальты и Ичеми.

Миричунская свита сложена серыми, темно-серыми, розовато-серыми, розовыми, кремовыми и белыми известняками, иногда доломитизированными. Известняки обычно мелко, реже среднезернистые, тонко- и толстоплитчатые. Различно окрашенные разновидности их образуют переслаивание. Белые сахаровидные известняки тяготеют к контактам с изверженными породами. Вблизи тектонических зон известняки катаклазированы, а в самих зонах милонитизированы. Они сложены различными по величине зернами кальцита, среди которых встречаются отдельные зерна кварца и рудного минерала. Структура известняков обычно гранобластовая, текстура массивная. В зонах нарушения известняки приобретают катаклитическую структуру и сланцеватую текстуру. Состоят из темных изометричных зерен карбоната размером до 0,02 мм. Среди темно-серых скритокристаллических известняков встречаются по размеру округлых образований мелкозернистого темного карбоната, размером от 2×2 мм до 0,1×0,2 мм. Доломитизированные разновидности известняков характеризуются микрогранобластовой, гранобластовой структурой. Текстура их в большинстве случаев массивная, реже сланцеватая. Главными породообразующими минералами являются кальцит и доломит. Соотношение их в породах варьирует в широких пределах, определяя тем самым степень доломитизации. Из второстепенных минералов присутствует кварц (до 10%), отдельные зерна полевых шпатов, вторичные минералы, хлорит, серпичит, мушкетит.

Мощность свиты 1000 м.

Миричунская свита впервые была выделена из других карбонатных толщ района И. А. Молчановым и на основании литологического сходства сопоставлена им с кембрийскими известняками Кызыр-Казырского района. Позднее Ю. Ф. Погоня (1949ф) считал эти образования, ссылаясь на находки фауны археоциат по р. Бол. Бирюсе ниже р. Арой, нижекембрийскими. Эти находки остались неописанными и последующими работами не подтвердились.

Верхнепротерозойский возраст свиты принят на основании сопоставления ее с овсянковой свитой Манской зоны, слагающей верхние части протерозоя и перекрываемой койской свитой синия.

6. Фельзитовые порфиры светло-розовые, с тонкополосчатой текстурой 20 м
7. Кварцевые порфиры, среди которых присутствуют трахитовые порфиры 380 "
8. Трахитовые порфиры 50 "
- Мощность по разрезу 1800 м.
- В верховьях р. Хальты разрез представлен (снизу вверх):
1. Фельзиты, фельзитовые порфиры 100—150 м
 2. Трахитовые порфиры, трахиты, в основании туфобрекчи 160 "
 3. Фельзиты красного, светло-серого, кирпичного цвета 340 "
 4. Трахитовые порфиры, порфиры, трахибазальты массивные и мидалекаменные, в основании туфы 50—70 "

Мощность толщ здесь устанавливается около 650—700 м. Аналогичный состав свиты наблюдается и в разрезе левобережной части р. Верхней Кичени, где кроме вышеописанных пород присутствуют андезитовые порфиры и туфы (Комаров, 1962ф).

Учитывая складчатость, мощность свиты принимается равной от 700 до 1200 м.

В составе свиты наибольшее распространение имеют кислые эффузивы, значительную часть составляют порфиры и лишь небольшая часть в общем объеме свиты приходится на долю туфогенных пород.

Эффузивные образования района имеют сложное покровное строение; покровы не выдержаны по мощности, разнообразно перемежаются и по простиранию сменяют друг друга. Это указывает на многократные излияния эффузий и на наличие множества центров излияний. Общая красноцветность толщ, отсутствие рифогенных известняков, спилитов и кератофинов — все это свидетельствует о том, что излияния носили, по-видимому, субэвразийский характер. Пространственная связь эффузивов с Колбинско-Удинской зоной глубинного разлома для территории листа и прилегающих районов дает возможность предполагать трещинный тип вулканической деятельности в момент образования пород верхнерхинской свиты.

Трахитовые порфиры — вишневые, вишнево-бурые, вишнево-серые, красные, красно-бурые и темно-фиолетовые ясно выраженные порфиромые породы. Вкрапленники полевого шпата обычно розовых оттенков размером от 0,5 до 1 см в длину. Структура основной массы трахитовая, текстура массивная, флюктуационная, реже мидалекаменная. Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом и серицитизированным плагиоклазом. Основная масса трахитовая, состоит из удлиненных микролитов (0,04×0,15 мм) калиевого полевого шпата и в меньшем количестве плагиоклаза. Из акцессорных минералов присутствуют: рудный, апатит и сфен. Отмечаются афиромые разности, не содержащие порфиромых вкрапленников.

Фельзитовые порфиры и фельзиты — это плотные скрыто- или тонкокристаллические породы, преимущественно желтого, кофейного, розовато-серого цвета, массивной текстуры, микрофельзитовой и порфировой структуры. Вкрапленники представлены плагиоклазом (альбит-олигоклазом) и опалитизированным биотитом. Структура основной массы микрофельзитовая, участками микропойкилитовая, микроаллотриноморфнозернистая. Основная масса, состоящая главным образом из калиевого полевого шпата и редких зерен кварца, раскристаллизована не в одинаковой степени.

Кварцевые порфиры встречаются реже фельзитовых порфиров. Это розовые и вишневые породы с порфиромыми вкрапленниками, полевыми шпатами и кварца. Структура порфировая, основной массы — микрофельзитовая, микропойкилитовая. Текстура флюидальная, неотчетливо полосчатая, в участках с различной степенью раскристаллизации основной массы — полосчатая. Из вторичных минералов присутствуют серицит, гидробиотит, кварц. Акцессорные минералы: сфен, рутил, рудный.

Базальтовые порфиры — обычно темно-серого, почти черного цвета, с зеленоватым оттенком породы, часто мидалекаменной и массивной текстуры. Мидаллы выполнены хлоритом, кварц-эпидотовым и кварц-карбонатным материалом. Основная масса породы сложена измененным платно-

клазом и моноклинным пироксеном. Вкрапленники представлены плагиоклазом и оливином. Плагиоклаз во вкрапленниках и в основной массе серицитизирован и альбитизирован, оливин начело замещен хлоритом и лимонитом, пироксен свежий. В основной массе присутствует лейкоксен и кварц, из акцессорных минералов: апатит и рудный.

Андезитовые и трахи-андезитовые порфиры — темно-серые, плотные породы, массивной и мидалекаменной текстуры. Основная масса сложена измененным плагиоклазом (андезин № 48), в качестве второстепенных минералов присутствуют оливин, разложившееся стекло, рудный; в трахи-андезитовых порфирах главными минералами являются кварц, калиевый полевой шпат; акцессорные — апатит и рудный, вторичные — хлорит, карбонат, лейкоксен, серицит, лимонит, кварц, цеолиты, клиноцоизит. В основной массе включены мелкие вкрапленники плагиоклаза, а в оливиновых разностях псевдоморфозы по оливину (в среднем до 10%). Структура основной массы платноакситовая, микролиптовая.

Агломераты трахитовых и фельзитовых порфиров обладают кристаллолитокластической структурой с микрофельзитовой, микропойкилитовой и трахитовой основной массой и массивной текстурой. Обломки представлены различными эффузивными породами кислого и реже основного состава, а также различными минералами. Те и другие оплавлены и имеют рудную оторочку. Вторичные изменения выражены в слабой пелитизации и незначительном катаклазе. Из акцессорных минералов отмечаются апатит, циркон и рудный.

Туфы имеют розовато-серую до темно-серой с фиолетовым оттенком окраску. Величина обломков от 1 мм до нескольких сантиметров. Форма их обычно угловатая; сортировка не наблюдается. Обломки составляют 80—90% всей массы породы. Структура псаммито-псефитовая, кристаллокластическая, иногда виброкластическая; текстура массивная или неотчетливо слоистая. В составе обломков отмечаются: кварцевый порфир, трахитовый порфир, фельзитовый порфир, реже эффузивы с микролиптовой основной массой (андезитовые перфриты), порфиры с оливином, эпидотизированные породы, витрофиромые породы, а также кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз. Преобладающе обломков того или иного состава различаются туфы кварцевого порфира, фельзитового порфира и смешанного состава. Цементом является тонкий лепел, часто обогащенный рудной пылью. Из вторичных образований развиты: хлорит, серицит, гидробиотит, лимонит, лейкоксен, эпидот. Акцессорные минералы: апатит, сфен, рудный. Некоторые туфы заметно окварцованы.

К северо-западу от описываемого района (Расказчиков, 1962ф) имеются наблюдения о прорывании верхнерхинской свиты гранитоидной тангульско-го комплекса. Этот же автор сопоставляет верхнерхинскую свиту со средне-верхнекембрийской низирской свитой, распространенной на юге Рыбинской впадины. Поскольку эффузивные породы верхнерхинской свиты, распространенные на территории листа, являются непосредственным продолжением такзовых, выделенных А. Н. Расказчиковым, возраст их принимается как средний — верхний кембрий. В пользу этого говорит и присутствие эффузивных пород в гальках конгломератов в основании киченской свиты верхнего кембрия — ордовика (Руднев, 1962ф).

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ КЕМБРИЙСКОЙ СИСТЕМЫ — ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Киченская свита (Стз — окс). Отложения свиты залегают в больших узких тектонических блоках в пределах зоны Колбинско-Удинского глубинного разлома. Один из таких блоков закартирован в верховьях р. Хальты, где он протягивается в северо-западном направлении на протяжении 6 км, уходя к востоку за пределы территории листа. Далее небольшой блок находится в среднем течении р. Ичмень и, наконец, наиболее крупный блок находится в верховьях р. Верхней Кичени. Породы описываемой свиты представлены преимущественно полимиктовыми песчаниками различной зернистости (чаще средне- и мелкозернистыми), зеленовато-серыми, серыми, вишневыми; реже встречаются алевроитово-карбонатные породы такого же цвета.

занные факты однако не решают взаимоотношения указанных свит. Покрыты трахитовых порфиров могут входить в состав имирской свиты (S₂ — D₁), выделяемой на соседних площадях. И в этом случае мы будем иметь эфузивные толщи, перекрывающие и подстилающие киченскую свиту.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Систигемская свита (?) (O₁-st?) имеет незначительное распространение. Она встречается в левобережной части р. Кичи-Хема между устьями рек Йерелига и Нижн. Демирлика в тектоническом блоке длиной 7 км, шириной до 2 км. Слагающие ее породы представлены в основном лиловыми конгломератами с прослоями песчаников.

Конгломераты состоят из галек, хорошо окатанных, слегка вытянутых параллельно сланцеватости. Размер последних от 3 до 10 см, реже 20—30 см. Преобладают гальки светло-серых и белых среднекристаллических известняков, в меньшем количестве находятся гальки кварцевых порфиров и их туфов, ожелезненных микрокварцитов, кварца, метаморфизованных песчаников, кварцевых кераатофиров, микрофельзитов. Цемент конгломератов грубозернистый, песчанистый. В средней и верхней части пачки конгломератов присутствуют лиловые мелкозернистые аркозовые, кварцевые и полимиктовые песчанники с карбонатным цементом. Мощность пластов их измеряется в пределах 20 м.

Аркозовые и кварц-карбонатные песчанники слагаются из полуокатанных, иногда угловатых обломков кварца, халцедона, плагиоклаза, редко калишпата, лимонита. Полимиктовые песчанники отличаются наличием обломков порфиритов и фельзит-порфиров. Цемент песчаников карбонатный, составляющий до 60% от массы породы. Тип цементации базальный.

В зонах разломов все породы интенсивно сматы, вплоть до образования милонитов. Видимая мощность свиты 500—600 м.

На смежных к югу и западу от территории листа площадях аналогичные образования с размытым и угловым несогласием залегают на вулканогенных породах хамсаринской толщи или на размытой поверхности гранитово-нижнепалеозойского интрузивного комплекса. Возраст рассматриваемых отложений однозначно не решается. Г. В. Махин и др. (1953ф), А. Е. Лисицын и др. (1954ф) подобные отложения относили к силуру, В. А. Благодаров и др. (1960) — к нижнему — среднему ордовику. Вследствие того, что породы, развитые на площади листа, являются аналогом систигемской свиты, по В. А. Благодарову, возраст их условно принимается как нижний — средний ордовик.

Кайнозойская группа

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Базальты (βN). Небольшой останец базальтового покрова встречается только на водоразделе рек Даштыга и Барун-Тагулды. Площадь его составляет около 0,05 км² (на карте показан вне масштаба). Мощность покрова колеблется от 20 до 40 м.

По внешнему виду базальты мелкозернистые, темно-серые и черные с лиловым оттенком породы, в различной степени пористые. Структура базальтов порфировая, с интерсерталной основной массой. Вкрапленники представлены бесцветными овальными зернами оливины, коротко призматическими зернами моноклинового пироксена и лейстами плагиоклаза. Основная масса слагается из беспорядочно расположенных лейст плагиоклаза и стекла. Время излияния базальта определяется нами как неогенное на основании сходства условий залегания их покровов с тиссинскими базальтами. Возраст последних, как известно, установлен С. В. Обручевым по находкам неогеновой флоры в туффилах, залегающих в основании базальтового покрова.

Для свиты характерны конгломераты, отличающиеся хорошей окатанностью гальки, состоящей преимущественно из известняков, кварцитов, гранитов и кварца. Конгломераты приурочены в основном к нижним частям разреза свиты.

Во всех трех участках обнажаются лишь те или иные части разреза свиты. Наиболее полно разрез представлен по р. Верх. Кичени (снизу вверх):

1. Конгломераты разногалечные, состоящие из хорошо окатанных галек кварца, мелкозернистых лейкокварцитов гранитов, зеленовато-серых сливных кварцитов 200 м
 2. Песчанники зеленовато-серые, мелкозернистые, иногда коллоидные 450—500 "
 3. Конгломераты с прослоями (от 10 до 50 см) алевролитов и песчанников 300—350 "
- Видимая мощность 950—1050 м.

В верховьях р. Хальты вскрываются конгломераты, грубозернистые песчанники, реже алевролиты. Большая часть пород динамометаморфизована, вблизи тектонических зон превращена в милониты. Конгломераты залегают в низах видимого разреза, переставаясь с алевролитами и песчанниками. Верхние части разреза здесь сложены преимущественно песчанниками и алевролитами. Аналогичный состав имеет свита и в блоке по р. Ичмень. Только здесь видимый разрез в низах представлен лиловыми сланцеватыми аргиллитами с прослоями грубозернистых песчанников. Выше залегают конгломераты.

Песчанники, слагающие свиту и цемент конгломератов, по составу тождественны. Структура их псаммитовая, катакlastическая. Размер зерен 0,4—0,5 мм. Цемент контактово-поровый, местами сопряженности, иногда базальный; хлоритово-гидрослюдистый. Обломочный материал слабо окатан и плохо сортирован, состоит в основном из кварца, плагиоклаза, реже карбоната, биогита, рудного; аксессуарных минералов — апатита, рутила, сфена, турмалина, циркона.

Гравелиты отличаются от песчанников лишь псаммитово-песфитовой структурой с преобладанием обломков пород над обломками минералов.

Алевролиты имеют сланцеватую текстуру, алевроитовую или псаммитово-алевролитовую структуру, переходящую местами в лепидогранобластовую.

Конгломераты в своем составе содержат гальку и валуны большей частью известняков миричунской свиты, розовых катаклазированных гранитов саянского комплекса, кварца и других пород в зависимости от подстилающих в данном месте киченскую свиту образований. Цемент пленочный или базальный, преимущественно серицито-хлоритовый, карбонатный.

В зонах разломов породы претерпели дислокационный метаморфизм, вышедший в милонитизацию, рассланцевание и катаклаза. На контакте с гранитоидами образуются амфиболовые или амфибол-биогитовые роговики.

Стратиграфических соотношений киченской свиты с подстилающими отложениями на территории листа нет, контакты повсюду тектонические. По данным на смежных площадях (листы N-47, XIV и N-47, XXI) устанавливается, что киченская свита трансгрессивно с угловым или стратиграфическим несогласием залегают на миричунской свите. С верхненерхинской свитой контакты в большинстве случаев тектонические. Однако наличие пород эфузивной толщи в составе гальки конгломератов и обломочном материале песчанников киченской свиты позволяет сделать вывод о налегании последней на эфузивы верхненерхинской свиты. Соотношение с интрузиями, в частности прорывающие ее гранитоидами таннуольского комплекса (абсолютный возраст контактовых роговиков 460 млн. лет) и гипербазитами раннего палеозоя (р. Мал. Тагул) позволяет отнести ее к верхнему кембрию — ордовику. Кроме того, она по составу сопоставляется с саламатовской и нарвской свитами Ст₃ — О района минусинской впадины.

Следует сказать, что ряд исследователей (Комаров и др., 1962ф) указывают на возможное залегание пород киченской свиты под эфузивными верхненерхинской свиты. Основанием к такому выводу служат наличие в ряде мест покровов трахитовых порфиров на конгломератах киченской свиты. Ука-

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Отложения четвертичной системы имеют довольно широкое распространение. По генетическому типу они подразделяются на ледниковые, речные, элювиальные, делювиальные и пролювиальные.

Верхний отдел (Q_3)

Отложения этого возраста представлены донными, боковыми или конечными моренами, а также аллювиальными образованиями террас нижнего комплекса. Морены лежат в долинах и реже на склонах водоразделов. Сложены они желтоватым песком и суглинком с валунами и галькой различных пород, слагающих район. Материал не отсортирован и плохо окатан. Мощность их около 20 м.

Аллювиальные отложения верхнего отдела имеют ограниченное распространение. Представлены они песчано-валунно-галечными отложениями с примесью суглинка. В террасах наблюдается слабая сортированность материала. Прослой песка переслаиваются галечниками и суглинком. В нижних частях террас преобладают валунно-галечные отложения, в верхних — галечно-песчаные. Валуны и галька состоят из устойчивых к транспортировке изверженных, реже метаморфических пород. Мощность аллювия не превышает 12—15 м. Большинство исследователей вторую и третью террасы считают синхронными оледенению. Возраст морен считается верхнечетвертичным на основании следующих данных: формы накопления морен чрезвычайно свежи, кое-где сохранились еще не спущенные озера, а в северо-восточной Туве (южнее нашей площади) моренные отложения перекрывают базальты, которые в свою очередь лежат на среднечетвертичных отложениях.

Современный отдел (Q_0)

Отложения современного отдела представлены в основном аллювием пойм и первой надпойменной террасы, высотой до 3 м. Отложения пойм состоят из окатанных глыб и гальки с незначительной примесью крупнозернистого песка. Преобладает крупноглыбовый материал. Мощность их не превышает 1—1,5 м. Надпойменная терраса сложена обычно песчано-галечным материалом с примесью суглинка. В аллювиальных отложениях террас наблюдается слабая сортированность. По долинам рек Ашкасока, Сарлыга, Иерелига, Дозароя, Тагулды и др. устанавливается различие в характере аллювиальных отложений в среднем и нижнем течении. В среднем течении они характеризуются мелкогалечным материалом с песком, а в нижнем течении — крупными окатанными валунами и галькой с примесью песка и щебенки.

Кроме аллювиальных отложений довольно широкое развитие имеют элювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения, не показанные на карте.

В центральных частях Пограничного и Хонда-Джуглымского хребтов развиты элювиальные россыпи, размеры глыб в которых достигают 2—3 м, а иногда и более. Делювиальные отложения являются наиболее широко развитыми четвертичными отложениями в районе. Мощные скопления их наблюдаются у подножия водоразделов и каров. Склоны водоразделов покрыты маломощным чехлом делювиальных отложений и представлены каменными остроугольными россыпями, глыбы которых имеют различный размер и состав. Иногда у подножия склонов образуются конуса осыпания. Пролувиальные отложения слагают конуса выноса в приустевой части мелких ручьев и сухих распадков. Они представлены не отсортированным мелкощебенчатым и песчано-глинистым материалом с полуокатанными гальками и небольшими глыбами.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматические породы представлены как абиссальными, так и гипабиссальными типами пород, охватывающими кислые, основные и щелочные разновидности. Наиболее широкое распространение имеют интрузивные представители кислой магмы. Древнейшими из них являются гранитоиды среднепротерозойского дербинского комплекса. Верхнепротерозойский магматический цикл начался основными породами урда-окского комплекса, за которыми последовало внедрение гранитоидного саянского комплекса. Среди палеозойских интрузий выделены средние и основные, а также кислые породы тану-ольского комплекса, которые предшествовали щелочным интрузивным огнистым комплексам.

Накопленный фактический материал по определению абсолютного возраста пород далеко не всегда находится в соответствии с геологическими данными и использование его нередко вызывает затруднения.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Дербинский интрузивный комплекс (γP_2)

Гранитоиды дербинского комплекса¹ приурочены к полям распространения дербинской и жайминской свит и образуют согласные, реже секущие тела различных размеров. Часть контактов, ввиду их расплывчатого интрузивного характера, проведены на карте до некоторой степени условно. Наиболее крупные массивы располагаются в бассейне р. Мурхоя и в межречье Уды и Бургутия, где размеры их составляют до десятка километров в поперечнике. Интрузивные тела этого комплекса большей частью сложены мелзернистыми биотитовыми гранитами, среди которых выделяются среднернистые и пегматоидные разновидности. В меньшем количестве присутствуют плагиограниты и гранодиориты, причем последние, вероятнее всего, являются гибридными образованиями.

Биотитовые граниты желтовато-серые, светло-серые, мелкозернистые, реже среднезернистые массивные, иногда гнейсовидные породы. Структура их гнидономорфнозернистая, иногда переходящая к аллотриноморфнозернистой и протокластической. Составляют они из кислого плагиоклаза (30—40%), микроклина (15—25%), кварца (25—30%) и биотита (7—10%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и руддами. Довольно часто полевые шпаты и кварц образуют широподобные обособления крупнозернистой петматойдной структуры. Такие разновидности гранитов отличаются лейкокративным обликком. Нередко плагиоклаз в гранитах представлен крупного размера кристаллами (до 1×1 см), создавая тем самым разновидности, имеющие порфировидную структуру. Плагиограниты по распространению уступают биотитовым гранитам, отличаясь от них почти полным отсутствием калиевого полевого шпата. Плагиоклаз в них представлен зернами олигоклаза ($N_0 24$), промежуток между которыми заняты кварцем.

Гранодиориты встречаются реже. Выходы их устанавливаются на водоразделе рек Уды и Джуглыма, слагают здесь краевые зоны массивов биотитовых гранитов. По составу и структурным особенностям они сходны с биотитовыми гранитами, отличаясь от них незначительным содержанием кварца, а от плагиогранитов — присутствием микроклина.

Жильный комплекс представлен пегматитами и кварцевыми жилами. Пегматитовые жилы в виде многочисленных согласных, реже секущих тел встречаются среди метаморфических и изверженных пород. Особенно много их по левобережью р. Уды. Мощность жил от 0,5 до 5 м. В большей части они имеют крупнозернистое строение, кварц-полевошпатовый состав. Нередко в зернах микроклина наблюдаются пегматитовые вросстки кварца. Микроклин

¹ Ранее эти гранитоиды называли гранитоидами центральной оси Восточных Саян (В. Г. Дитмар, 1939 г.).

и кислый плагиоклаз присутствуют примерно в равных количествах. По структурным особенностям и наличию темных минералов пегматитовые жилы разделяются на пегматиты с биотитом, биотитсодержащие пегматиты с розовым микроклином; мелко-среднезернистые пегматиты с зональным полевым шпатом, содержащие гранат, шпротит, пироксен, монацит; пегматиты с пылеватым графитом; пегматиты с мусковитом. В биотитовых пегматитах присутствует ортит, гранат, сфен; в мусковитовых — гранат, а также циркон, ксенотим, пирит, иногда пирротин, магнетит, эпидот, апатит, рутил и др. Кварцевые жилы бывают как согласные, так и секущие; мощность их от сантиметров до 3—5 м. Сложены они молочно-белым кварцем, иногда с халькопиритом.

Породы дербинского интрузивного комплекса довольно незначительно изменены. В результате аутометаморфизма плагиоклаз серицитизирован и пелитизирован, микроклин альбитизирован, биотит слабо хлоритизирован и обесцвечен. В тектонических зонах породы милонитизированы и катаклазированы. Контактное воздействие выразилось в перекристаллизации известняков дербинской свиты до крупнозернистых мраморов. Некоторые известняки скарнированы, пегматитовые жилы на контакте с гнейсами обобщаются графитом.

Гранитоиды дербинского комплекса прорывают нижне- и среднепротерозойские метаморфические образования, а сами прорываются гранитами таннульского интрузивного комплекса. Среднепротерозойский возраст их обосновывается тем, что нигде не наблюдалось прорывания ими верхнепротерозойских образований как метаморфических, так и интрузивных. По унифицированной легенде для Восточного Саяна дербинский интрузивный комплекс относится к среднему протерозою. По данным П. В. Дубина (1962) абсолютный возраст биотитовых гранитов, определенный калий — аргонным методом в лаборатории Иркутского геологического управления, составляет 605 млн. лет. Столь молодой возраст, вероятно, обусловлен более поздними изменениями пород, связанными с внедрением таннульских гранитоидов.

Урдаокинский интрузивный комплекс ((δ — ν)Pt₂)

Породы комплекса имеют ограниченное распространение. Выходы их отмечаются по р. Хангорок, в долине р. Магдас и в нескольких участках на севере района в пределах Колбинско-Удинской зоны. Во всех случаях проранственно они связаны с зонами разломов, образуя различной формы тела, вытянутые в направлении указанных разломов. Размеры тел обычно не превышают 1—2 км². Описываемый интрузивный комплекс представлен габброидами, превращенными довольно часто в ортоамфиболиты, и диоритами.

Ортоамфиболиты — темно-серые, зеленватые и черные, часто рассланцованные породы. Структура их blastogabbroвая, нематобластовая, иногда пойкилобластовая. Слагаются ортоамфиболиты плагиоклазом (андезином, олигоклаз — андезином) 40—60% и роговой обманкой. В кварцевых амфиболитах присутствуют кварц (до 15%) и биотит. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, рудным.

Диориты в виде небольших тел, не отражающихся в масштабе карты, отмечались по р. Средняя Хонда. Структура их гипидноморфнозернистая; текстура сланцеватая. Состоят они из плагиоклаза (олигоклаза или андезина), роговой обманки и мелкозернистого биотита.

Интрузии описываемого комплекса прорывают дербинскую и жайминскую свиты, а сами прорываются саянским интрузивным комплексом, поэтому возраст их принимается верхнепротерозойским.

Саянский интрузивный комплекс

Саянский комплекс является сложно дифференцированной и многофазной гранитоидной интрузией. В пределах площади листа устанавливаются только вторая и третья его фазы.

Вторая фаза ($(\gamma - \delta_0)_2Pt_2$) имеет наибольшее распространение по левобережью р. Джуглыма, на водоразделе его с Бургутем, в бассейне р. Черной Бирюсы, на водоразделе рек Бол. и Мал. Хангорков, в бассейнах рек Магдаса, Оруктуг-Оя и Кедрового. Представлена она гранодиоритами, биотитовыми гранитами и кварцевыми диоритами.

Гранодиориты в основном имеют порфирировидное строение. Основная масса их состоит из кислого плагиоклаза, решетчатого микроклина — 25—35%, роговой обманки — 10—15%, биотита до 10% и кварца. Структура неотчетливо гипидноморфнозернистая.

Граниты серые, розовато-серые, мелкозернистые, реже среднезернистые, гнейсовидные породы. Состоят они из альбитизированного плагиоклаза, кварца, хлоритизированного биотита, реже роговой обманки. Иногда это порфирировидные породы. Среди них выделяются биотитовые и биотитово-роговообманковые разновидности. Акцессорные минералы представлены сфеном, шпротом, апатитом и ортитом.

Кварцевые диориты совместно с гранодиоритами слагают массив на водоразделе Бол. и Мал. Хангорков. Это меланократовые породы с различным содержанием биотита и роговой обманки. Иногда присутствует пироксен. Структура кварцевых диоритов гипидноморфнозернистая, неотчетливо порфирировидная и blastogranитовая. Более крупные зерна образует плагиоклаз. В зонах тектонических разломов описанные породы сильно раздроблены и часто превращены в типичные ортогнейсы. Ортогнейсы — это породы с хорошо заметным на фоне перекристаллизованной кварц-полевошпатовой мусковитом. В них на фоне перекристаллизованной кварц-полевошпатовой массы сохранились реликты исходных гранитов.

Перечисленные породы второй фазы связаны между собой тесными взаимоотношениями, представляя типичные фациальные разновидности. Смена одних пород другими часто происходит на коротких расстояниях, что исключает возможность самостоятельного отображения их на карте.

Третья фаза саянского комплекса ((δ_0Pt_2)) развита по левобережью р. Джуглыма и в бассейне р. Бирюсы. Представлена она лейкократовыми гранитами, которые ранее (Дубин и др., 1960ф) выделялись в бирюсинский интрузивный комплекс. Это средне- и мелкозернистые, светло-розовые, розовые, гнейсовидные, иногда массивные породы. Структура аллотриоморфнозернистая, иногда неотчетливо порфирировидная, редко гранитовая и катаклатическая. Слагаются граниты мусковитизированным, серицитизированным кислым плагиоклазом, альбитизированным микроклином и кварцем (до 30%). Темноцветные минералы представлены единичными чешуйками биотита. Акцессорные минералы: рутил, ортит, рудный, иногда пирит. Жильный комплекс представлен гранит-порфирами.

Породы второй фазы прорываются лейкократовыми гранитами третьей фазы, что наблюдалось по левобережью р. Джуглыма.

Верхнепротерозойский возраст саянского комплекса устанавливается на основании следующих данных: гранитоиды этого комплекса прорывают ортоамфиболиты урда-окинского комплекса, сами же в свою очередь прорываются породами таннульского интрузивного комплекса. В бассейне р. Оки они прорывают верхнепротерозойские отложения и в то же время перекрываются карагасской свитой синия (Дубин и др., 1961ф).

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Палеозойские интрузии развиты в зонах сочленения докембрийских и палеозойских складчатых структур, характеризующихся разломами глубинного заложения и в зонах разломов внутри докембрийского структурного яруса. На территории листа выделяется два пояса палеозойских интрузий: 1) южный, протягивающийся вдоль сочленения Восточного Саяна и Тувы и уходящий через верховья рек Казыра и Кызыра в западную часть Восточного Саяна; 2) северный — простирающийся вдоль обрамления и внутри каледонской депрессии (зона колбинско-удинского разлома), на северо-запад он уходит в бассейн р. Агула, а на юго-восток к бассейну р. Ии.

Палеозойские интрузии разделяются на два интрузивных комплекса: нижнепалеозойский — таннуольский и палеозойский — огнитский.

Таннуольский интрузивный комплекс

Изверженные породы этого комплекса широко развиты в южном и северном поясах. В том и другом случаях они отчетливо делятся на две посторогенные фазы:

Первая фаза ($\delta - \nu$), Pz_1) включает в себя диориты, габбро-диориты и габбро, редко габбро-нориты и габбро-монциты. Они образуют различные по размерам согласные тела и массивы среди пород хамсаринской свиты нижнего кембрия, кувайской серии верхнего протерозоя и метаморфических пород нижнего и среднего протерозоя. Наиболее крупные массивы расположены на водоразделе рек Тагулды и Среднего Демирлика, в верховьях рек Верхнего Демирлика, Баранчаги и Борлы-Оя, по правобережью рек Кижир-Хема и Кастармы и по р. Мал. Вирюсе, а также и на водоразделе рек Бу-гульмы и Индермушки. Диориты и кварцевые диориты обычно приурочиваются к крайним частям массивов. Через габбро-диориты они в центральных частях массивов переходят в габбро и габбро-нориты.

Диориты (δ) самые распространенные породы этой фазы. Для них характерна призматическизернистая и гипидиоморфнозернистая структура. Порфирные разновидности встречаются редко и обусловлены неравномерной зернистостью плагиоклаза. Текстура массивная и гнейсовидная. Главными породообразующими минералами являются андезин (от № 32 до 46) и обыкновенная роговая обманка. Не во всех породах присутствуют биотит, пироксен и кварц. В порфировых включениях плагиоклаза более основной (до лабрадора). Кварц в заметных количествах присутствует только в кварцсодержащих и кварцевых диоритах, где содержание его достигает 6—15%. Из акцессорных минералов встречаются гранат, сфен и рудный, реже присутствуют мелкие зерна циркона и рутила.

Габбро-диориты являются переходными породами от диоритов к габбро. Они состоят из андезина и роговой обманки. Часто встречается авигт, замещающий волокнистой роговой обманкой. Биотит присутствует не всегда, а кварц появляется спорадически.

Габбро (ν) присутствует в крупных массивах, приурочиваясь к их центральному частям, или образуют небольшие самостоятельные тела. Сложение их от мелко- до крупнозернистого. По характеру темноцветных компонентов среди габбро выделяются роговообманковые, роговообманково-пироксеновые и пироксеновые разновидности, иногда с биотитом или гиперстеном. Реже встречаются олинитовое и рудное габбро. Габбро слагается на 40—50% плагиоклазом, представленным лабрадором (№ 55—60), реже битовинитом (№ 72—80), роговой обманкой и моноклинным пироксеном. Структура пород габбровая, габбро-офитовая.

Габбро-нориты внешне не отличаются от габбро-диоритов и габбро, с которыми они тесно ассоциируют и отличаются от них наличием до 15—20% гиперстена. В верховьях р. Улуг-Ашкасака среди диоритов отмечены габбро-монциты, характеризующиеся габбровой (монцитовой) структурой. Состав их: андезин 45—50%, микроклин 15—20%, биотит до 10%, роговая обманка и моноклинный пироксен.

Породы первой фазы изменены слабо. Эпимагматические изменения в них проявились только в зонах тектонических нарушений и выразились в серицитизации и сосеритизации плагиоклаза.

Жильные производные первой фазы представлены мелкозернистыми порфиривидными биотит-роговообманковыми и пироксен-биотит-роговообманковыми диоритами и габбро. Они образуют жилы и дайки или тела пластового характера, залегающие согласно с вмещающими их породами. Мощность тел от нескольких сантиметров до 20 м.

Породы первой фазы оказывают различное контактное воздействие на прорываемые ими осадочно-метаморфические и эффузивные образования.

В глубоко метаморфизованных породах дербинской, жайминской свиты и кувайской серии отмечается образование маломощных полос скарноидов. Широна скарнированных пород от 10 см до 1 м. Скарноиды обычно диоксид-скарнолитового и диоксид-клинцоизинитового состава. Зеленые сланцы кувайской серии у контакта эпидотизируются, амфиболизируются и превращаются в эпидот-амфиболовые сланцы. В долине р. Дзун-Тагулды отмечается ороговинование.

Вторая фаза ($\gamma - \delta$), Pz_1). Гранитоиды этой фазы приурочены к южной части территории листа, на севере границей их распространения является долина р. Уды. Они слагают различной величины массивы от мелких тел до 50—60 км протяженностью (правобережье р. Уды). В плане они имеют чаще вытянутую форму, согласно общему структурному плану вмещающих пород, реже неправильные и изометричные тела. Контакты с вмещающими породами обычно секущие, а у мелких массивов и жил — согласные. Среди однообразных по составу пород на основании микроскопических исследований выделяются биотитовые граниты, плагиограниты, гранодиориты, редко диориты, кварцевые диориты и пегматонидные граниты. Преобладают биотитовые граниты.

Биотитовые граниты имеют состав: кислый плагиоклаз 20—40%, микроклин — 15—40%, кварц — 25—30%, биотит — 5—10%, акцессорные минералы — сфен, ортит, апатит, циркон, монацит. Относительные количества микроклина и плагиоклаза не постоянны, чаще преобладает плагиоклаз. Структура гранитов и плагиогранитов алотриоморфнозернистая, гранитная, гипидиоморфнозернистая со следами протоклаза, часто катаклаза. Порфиривидные разновидности очень редки. Вкрапления представлены плагиоклазом, реже микроклинном размером до $4 \times 3,8$ мм. Участками наблюдаются обособления пегматонидных гранитов кварц-полевошпатового состава, характеризующихся средне- чаще крупнозернистым сложением. Они на 60% состоят из микроклина, образующего кристаллы размером до 9 мм, пегматитовых вросков кварца до 30%, олигоклаза — 10%. Из акцессорных минералов присутствует апатит, циркон, гранат, сфен. Структура пегматонидная, гипидиоморфнозернистая, реже пегматитовая. В апикальных и приконтактных частях массивов часто встречаются гранодиориты. В отличие от гранитов они содержат до 15% биотита. В их составе появляется роговая обманка, количество кварца не превышает 20—25%, микроклина (до 10%). Структура гипидиоморфнозернистая и алотриоморфнозернистая, реже неотчетливо порфиривидная. В отдельных участках эндоконтактной зоны устанавливаются диориты и кварцевые диориты, отличающиеся от гранодиоритов меньшим содержанием кварца и более мелкократовым обликом.

Жильные производные гранитоидов второй фазы представлены пегматитами, аплитовыми и кварцевыми жилами. Пегматитовые жилы представлены широко как в самих гранитах, так и во вмещающих породах. Мощность их варьирует от сантиметров до десятка метров. По составу они аналогичны пегматонидным гранитам. Изредка в них отмечаются кристаллы мусковита размером 4×4 см. Аплиты образуют маломощные, в несколько десятков сантиметров жилы и прожилки в породах обеих фаз. Слагаются они примерно из равного количества олигоклаза и кварца и имеют аплитовую структуру. С этой фазой связаны также немногочисленные кварцевые жилы, мощностью от нескольких сантиметров до 2 м. Кварц молочно-белый, трещиноватый, редко с сульфидной минерализацией.

Вторичные процессы в гранитоидах выражены в серицитизации плагиоклаза и хлоритизации биотита. Более интенсивно они проявлены в тектонических зонах с образованием катаклазитов и милонитов. Наряду с милонитизацией многие гранитоиды претерпели бластез. В результате которого породы приобрели гнейсовидный облик и нередко превращены в ортогнейсы. В них увеличивается количество темноцветных до 30%, уменьшается количество кварца до 15%; в качестве акцессорного минерала появляется гранат. В породах дербинской и жайминской свит контактные изменения выразились в образовании интэкционных гнейсов, в появлении андалузита, фибролита и граната, в образовании мощных зон скарноидов, достигающих нескольких

десятков и сотен метров. Особенно сильно контактное воздействие сказалось на породах кувайской серии. Зеленые сланцы на контактах с гранитоидами превращены в темно-зеленые, местами почти черные амфиболовые сланцы или мелкозернистые сланцеватые амфиболиты. Известняки большей частью амфиболитованы или скарнированы; в местах интенсивных инъекций отмечаются инъекционные гнейсы. Ширина контактового воздействия достигает 1—2 км.

Возраст интрузий тануольского комплекса устанавливается на основании следующих данных. На территории листа интрузии обеих фаз прорывают терригенно-эффузивные образования нижнего кембрия (хамсаринская толща). Кроме того, гранитоиды второй фазы прорывают средние и основные породы первой фазы. С отложениями систигхемской свиты контакты тектонические. На северной окраине Тувы гранитоиды, аналогичные гранитоидам второй фазы, перекрываются терригенными отложениями, относимыми в одних случаях к систигхемской свите ордовика (Благонаров, 1960), в других случаях к силуру (Махин, 1953ф). Западнее на площади листа N-46-XXX такие же гранитоиды перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями систигхемской свиты ордовика. Таким образом, верхняя граница не поднимается выше ордовика — силура. Ввиду нетвердой датировки возраста отложений, отнесенных к систигхемской свите, возраст интрузий принят как нижнепалеозойский.

Огнитский комплекс ((γ-ξ)Pz)

На территории листа породы комплекса развиты в пределах северного и южного поясов. Наиболее широко они распространены в северном поясе, слагаая различной величины массивы, часто неправильных очертаний, и штоки. На юге они образуют немногочисленные небольшие массивы, мелкие штокообразные тела и жилы. Представлены они сиенитами щелочного и субщелочного состава, граносиенитами, гранитами, реже гранодиоритами, занимающими часто пространственно разобщенные участки. Так, в северо-восточной части территории листа (реки Нейгота, Мал. Кучень, Черная Ичмень) преобладают кварцевые сиениты, сменяющиеся в краевых зонах через порфиритовидные разновидности сиенит-порфирами. Им подчинены массивы красных от крупного до мелкозернистых (в приконтактовых частях) аляскитовых гранитов, серых, вишнево-серых крупно-среднезернистых и порфиритовидных гранитов и отдельные тела гранитов и граносиенитов. В юго-западной части территории листа граниты и граносиениты; на водоразделе рек Улуг- и Биче-Ашхасока и по левобережью р. Улуг-Ашхасока небольшие массивы сиенитов, иногда щелочных.

Разнообразие пород комплекса находится в тесной зависимости от дифференциации магматического расплава, его взаимодействия с вмещающими породами и неодновременности становления. По внешнему виду это средние и крупнозернистые, часто неравномернозернистые, бурые, розовые, мясо-красные, реже серые породы с различными оттенками. Структура пород аллотриоморфнозернистая или гипидиоморфнозернистая, призматическизернистая, порфиритовидная, переходящая в криптовую и гранулитовую.

Существенными составными минералами всех разновидностей являются микроклин, ортоклаз и микроклин-пертит (от 25—45% в гранитах до 70—80% в кварцевых, щелочных сиенитах и граносиенитах). В кварцевых сиенитах и сиенит-порфирах калиевые полевые шпаты часто образуют вкрапленники размером до 0,7 см. Содержание плагиоклаза в гранитах 40—50%, а в сиенитах, кварцевых сиенитах и гранодиоритах его не более 25—30%, обычно 5—10%. В последних он представлен олигоклазом — андезитом. № 28—35, а в гранитах — олигоклазом. Особенно мало плагиоклаза в щелочных сиенитах и немного в лейкократовых и аляскитовых гранитах, которые являются разновидностями, переходящими к щелочным сиенитам.

Кварц присутствует не во всех разновидностях. В гранитах его 25—30%, в граносиенитах — 15—20%, в щелочных и многих авитовых сиенитах его нет или он принадлежит к числу редко встречаемых минералов. При наличии кварца некоторые сиениты и граносиениты переходят в аляскиты. Большой частью кварц присутствует в виде изометричных включений или гранофировых вростков в калиевых полевых шпатах. Темноцветными компонентами описываемые породы бедны. Больше всего их (10—20%) в сиенитах, граносиенитах и гранодиоритах. Они представлены биотитом, зеленой и субщелочной роговыми обманками, иногда моноклиновым пироксеном, а в щелочных гранитах и сиенитах — эгирином, арфведсонитом и рибекитом. С уменьшением количества темноцветных компонентов породы постепенно переходят в лейкократовые сиениты, часто кварцевые, а последние в граниты аляскитового типа. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон, рудный минерал, сфен, ортит, редко монаши.

Эпимагматические изменения выражены в интенсивной альбитизации калиевых полевых шпатов и в окварцевании.

С составу средние, кислые и основные жильные многочисленные и разнообразно-ставлены дайками, неправильной формы жилами и небольшими массивами, которые в большинстве своем приурочены к полям распространения огнитского комплекса и реже к окружающим его породам.

Кислые жильные породы представлены гранит-порфирами, фельзитами, фельзит-порфирами, кварцевыми порфирами. Последние, с увеличением зерна основной массы переходят в гранит-порфиры. К этой же группе следует отнести жилы пегматитов, иногда с молибденом, небольшие массивы аплитов и кварцевые жилы с сульфидами. Цвет их красный, реже серый и темно-серый, буровато-серый. Для них характерна массивная и полочатая текстуры. Структура сферолитовая, участками фельзитовая, микроаллотриоморфнозернистая, переходящая к кристаллическизернистой, микропегматитовая. Фельзиты сложены плохо индивидуализированными зернами калиевого полевого шпата с микропегматитовыми или микропегматитовыми вростками кварца. В фельзит-порфирах вкрапленники представлены зернами альбитизированного ортоклаза. В гранит-порфирах, кроме того, встречаются вкрапленники олигоклаза, а в кварцевых порфирах — кварца. Гранит-порфиры отличаются хорошо раскристаллизованной гипидиоморфнозернистой или гранулитовой основной массой. Из темноцветных компонентов присутствует биотит, а из аксессуарных минералов встречаются: сфен, апатит, магнетит, реже рутил и ортит.

Средние по составу породы представлены сиенитами, сиенит-порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами, диоритовыми порфирами и гранодиорит-порфирами. Они имеют преимущественно серый цвет разных оттенков.

Сиенит-порфиры отличаются от кислых разновидностей большим содержанием темноцветных компонентов. Порфирные вкрапленники представлены альбитом, шахматным альбитом, зональным плагиоклазом, а в кварцевых сиенитах — кварцем. Ортофировая и гипидиоморфнозернистая основная масса слагается из таблитчатых зерен альбита, промежуток между которыми заполнены хлоритом, лейкоксеном, местами кварцем. Гранодиорит-порфиры и диоритовые порфиры по своему составу подобны сиенит-порфирам и отличаются от них отсутствием или меньшим содержанием калиевого полевое шпата. Плагиоклаз представлен андезитом и вторичным альбитом. Основная масса биотитизирована и хлоритизирована.

Жильные проявления основного состава представлены порфиритовидными диабазами и долеритами, часть из которых возможно принадлежит к самостоятельной интрузии. Особенно широко долериты развиты в юго-западной части территории листа среди пород кувайской серии, где они представлены жилами и дайками северо-восточного направления (в то время как жилы остальных разновидностей имеют в основном северо-западное направление). Эти породы отличаются от ранее описанных свежим обликом. Текстура их массивная, редко флюидальная. Структура большей части порфиритовидная, долеритовая, с обитовой, габбро-обитовой, микродолеритовой основной массой. Состоят они из призматических и таблитчатых зерен андезина и лабра-

дора. Промежутки между ними заполнены моноклинным пироксеном, иногда присутствует титанистый биотит и оливин (в долеритах). Из акцессорных минералов присутствуют апатит и сфен.

Предполагается, что одни из первых жильных внедрились диоритовые порфиры и мелкозернистые диориты, которые прорываются жилами калиевых гранитов. Одними из последних внедрились диабазы, содержащие ксенолиты розовых микроскенинов. Завершающими явились многочисленные жилы, небольшие массивы и покровы кислых пород: гранит-порфиров, фельзит-порфиров и кварцевых порфиров.

По химическому составу все породы огнистого комплекса независимо от состава принадлежат к ряду пересыщенных окисью алюминия, или нормальному ряду. Преобладающее большинство их относится к классу пересыщенных кремнеземом и к группе богатых щелочами, а часть — к классу слабопересыщенных кремнеземом (калиевые граниты и порфиритовые гранодиориты). Огнистый комплекс прорывает все образования, развитые в пределах территории листа. Вмещающие породы в контактовых зонах амфиболитизированы, эпидотизированы, а местами превращены в скарноиды.

Палеозойский возраст огнистого комплекса определяется на основании прорывания им всех геологических подразделений за исключением хальтинской свиты, развитой за пределами площади листа. Изредка в гальках хальтинских и тайбиских (карымовская свита Рыбинской впадины) конгломератов присутствуют сенилиты и граносенилиты, подобные огнистским. Огнистый комплекс в целом хорошо сопоставляется с сютхольским комплексом Тувы, досреднедевонский возраст которого установлен по отношению к фаунстическим охарактеризованным отложениям. Абсолютный возраст огнистых пород бассейнов рек Уды и Оки, по данным лаборатории ИГУ (калий-аргоновый метод), 88 (1 проба) — 138 (4 пробы) млн. лет. По данным лаборатории ВСЕГЕИ, рибекитовые сенилиты имеют возраст 199 млн. лет, а лейкократовые граниты — 267 млн. лет (Дубин, 1961ф).

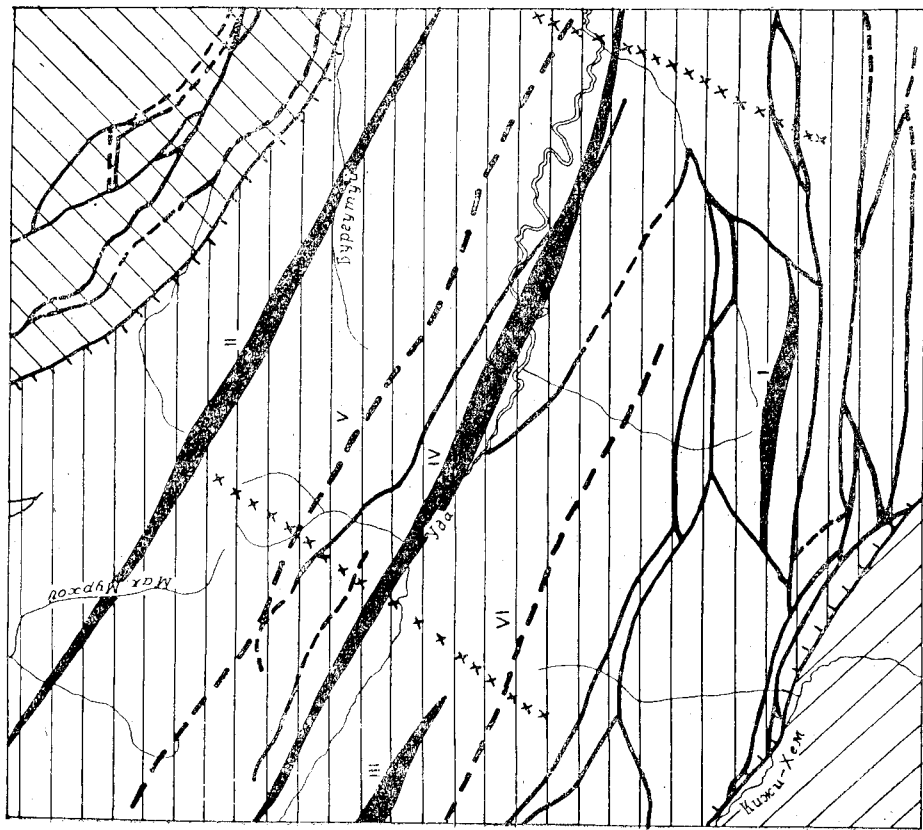
ТЕКТОНИКА

В пределах территории листа выделяется три структурно-фацialsных зоны: Дербинско-Удинская, Колбинско-Удинская, Иркутско-Казахская (рисунк). Первая характеризуется слабовозмущенным полем отрицательного знака от 0 до 550 галм, вторая — резким изменением напряженности магнитного поля от 0 до 1300 галм; участки с повышенной интенсивностью приурочены к выходам интрузивных пород.

Дербинско-Удинская зона является основной структурной, занимающей центральную, северо-западную и юго-восточную части территории листа. В северо-восточной и юго-западной частях по зонам глубинных разломов она сочленяется в первом случае с Колбинско-Удинской, во втором — с Иркутско-Казахской каледонскими зонами. В структурном отношении она представляет собой крупный антиклинорий, известный под названием Восточно-Саянского. Эта структура протягивается более чем на 500 км, при ширине около 50 км. В бассейне р. Крола и верхнем течении р. Маны, по данным В. В. Хоментовского (1957) антиклинорий представляет собой простую складку с запрокидыванием на северо-восток, в ядре которой залегают породы дербинской свиты, перекрытые на крыльях отложениями жайминской свиты. Аналогичное строение антиклинория рисуются и на площади листа N-47-XXXI по данным В. П. Руднева (Руднев и др., 1962ф).

Материалы, полученные за последнее время (Дубин, 1962ф, Стамборовский, 1962ф; Рассказчиков, 1962ф) показывают, что строение антиклинория в действительности представляется значительно более сложным. Вместо одной запрокинутой к северу антиклинали отчетливо выявляется ряд крупных антиклинальных и синклинальных складок, осложненных дополнительными складками второго и третьего порядков.

В пределах антиклинория, по несогласию, отмечаются площади в основании кувайской серии на западе за пределами площади листа (Красноярский



5 км 0 5 10 15 20 км



Тектоническая схема. Составил Ю. П. Фомин, 1962 г.

Структурно-фацialsные зоны: 1 — Дербинско-Удинская, 2 — Колбинско-Удинская, 3 — Иркутско-Казахская, 4 — ось крупнейших антиклинальных структур: I — Магдасской, II — Бургутуйской, III — Чело-Монгиской, IV — Удинской; 5 — ось крупнейших синклинальных структур: V — Хонда-Джугулынской, VI — Эденской; 6 — крупнейшие разрывные смещения, в большинстве ограниченные основными структурными элементами; 7 — мелкие разрывные смещения; 8 — поперечные перегибы складок

край) нами выделяются два структурных подъяруса. Шутхулайская, дербинская и жайминская свиты слагают нижний структурный подъярус, а породы кувайской серии — верхний структурный подъярус.

Основная роль в строении антиклинория принадлежит породам нижнего структурного подъяруса. В пределах его выделяются с юга (см. рисунок): Магдасская антиклиналь, Эденская синклиналь, Удинская антиклиналь, Цело-Монгинская антиклиналь, Хонда-Джуглымская синклиналь и Бургутуйская антиклиналь, сопряженные между собой.

*Магдасская антиклиналь*¹ расположена в верховьях рек Магдаса и Улуг-Ашхаска. Простирается структуры широтное с периклинальным замыканием слоев на западе. Ядро слагается породами шутхулайской свиты, крылья — дербинской. Углы падения крыльев 30—50°. Антиклиналь осложнена складками более высокого порядка вплоть до гофрировано. В центральной части она осложнена грабен-синклиналью, с несогласно залегающими в ней породами кувайской серии. В восточном направлении эта структура срезается разломами.

Эденская синклиналь приурочена к центральной части и северо-восточным отрогам Пограничного хребта. Сложена она породами жайминской свиты. Простирается ее северо-западное 300—320°, углы падения на крыльях 50—60°, иногда больше. Размах крыльев достигает 8—10 км. На северо-восточном крыле выходят породы дербинской свиты. Юго-западное крыло осложнено разломами, а в верховьях рек Тагулды и Йерелига на него надвинуты породы кувайской серии. В юго-восточном направлении наблюдается воздымание шарнира складки с центриклинальным замыканием в районе среднего течения Бол. Хангорок. Крылья структуры осложнены складками более высоких порядков с размахом крыльев от нескольких сот метров до 1 км того же простираения, вплоть до микроскладчатости (приступевые части рек Улуг-Ой, Дерга, Эргатай).

Удинская антиклиналь прослеживается по долине р. Уды. В ядре ее входят породы дербинской свиты. Простирается северо-западное. Структура запрокинута на северо-восток с падением на крыльях 40—60° и более. Северо-восточное крыло осложнено разломом. На востоке в нижнем течении р. Бол. Хангорок, в районе поперечного перегиба структур, дербинская свита переходит на северное крыло Магдасской антиклинории.

Цело-Монгинская антиклиналь расположена на западе в бассейне р. Цело-Монго. Она четко выделяется по пачке мраморов, которые в юго-западном направлении периклинально замыкаются с углами падения 50—70°. К ядру приурочены породы дербинской свиты. Простирается шарнира северо-западное; углы падения на крыльях 50—70°. Антиклиналь осложнена линейными складками более высокого порядка, с углами падения 60—70°.

Хонда-Джуглымская синклиналь приурочена к хребту одноименного названия. Слагают ее породы жайминской свиты. Структура прослеживается через всю площадь листа и имеет ширину от 3—4 км на юго-востоке до 10—14 км на северо-западе. Наиболее отчетливо она представлена на северо-западе в верховьях рек Мал. и Бол. Мурхон. Здесь она имеет симметричное строение с углами падения на крыльях от 40 до 70°. В юго-восточном направлении наблюдается удвоения и общее воздымание шарнира, вследствие чего резко сокращается ее ширина. Один из перегибов шарнира наблюдается в районе горы Перевальной. Восточнее структура запрокинута на северо-восток с падением крыльев под углами 40—60°. Хонда-Джуглымская синклиналь закартирована на смежных к западу площадях (листы N-47-XIX и N-47-XIII). На востоке она продолжена данной синклинорией.

Бургутуйская антиклиналь прослеживается в северо-западном направлении от бассейна р. Ербонга до бассейна р. Бол. Мурхоя и в обоих направлениях уходит за пределы площади листа. Форма ее изоклинальная с падением крыльев на юго-запад под углами 50—80°. В ядре ее выходят породы дербинской свиты, северо-восточное крыло осложнено отложениями жайминской

свиты. Антиклиналь осложнена многочисленными линейными складками с углами падения на крыльях 60—80°. Северо-восточное крыло структуры среzano тектоническим разломом, проходящим по долине р. Джуглым.

Верхний структурный подъярус сложен породами кувайской серии, находящимися в грабен-синклинальных структурах субширотного простираения. Наиболее крупная из них расположена в бассейне рек Тагулды и Йерелига. В юго-восточном направлении она срезается разломом, проходящим по р. Сарлыку, к западу уходит за пределы площади листа. В структуре устанавливаются местные изменения простираения пород от северо-западного через широтное на северо-восточное с падением на северо-запад и северо-восток под углами 40—60°.

В грабен-синклиналях, расположенных в верховьях рек Улуг-Ашхасок и по южной границе листа отмечается складчатость широтного простираения, реже северо-западная и северо-восточная, часто с крутыми углами падения.

Колбинско-Удинская зона. На площади листа она развита лишь на крайнем северо-востоке. По данным А. Н. Рассказчикова (1962ф), ширина зоны 10—20 км. Она является одной из ветвей серии глубинных разломов, расходящихся в северо-западном и широтном направлениях от юго-западной оконечности оз. Байкал. Граница зоны условно проведена по крупным разрывным смещениям, проходящим по р. Джуглыму и по водоразделу ее с р. Бургутеи. В зоне распространены как нижнепротерозойские отложения, так и более молодые — миринчунская, верхнеурхинская и киченевская свиты, а также и интрузивные породы четырех интрузивных комплексов: урдаоинского, саянского, танюльского и огинского. Колбинско-Удинская зона имеет многообразное строение, отражающее определенные этапы ее исторического развития. Она представляет сложную систему структур горст-грабен-ового типа, сложенных породами различных структурных ярусов.

Самый нижний структурный ярус представлен породами бирюсинской свиты, верхний подцветы. Они лежат в тектоническом блоке, который можно назвать горстом. Породы смяты в узкие изоклинальные складки северо-западное простираения с крутыми падениями крыльев (60—70°). Вблизи южного шва зоны породы сильно милонитизированы, дроблены, подвержены сульфидизации. Севернее этого горста располагается сложная система структур горст-грабен-ового типа. Здесь в тектонических клинах зажаты породы миринчунской свиты, образующие второй структурный ярус зоны. Они смяты в крутые складки северо-западное простираения с падением крыльев под углами 40—60°. Отложения первого и второго ярусов прорываются урдаоинскими и саянскими интрузивными комплексами.

Третий структурный ярус сложен мощной верхнеурхинской эффузивной толщей, залегающей в виде покрова на докембрийском фундаменте. Образование ее связано с расколами и трещинами зоны. По данным В. П. Руднева (1962ф) эффузивная толща наклонена на северо-запад под углами 45—60°.

Четвертый структурный ярус сложен терригенными отложениями киченевской свиты. Породы ее не выходят за пределы зоны и слагают узкие грабен-овые участки. Накопление осадков шло в условиях общего погружения, что подтверждается постепенной сменой грубообломочного материала достаточно обработанным и сортированным. По данным В. П. Руднева (1962ф), киченевская свита лежит с угловым несогласием на эффузивах верхнеурхинской свиты. Киченевские породы лежат со слабым наклоном (5—10°) на северо-запад. Вблизи разрывных нарушений наблюдаются крутые углы падения пород, нередко пластиы стоят «на головах».

Иркутно-Кяхемская зона отделена от Дербинско-Удинской Кичи-Хемским глубинным разломом. В ней выделяется нижний структурный ярус, сложенный хамсаринской эффузивной толщей нижнего кембрия. В прилегающих районах (Благонравов, 1960) она характеризуется менее сложной по сравнению с докембрийскими породами дислоцированностью, обычно полными падением и, как правило, выдержанным северо-западным простиранием.

Верхний структурный ярус представлен ордовикскими отложениями синтихемской свиты, залегающими в смежных к югу и юго-западу районах на

¹ Выделена под этим названием П. В. Дубинным (Дубин и др., 1960ф).

зонам региональных разломов, что свидетельствует о глыбовом характере неотектонических движений. По сочетанию факторов рельефообразования район относится к эрозионно-тектоническому типу.

Высокогорный альпийский рельеф развит в южной половине территории листа. Его субстратом являются метаморфические и изверженные породы. Становление рельефа шло на фоне интенсивного неостектонического воздымания. Основным рельефообразующим фактором являлся ледниковый рельеф. Абсолютные отметки в области альпийского рельефа от 2600 до 2829 м (горы Конус, Хангорок, Чело-Монго и др.). Относительный превышения колеблются от 400 до 1200 м. Наиболее четко альпийский ледниковый рельеф выражен в хребтах Пограничном (Бол. Саян), Хонда-Джуглымском и Мурхойском. Вершины их представляют собой узкие острые вершины скалистые гребни, уменьшенные пирамидальными вершинами с крутыми труднодоступными склонами, изрезанными многочисленными карами. Последние, развиваясь на противоположных склонах, образуют карлинии. При дальнейшем развитии каров зубчатые гребни (карлинии) разрушаются и образуются сквозные долины (на водоразделе рек Сарлык и Эден, Барун — Тагулда и Даштыг, Даун-Иерелиг и Проходная). Кары находятся на высотах от 1500 м и выше, размер их от 0,5 до 2 км в поперечнике, глубина в среднем 0,5 км. Стенки крутые, иногда отвесные, с узкими и глубокими щелями. На днищах каров располагаются озера, дающие начало рекам. Иногда кары соединяются между собой, образуя амфитеатры. Отроги вышеречисленных хребтов отличаются более мягкими очертаниями водораздельных поверхностей. На северных склонах здесь иногда наблюдаются нагорные террасы с высотой уступов 20—30 м, являющиеся следствием морозного выветривания. Расположены они на высоте 2200—2400 м над уровнем моря. На междуручье Мал. Хангорка и Кастармы, на водоразделе рек Ашкасака и Кижжи-Хема и в ряде других мест сохранились участки древнего денудационного нагорья. Это в значительной мере выровненные поверхности, с куполовидными вершинами. Абсолютные отметки высот не превышают 2400 м. Большинство долин этой области имеет троговый характер (р. Уда до устья р. Эден, р. Кижжи-Хем и др.). Наиболее хорошо сохранились троговые долины боковых притоков (Боранчага, Дозорой, Эден, Тагулда, Иерелиг, Сарлык и др.), которые речками бывают висячими. В верхних троговых долин характерно наличие ригелей, экзарационных ванн, обычно заполненных водой. В расширенных участках встречаются курчавые скалы и бараны лбы. Троговые долины в настоящее время подвергались энергичной водно-эрозионной переработке. Водооток, врезаясь в дно трогов, образует узкие каньоны и ущелья. Здесь преобладает дождевая эрозия, скорость которой не у всех рек одинакова. У одних она зашла далеко, троговые участки сохранились только в верхних частях речных долин развиты I—II надпойменные террасы. Эден и Ак-Атар). У других каньоны образованы только в низовьях (реки Ашкасак, Сарлык, Иерелиг и др.). Участки долин с V-образным и трапецеидальным поперечным профилем террасированы. Террасы имеют вид площадок, прислоненных к крутым бортам долин.

В большей части речных долин развиты I—II надпойменные террасы. По крутым рекам — Уда, Кижжи-Хему — развиты три надпойменные террасы. I надпойменная терраса высотой 1,5—3 м сложена песчано-галечным материалом.

II надпойменная терраса высотой 4—5 м встречается в виде хорошо выдержанных полос по обоим берегам рек. На отдельных участках долин она полностью размыта.

III надпойменная терраса высотой 10—15 м встречается в виде небольших разрозненных площадок. Сложены они песчано-валунно-галечными отложениями с примесью суглинка.

Область среднегорного рельефа охватывает площадь от северо-восточных склонов Хонда-Джуглымского хребта до северной границы листа. Этот тип рельефа развивается на фоне относительной тектонической стабильности и менее интенсивного воздымания. Основными рельефообразующими факторами служат эрозионно-денудационные процессы; второстепенное значение имеет

согласно на терригенно-эффузивной хамсаринской толще. Они моноклиinally падают на северо-восток, под углами 40—60°. На конгломераты и песчаники свиты накладываются по глубинным разломам породы кувайской серии.

Складчатые структуры осложнены большим количеством разрывных нарушений. Устанавливаются два главных направления разломов: северо-западное и широтное, редко — северо-восточное. Наиболее крупными тектоническими зонами являются Кижжи-Хемская и Колбинско-Удинская, которые ограничивают с севера и юга Восточно-Саянский антиклинорий. По этим тектоническим зонам происходило поднятие антиклинория.

Кижжи-Хемская тектоническая зона приурочена к бассейнам рек Кижжи-Хема и Улуг-Ашкасака. Простирание ее северо-западное с изгибом на восток. От нее отходят многочисленные нарушения широтного, реже северо-восточного простирания. Разломы, нередко хорошо выражены в рельефе в виде тектонических долин, уступов и сопровождаются милонитами, катаклазитами, зеркалами скольжения, тектонической брекчей и сульфидизацией. Ширина их измеряется сотнями, иногда тысячами метров. Некоторые из них классифицируются как взбросо-надвиги, амплитуда которых достигает многих сотен метров, что подтверждается приведением в соприкосновение различных частей разреза и выпадением больших мощностей. По разлому, проходящему по р. Кижжи-Хему, происходит надвигание пород протерозоя (кувайская серия) на песчаники и конгломераты систихемской свиты. Севернее по мощной тектонической зоне породы кувайской серии надвинуты на отложения жайминской свиты. Здесь, особенно в верхних р. Верхнего Демирлика, проявилась разрывная тектоника, где габброиды таннуольского комплекса превращены в милониты, шириной до 2—3 км. Описанные нарушения, продолжаясь далее на восток, расчленяются на систему разломов: одни из них широтные, другие — северо-восточные. По ним также происходили блоковые движения, в результате которых были приведены в соприкосновение нижне- и верхнепротерозойские отложения. К разломам в этой части площади приурочены интрузивные образования урдакинского, саянского и таннуольского интрузивных комплексов.

В северо-восточной части района развита Колбинско-Удинская зона глыбинного разлома, для которой характерно северо-западное простирание. Она сопровождается целой серией нарушений различного простирания, по ним и произошло заложение блоковых структур. Здесь широко развиты милониты, катаклазиты, а также разнгованные породы. По Колбинско-Удинской зоне разлома в верхнем протерозое была заложена впадина, соединявшаяся с Манским прогибом.

В центральной части района закартированы разломы северо-западного простирания, ограничивающие отложения жайминской и дербинской свит. Эти нарушения по сравнению с вышеописанными менее значительны. Ширина развития измененных пород не превышает нескольких сотен метров. Некоторые из них по простиранию быстро «затухают».

Кижжи-Хемский и Колбинско-Удинский разломы относятся к категории глубинных. Они имеют большую глубину заложения и длительную историю развития. По ним приведены в соприкосновение различные по возрасту образования, представленные разными фашиями и имеющие различную структуру. Разломы заложены в протерозое и в дальнейшем неоднократно подновлялись. Отдельные части разломов были обновлены в новейшее время.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа расположена в центральной части Восточного Саяна. Для нее характерно многообразие форм рельефа. Это связано с дифференцированными проявлениями неотектонических движений, различиями литологии субстрата и ролью экзогенных факторов. Различная интенсивность неотектонических движений, проявившихся в воздымании Восточного Саяна, привела к созданию двух крупных геоморфологических районов: высокогорного и среднегорного. Границы этих районов довольно резкие и проходят по

морозное выветривание, создающее элювиально-делювиальный плащ на склонах гор и водоразделах, а также многолетняя мерзлота, способствующая более быстрому разрушению горных пород на склонах северной экспозиции. Рельеф характеризуется абсолютными высотами от 1700 до 1900 м. Относительные превышения колеблются от 300 — до 600 м. Для среднегодного рельефа характерны округлые, сложенные формы и отсутствие следов ледниковой деятельности. Долины крупных рек Джуглыма, Бургутия, Красной и Черной Бирюсы трапецевидные, близкие к V-образным с хорошо выраженным продолговатым профилем без водопадов и порогов. Склоны террасированы, часто асимметричны, левые — крутые, правые — пологие. Расширенные участки долин благоприятны для накопления россыпей (р. Черная Бирюса). Долины боковых притоков обычно под прямыми углами секут структуры района и имеют V-образный поперечный профиль.

Участки древнего пенеплена местами с остатками третичных базальтов плато (правобережье р. Даштыг) образованы в древнетерритичное время. Область высокогорного сильно расчлененного рельефа (хребет Пограничный и др.) в основном сформировались в средне-позднетерритичное время. Поднятые района продолжается до настоящего времени.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В прошлом район известен наличием целого ряда россыпных месторождений золота, описанных в литературе под общим названием Бирюсинских месторождений. В настоящее время месторождения эти почти полностью отработаны и добычные работы на них не проводятся.

В последние годы в районе выявлены рудопроявления железа, марганца, свинца, никеля, золота, молибдена, ниобия, редких земель и других полезных ископаемых, часть из которых представляет определенными практический интерес.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Гематитовые руды. Верхне-Демирликское рудопроявление (40) расположено в правом борту правого притока р. Верхний Демирлик. Участок рудопроявления сложен кварц-серцит-хлоритовыми сланцами жайминской свиты. Простирание их северо-западное 320° , падение на северо-востоке под углом от 20 до 60° . Среди сланцев залегает большое количество секущих и согласных кварцевых жил и прожилков мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Большинство жил имеют в зальбандах оторочки шириною до нескольких десятков сантиметров, сложенные сплошным гематитом. В пробах руды, кроме железа, спектральным анализом обнаружены: свинец — $0,01-0,1\%$ и цинк — свыше $0,1\%$. Участок с интенсивным развитием кварцевых жил с гематитом имеет размеры около $1,0 \times 0,3$ км. Рудопроявление не имеет практического значения.

Марганец. Рудопроявления марганца расположены в северной части территории листа и представлены ореолами рассеяния, выявленными в процессе металлотерритического опробования. Работами С. М. Лаврова установлено три ореола рассеяния марганца: по правому притоку р. Тынготы (6), в среднем течении р. Мариты (11) и по правым притокам р. Бол. Бирюсы (12). Содержание марганца во вмещающих сланцах, по данным спектрального анализа, меняется от $0,1$ до 1% , а в ореоле (11) достигает 10% .

Названные ореолы пространственно тяготеют к полям развития кварцитов дербинской свиты. Химические анализы штурфовых проб кварцитов дербинской свиты обнаруживают наличие в них Mn до 3% . Форма нахождения марганца в кварцитах не выяснена. Более или менее определенно устанавливается, что повышенное содержание его характерно для сульфидизированных разновидностей. Эти проявления едва ли могут представлять какой-либо интерес.

Цветные металлы

Медь. Примаки медной зелени по трещинам в темно-серых мелкозернистых дюритах установлены на водоразделе рек Биче-Ашкосока и Улуг-Ашкосока, в 4 км к северо-востоку от их слияния (54). Содержание меди, по данным спектрального анализа, от 1 до 10% , по данным химического анализа, — $1,92\%$. На левобережье реки Улуг-Ашкосока среди карбонатных сланцев дербинской свиты имеются прожилки коздреватого кварца с халькопиритом (56). Вмещающие породы сильно пиритизированы. По данным химического анализа, содержание меди достигает $0,26\%$. В непосредственной близости от этого участка прослеживается тектоническое нарушение, явившееся, по-видимому, рудоприводящим каналом.

Содержание меди (59) выявлено на водоразделах рек Хаактыг-Хема и Шайлаш-Кангыг-Хема. Здесь, среди пород дербинской свиты, наблюдаются зеленчатые мелкозернистые кварцевые долериты, прорванные кварцевыми прожилками с пиритом и халькопиритом, в которых устанавливается содержание меди до $0,45\%$.

Все перечисленные медные проявления из-за небольшого размера участков орудения промышленного интереса не представляются.

Свинец. Шлиховым опробованием в бассейне р. Нижней Холбы в 1960 г. выявлен ореол рассеяния свинца (58). Свинцовые минералы в шлихах представлены единичными зернами галенита и церуссита. По долине р. Нижней Холбы проходит мощная тектоническая зона субширотного простирания, с которой, по-видимому, и связана свинцовая минерализация, не представляющая практического значения.

Кобальт (никель). В долине р. Оруктуг-Оя (приток р. Эдена) в $1,2$ км от ее устья в небольшом массиве габброидов спектральным анализом устанавливается содержание кобальта $0,3-1\%$ и никеля — до $0,3\%$ (49). Повышенное содержание кобальта и никеля связано с зоной сульфидной минерализации в габброидах. Проявление заслуживает дальнейшего более детального изучения.

Мышьяк. В верховьях рек Унтурубей и Хормы С. М. Лавровым выявлен ореол рассеяния мышьяка (17). Мышьяк, по данным спектральных анализов коренных пород, наблюдается чаще всего в сульфидизированных известняках и кварцевых жилах. Содержание его $0,01-0,1\%$, местами достигает $1-10\%$. Химические анализы этих же проб показывают содержание мышьяка от $0,22\%$ до $0,48\%$. По данным минералогических анализов шлиховых проб, арсенипирит на этом участке содержится до $0,05$ г на пробу (2 г/т). Проявление имеет только минералогический интерес.

Благородные металлы

Золото. В северной части площади листа предполагается ряд золотых приисков. Они обрабатывались с 1837 г. с перерывами. За это время в Бирюсинском золотоносном районе добыто 38020 кг золота. Обрабатывались в основном пойма и низкие террасы.

Рыхлые отложения пойменной части долины и низких террас ($5-10$ м) отличаются пооянством и простотой строения. В верхней части их выделяется почвенно-растительный слой $0,2-0,5$ м. Под ним залегают «речники» — валуно-песчано-галечные отложения с незначительной примесью глинистого материала. Мощность речников $2,0-3,5$ м. Ниже лежат «пески» $1,0-1,5$ м. Для нижних частей разреза «песков» — у плотика — характерны синева-серые глинистые примазки. В близлежащих к плотика частях «песков» наблюдается несколько повышенное содержание угловатых обломков, состоящих из тех же пород, что и плотик. Общя мощность рыхлых отложений не превышает $3-5$ м. Плотик почти на всем протяжении золотоносных россыпей представлен мраморизованными известняками, легко поддающимися коррозии, в результате которой образуются карманы, борозды, котлы и даже карстовые провалы, являющиеся естественными ловушками для золота. Мощность отложенных колеблется от 3 до $15-20$ м, на расстоянии $10-12$ м. Мощность золотоносного «пласта» варьи-

№ по карте	Наименование (местоположение), месторождения	Дли-на, м	Шири-на, м	Мощ-ность, м	Вид россыпи	Годы эксплуатации	Среднее содержание, г/м ³	Колличес-тво добытого металла, кг	Примечание	По уясткам Рус-ловому, Левой тер-расе, Минерально-пашы метала по кат. С ₁ составляют 142,4 кг и забалан-совые — 51,0 кг	
										В+С ₁	В
10	Уясток Поворот-ный	940	—	0,75	Террасы	—	0,420	130,8	1,14	—	—
13	Уясток Унгурбе-ский	3500	100	1,15	Пойма, террасы	1928—1946	0,6	1410,5	В+С ₁ 11,3	—	Пробность золота 900—915
15	Уясток Верхняя Хорьва	1200	—	1,6	Пойма, террасы	1941—1942	0,200—0,340	9,5	В+С ₁ 19,45	—	Россыпь продол-жается за преде-лами площади листа
20	Уясток Бугуль-минский	3900	—	0,84	Русло террасы	1880—1942	0,441—0,480	237,3	В+С ₁ 23,8	—	—
21	Уясток Мал. Би-рская	2300	—	3,50	Террасы	1937—1938	0,420	—	В 109,0	—	—
22	Уясток Пантеп-ей-моновский	1500	—	—	Пойма, террасы	До 1928	—	40,6	—	—	—
23	Уясток Арахса-ной Пантеп-ей-моновский	6000	—	—	Пойма, террасы	До 1928—1944	—	49,6	—	—	—
24	Уясток р. Инер-мушки	—	—	—	Русло	—	—	27,454	—	—	—
25	Уясток Русловыи	2100	—	2,5	Пойма, террасы	1880—1940	0,27	250	В+С ₁ 47,3	—	Балансовые запа-сов 16,0 кг
26	Уясток Левая тер-раса	800	—	1,25	Терраса	1940—1942	0,560	10,0	—	—	По уясткам Рус-ловому, Левой тер-расе, Минерально-пашы метала по кат. С ₁ составляют 142,4 кг и забалан-совые — 51,0 кг
27	Уясток Минераль-ный	—	—	3,27	Пойма, террасы	1917—1931, 1937—1942	0,134	В+С ₁ 268	—	—	—

рует от 0,2 до 1,7 м, а иногда и больше. На всех участках распределение золота неравномерное — резкое обогачение приплотиковой части и обеднение верхних горизонтов пласта. В заметных количествах золото начинает встречаться в 0,6—1,0 м над плотиком. По существу не менее 80% всего золота, содержащегося в песках, лежит на плотике. Наиболее высокое содержание золота имеют запады и карманы плотика. Так, в задирке плотика по р. Унгурбею содержание его достигало 13 г/м³, при среднем содержании 0,6 г/м³. Нередко золото проникает по трещинам плотика на глубину до 1,0 м. В русловых россыпях золото концентрируется непосредственно на поверхности плотика.

Поперечный разрез россыпи характеризуется наличием сходящихся и расходящихся «струй», богатых золотом, чередующихся с пустыми участками аллювия. Содержание золота в пласте по простиранию россыпи также сильно изменчиво. На наш взгляд это объясняется наличием по склону долин большого количества коренных источников золота, с каждым из которых связан свой местный поток рассеяния золота. Такие потоки рассеяния, вливаясь в аллювиальные отложения основной долины в различных ее участках, и создают местные концентрации золота, обуславливая неравномерное его распределение.

Золото в россыпях мелкое (0,1—0,5 мм), в виде пластинок, угловатых или округлых зерен. Размер их также увеличивается к плотнику. Пробность золота 900—920.

Сведения о количестве добытого металла, годах эксплуатации, параметрах россыпей, геологических запасах и другие данные о россыпных месторождениях сведены в таблицу.

Бирюсинские прииски являлись основным поставщиком россыпного золота в Восточном Саяне. В связи с этим проблема открытия коренных источников золота уже давно привлекала внимание многих исследователей. В результате их работ выявились многочисленные рудопроявления золота. Площадь распространения этих рудопроявлений в основном располагается в верховьях рек Малой и Красной Бирюсы, охватывая низовья р. Янготы, среднее течение р. Тынготы, низовья р. Мариты, среднее и нижнее течение р. Мал. Бирюсы, верховья рек Большой и Черной Бирюсы, р. Бугульмы, верховья рек Хорьмы и Унгурбея (3).

В пределах этого ореола встречено довольно большое количество рудопроявлений с содержанием золота от следов до 5,6 г/т (8). В штихах отмечается содержание золота от единичных знаков до 33—37 знаков на штих (19).

До последнего времени коренные рудопроявления золота связывались с кварцевыми, кварцево-карбонатными, кварцево-сульфидными жилами и реже с зонами сульфидизации в извест-

няках. В 1961 г. П. В. Дубинным установлена связь золотоносного оруденения с сульфидированными графитсиллиманитовыми сланцами (7, 8) и кварцитами (1, 4, 45) дербинской и жайминской свит. Пробирным анализом точечно-штурфной пробы, отобранной из мелкозернистых, интенсивно сульфидированных графитсиллиманитовых гранитов, устанавливается содержание золота $5,6 \text{ г/т}$ (8). Из рудных минералов здесь обнаружены: пирит, пирротин, халькопирит, марказит, мельниконит, гидроокислы железа, графит, золото. Рудные минералы составляют примерно $6-7\%$ от всей породы, образуя в ней равномерную вкрапленность. Распределение рудных минералов контролируется сланцеватостью породы и микротрещиноватостью. В массе продуктов окисления и дисульфидизации пирротина по трещинам наблюдаются мелкие зерна золота. Порядок выделения рудных минералов следующий: графит — мелкошестичувчатый — пирротин, графит крупношестичувчатый — халькопирит — пирит — золото — мельниконит, марказит — пирит. Пласт золотоносных графит-силлиманитовых сланцев имеет мощность около $20-25 \text{ м}$ и залегает среди крупнокристаллических известняков с графитом. Простирание пласта на северо-запад 300° , падение на северо-восток под углом 40° .

В $1,5 \text{ км}$ от описанного рудопроявления, ниже по плочу среди известняков встречен пласт графит-силлиманитовых сланцев, аналогичных описанным. Пробирный анализ штурфной пробы показал содержание в нем золота $3,2 \text{ г/т}$ (7). Различные породы района иногда пронизаны пиритизированными кварцевыми жилами, также несущими золотое оруденение (46, 16, 14, 18, 30, 32, 60). Жильные тела имеют северо-западное, реже северо-восточное простирание и кругое падение. Мощность их от $10-20 \text{ см}$ до $3-4 \text{ м}$, длина не превышает 100 м . Кварц молочно-белого или светло-серого цвета, массивный, иногда дробленый. Наблюдается локализация кварцевых жил вдоль основных складчатых и дизъюнктивных структур северо-западного направления. Этому же направлению подчинены и зоны сульфидной минерализации. Сульфидная минерализация представлена мелкой вкрапленностью пирита, пирротина, халькопирита. Например, в хлорит-биогитовых сланцах в вершине р. Унгурбея (Ангипов, 1957ф) рудная вкрапленность составляет $1-2\%$ от всей массы породы. Развивается она вдоль сланцеватости и представлена ксеноморфными зернами пирротина. Особенно интенсивная сульфидизация приурочена к простому углистым известнякам жайминской свиты. Это объясняется их более интенсивной трещиноватостью по сравнению с другими породами, поэтому они представляют собою более удобные зоны для циркуляции гидротерм. В этих породах содержится до $15-20\%$ пирротина.

Основными структурами, контролируемыми оруденением, являются зоны развития разрывных нарушений северо-западного направления, пересекающиеся разломами северо-восточного направления, что создало узлы сильно-перемятых, расланцованных и раздробленных пород, способствовавших интенсивному развитию гидротермальных процессов, выразившихся в кварцевой, кварц-карбонатной и карбонатной минерализации и сульфидизации. Меньшее развитие получили хлоритизация, анкеритизация, амфиболитизация и эпидо-зид тиннуольского комплекса.

Отмеченный выше ореол распространения золота (3), объединяющий целую группу рудопроявлений (7, 8, 14, 16, 18, 19, 30) и россыпных месторождений, приурочен к Восточно-Саянскому золоторудному полюсу.

Данные промысла дельювия показывают, что в бассейне верхнего течения р. Унгурбей на $20-25 \text{ км}$ промойтой породы приходится до 20 знаков золота. Шлиховые пробы, отобранные по долинам рек Бол. Бирюсы и Хормы, называют крайне неравномерное распределение золота в аллювии. Содержание его в шлихах повсеместно $2-5$ знаков и лишь в отдельных шлихах достигает до $20-30$ знаков. По долине первого от северной границы листа левого притока р. Бол. Бирюсы содержание золота колеблется от 5 до 30 знаков. Шлиховые пробы, отобранные по всей долине рек Черной и Красной Бирюсы, называют повсеместное содержание золота в количестве $1-2$, реже $4-5$ знаков на шлих. Только в верхнем течении р. Черной Бирюсы в шлихах наблю-

дается повышенное содержание золота в количестве $20-30$ знаков. Значительная характеристика этого ореола, следует отметить, что основным источником россыпного золота явились верховья рек Черной Бирюсы, Хормы и Унгурбей и их водораздел с р. Бол. Бирюсой. В настоящее время возможно обнаружение в пределах этого ореола коренных источников золота.

В непосредственной близости от указанного ореола В. Г. Гудковым в свале светло-дымчатого обожженного кварца с видимым золотом зафиксировано содержание золота 8 г/т (32). В ассоциации с золотом отмечаются пирит и галенит. По данным П. В. Дубина (1961), содержание свинца здесь достигает $4,01\%$. В 125 м от этой точки в свале светло-дымчатого кварца с пиритом, галенитом и гематитом содержание золота составляет $1,7 \text{ г/т}$. В этих же пробах отмечается повышенное содержание серебра — $10,6$ и $10,2 \text{ г/т}$. Это рудопроявление заслуживает постановки детальных работ.

В долине рек Биче-Ашхасока и Улуг-Ашхасока, по данным шлихового опробования, выявлен ореол рассеяния золота (58). Золото встречается в единичных шлихах в редких зернах слабоокатанной и неправильной формы, достигающей $1,2 \text{ мм}$. Кроме того, золото встречено в отложениях первой террасы р. Ашхасока, при слиянии рек Улуг-Ашхасока и Биче-Ашхасока. Здесь были встречены старые шурфы, в отвалах которых обнаружено золото в знаковых количествах. В самих шурфах также было установлено золото в знаковых количествах. Однако шурфы не добыты до плотика, вследствие чего перспективность данного рудопроявления неясна. Знаки золота также отмечаются по рекам Джугльму, Уде, Верхнему и Нижнему Демирлику, Кижихему и его притокам.

Таким образом, район в целом весьма перспективен на обнаружение коренных месторождений золота.

Серебро. Повышенное содержание серебра, как уже отмечалось, наблюдается на водоразделе рек Джугльма, Красной и М. Бирюсы, где отмечается повышенное содержание золота (32). Содержание серебра ($6,4 \text{ г/т}$) фиксируется по р. Мал. Бирюсе и в вершине ее правого притока (5,29) в сульфидированных карбонатных породах жайминской свиты. Анализ штурфной пробы из кварцевой жилы в вершине правого притока р. Мал. Бирюсы показал содержание серебра $6,0 \text{ г/т}$ (31).

По данным металлотрического опробования, выявлен ореол рассеяния серебра по правобережью р. Мариты (9). Содержание серебра колеблется от следов до $0,001-0,003\%$. Спектральный анализ скопловой пробы из дельювия показал содержание серебра $0,001-0,01\%$.

Все эти рудопроявления серебра пространственно тяготеют к ореолу распространения золотых проявлений и генетически связаны с последними.

Редкие металлы

Вольфрам. Хондинское рудопроявление (33) выявленное шлиховым опробованием, находится в приустьевой части р. Верхней Хонды. Содержание вольфрама в шлиховых пробах колеблется от 5 до 26 г/т . Шеелит же отмечается почти по всем рекам района в знаковых содержаниях. Наиболее часто он встречается по рекам Уде, Средней и Верхней Хонде, Бол. и Мал. Мурхою. Заметно, что шеелит в своем распространении тяготеет к выходам скарнированных пород дербинской и жайминской свит, с которыми он, по-видимому, связан. Поэтому при проведении дальнейших работ следует обращать внимание на изучение указанных скарнов.

Молибден. Среднедемирликское рудопроявление (42) расположено на правом склоне р. Среднего Демирлика. Здесь была встречена элювиально-делювиальная россыпь серых биогитовых гнейсов размером $150 \times 150 \text{ м}$. В глыбах гнейсов имеются прожилки светло-серых, мелко- и среднезернистых гранитов и кварца. Мощность прожилков не превышает $0,15 \text{ м}$. В кварцевых прожилках отмечается вкрапленность молибдена. Насыщенность неравномер-

ная. Размер чешуек молибдена до 0,5 см в поперечнике. Химический анализ проб гнейсов с шиховыми кварца с молибденитом показал содержание молибдена 0,6%. Шиховым опробованием молибденит отмечен в двух шихах — выше и ниже рудопрооявления. Вполне возможно, что это рудопрооявление штокерково-прожилкового типа. Для выявления его перспектив следовало бы провести более детальные работы.

Этегинское рудопрооявление молибдена (47) расположено в приустевой части р. Этеги, на левом склоне р. Уды. Здесь к тектонической зоне приурочены пиритизированные и обожженные породы дербинской свиты, прорванные жиллами мощностью до 0,3—0,4 м светло-серых мелкозернистых гранитоидов. Содержание молибдена в гранитоидах колеблется от 0,1 до 1%, по данным спектрального анализа. Химический анализ показал содержание молибдена от 0,32% до 0,35%. В пиритизированных породах содержание молибдена 0,022%. Здесь же отмечаются редкие знаки шеелита.

Недалеко от устья р. Ужармы, по правому ее борту, в рассланцованных биотитовых гнейсах с мелкими зернами граната и графита, по данным спектрального анализа, устанавливается содержание молибдена 0,3% и цинка 0,1% (57).

В бассейнах рек Эдена и Кедрового выявлен ореол рассеяния молибдена (44). Наличие молибдена подтверждается металлометрическим и шиховым опробованием. Кроме того, химический анализ кварцита с водораздела рек Эдена и Кедрового дает содержание молибдена 0,11%, а анализ кварцита с водораздела рек Эдена и Мал. Эдена — 0,014%.

Еще один ореол рассеяния молибдена выявлен в бассейне р. Ара-Оя (52). Здесь шиховым опробованием устанавливаются знаки молибденита. В вершине р. Ара-Оя в кварцитах с пиритом отмечается содержание молибденита от 0,008 до 0,005%. Это говорит о близости коренных источников молибденита. Все эти рудопрооявления молибдена заслуживают постановки проверочных и поисковых работ.

Тантал и ниобий. При опробовании левого притока р. Джуглыма в ряде шихов был обнаружен пирохлор (39). Зерна пирохлора октаэдрической формы, желтоватого цвета. Генезис пирохлора не установлен. На водоразделе рек Биче-Ашкасока и Удуг-Ашкасока наблюдается переслаивание известняков, амфиболитов и гнейсов кувайской серии. Химический анализ биотитовых гнейсов показал содержание Nb_2O_5 0,175% (55).

Редкие земли. Проявления редких земель связаны с крупнозернистыми пегматитами, содержащими ортит и нередко отличающимися повышенной радиоактивностью. Спектральным анализом в пегматитах устанавливается содержание Zr до 0,1%, Y до 0,1%, Yb до 0,01%. По данным химического анализа, в глыбе пегматита с водораздела ручьев Широкого и Нижнего Арыскан-Оя содержание суммы редких земель составило 0,35% (51), в аллювиальных глыбах пегматита р. Сыгляр-Агара — 0,168% (2), по правобережью р. Нандермы содержание церия в пегматите 0,1—0,3%, лантана — 0,1—0,3% (37), в верхнем течении р. Ак-Агара в глыбе пегматоидного гранита содержание церия и лантана 0,3—1% (36).

По правобережью р. Верхнего Демирлика в сланцах кувайской серии наблюдается зона шириной до 100 м лилового-серых рассланцованных пород, которые по трещинам обогащены железомарганцевыми примазками. Химический анализ показал содержание суммы редких земель 0,18% и Nb_2O_5 — 0,075% (41).

Все эти рудопрооявления редких земель практического интереса не представляют. В шиховых пробах нередко отмечаются монацит, цирколит и ксенотим в знаках и редких знаках. Источниками их являются граниты и связанные с ними пегматиты. Россыпных месторождений этих минералов в районе ожидать не приходится, однако широкое распространение их свидетельствует о возможности интересных проявлений, связанных с гранитами и пегматитами.

Ртуть. Единичные знаки киновари встречаются в двух шиховых пробах: в среднем течении р. Джуглыма (38) и в шурфе на первой террасе р. Уды, выше устья р. Эдена (48). Эти проявления практического интереса не представляют, но могут служить поисковым признаком.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Не силикатные

Графит. Рудопрооявления графита связаны с графитистыми сланцами и кварцитами дербинской и жайминской свит. В вершине р. Нижнего Арыскан-Оя, в 6,5 км от ее устья, среди пород дербинской свиты (пироксен-биотитовых гнейсов и кварцитов), на контакте с аплитовидными гранитами наблюдается графитистый кварцит. По трещинам эта порода обогащена чистым скрытокристаллическим графитом. Мощность пропластков графитизированной породы от 1,5 до 5 м. Содержание общего углерода 3,57%, углерода в CO_2 — 0,01% (50). На водоразделе рек Чело-Монго и Эт-Кала также в графитистых кварцитах установлено повышенное содержание углерода — 3,35—5,57% (35).

В бассейне р. Верхней Хонды в графитистых сланцах дербинской свиты содержание углерода достигает 8,93—9,76% (34). По правобережью ручья Бурного (приток р. Дзун-Исерлига) встречаются темно-серые графит-кварцевые сланцы жайминской свиты. Мощность сланцев горизонты серых шиховатый размером до 0,2 м. Среди сланцев имеются горизонты серых известняков с графитом. По данным химического анализа графит-кварцевых сланцев, содержание общего углерода составляет 14%, содержание углерода в CO_2 — 0,07% (43). Эти проявления графита представляют практический интерес.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ, ОГНЕУПОРНЫЕ, АБРАЗИВНЫЕ И ДРУГИЕ МАТЕРИАЛЫ

Карбонатные породы

Известняки. В пределах дербинской и жайминской свит широко распространены известняки. Породы эти вполне пригодны для получения извести. Анализы двенадцати проб известняков из разных мест показали содержание (в %): CaO — 50—56, при содержании Mg 0,17—0,90; SiO_2 0,52—1,02; Fe_2O_3 0,00—0,17; Al_2O_3 0,00—3,13; P_2O_5 0,00—0,05; SO_3 0,00—0,07; MnO 0,00—0,02; н. о. 0,62—3,66; пп 40,12—43,54 (Дубин и др., 1960, 1961ф). Из приведенных данных видно, что среди известняков могут быть обнаружены разновидности, пригодные для использования в качестве флюсов и в химической промышленности.

Мраморы и граниты, пользующиеся широким распространением в районе, найдут применение в строительстве. Запасы этих строительных материалов практически не ограничены.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ

И. К. Миронов (1957ф) указывает, что в долине р. Черной Бирюсы, при слиянии ее с Красной Бирюсой, находится минеральный источник «Бирюсинский Аршан» (28). Источник приурочен к большой тектонической трещине. Вода пробивается через довольно мощную толщу аллювиальных наносов и выходит на поверхность в виде небольших ванн на дне долины. Температура источника +6°С. Наибольшей минерализации вода из источника достигает ранней весной. Источник использовался местным населением как целебный. Угланов И. Н. (1962ф) характеризует его как холодный, гидрокарбонатно-кальциевого типа.

HCO_3 83 SO_4 11

$M_{2,1}$ Ca 63 Mg 21 ($Na+K$) 16

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЙОНА И НАПРАВЛЕНИЕ ДАЛЬНЕЙШИХ ПОИСКОВ

Описываемый район является перспективным на золото, кобальт, молибден, графит и некоторые другие полезные ископаемые.

Золото. Золотоносные россыпи в основном уже выработаны и дальнейшее изучение их представляется не перспективным. Потенциальным источником россыпного золота могут явиться высокие террасы рек Черной и Бол. Бирюсы, которые не тронуты прискалками. В то же время ограниченное распространение этих высоких террас не позволяет говорить о их большой значимости.

В настоящее время основное значение приобретают коренные проявления золота. Региональной структурой, контролирующей оруждение, является зона Колбинско-Удинского разлома северо-западного направления, к которой приурочены золотоносные интрузии. Постановки детальных работ заслуживают рудопроявления золота в бассейне р. Тынготы (7, 8), которые связаны с зонами сульфидной минерализации в графит-силлиманитовых сланцах. Перспективным на золото является также водораздел рек Черной и Красной Бирюсы и Джугльма, где в кварцевой жиле отмечается повышенное содержание золота 1,7—8,0 г/т и серебра 10,2—10,6 г/т. Бассейны рек Бол. Бирюсы, Унгурия, Хормы, Бугульма и их водораздельные части с долиной р. Черной Бирюсы тоже заслуживают постановки более крупномасштабных работ. Следовало бы проверить и ореол рассеяния золота в бассейне рек Биче-Ашхасока и Удуг-Ашхасока, поскольку старые шурфы на первой террасе р. Ашхасока не добыты до плотика, тем более, что здесь широко развиты интрузивные тела таннуольского комплекса.

Кобальт. Выявленное рудопроявление кобальта (никеля) в бассейне р. Оруктуг-Оя (приток р. Эдена), связанное с габброидами таннуольского комплекса, заслуживает постановки проверочных работ.

Вольфрам. Заслуживает внимания ореол рассеяния вольфрамита в бассейне р. Верхней Хонды. Здесь следует подтвердить детальному опоскованию нижнюю часть бассейна с целью обнаружения вольфрамитсодержащих тел.

Молибден. Наиболее перспективным на обнаружение промышленного месторождения молибдена является Среднемирлинское рудопроявление, связанное с небольшим телом палеозойских гранитов. Из других рудопроявлений молибдена заслуживает внимание Эггинское, связанное с жилами светлых серых мелкозернистых гранитов и контролируемое тектонической зоной, и проявление по р. Ужарму, также контролируемое тектонической зоной субширотного простирания.

Молибденовая минерализация, очевидно, связана с гидротермальной деятельностью таннуольских гранитоидов (вторая фаза). Приконтактовые участки массивов этих интрузий с метаморфическими породами и их жильные разновидности, вероятно, представляют некоторый интерес с точки зрения обнаружения промышленных содержаний молибдена.

Графит. Графитистые сланцы и кварциты дербинской и жайминской свит являются перспективными на выявление месторождений графита, особенно на контакте с гранитоидами. Все выявленные проявления графита заслуживают более тщательного исследования.

Кристаллические известняки, широко распространенные на площади, могут представлять интерес как сырье для химической, металлургической и строительной промышленности.

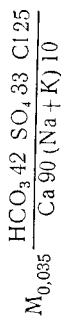
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ¹

Имеющийся фактический материал позволяет судить лишь об общих гидрогеологических условиях описываемого района. Подземные воды изучены в зоне активного водообмена и дренажа. На данном этапе изученности возможно подразделение подземных вод не по принадлежности к стратифицированным толщам, а по условиям их залегания. В этом случае можно выделить

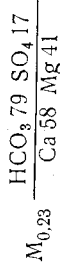
следующие типы их: порово-пластовые, пластово-трещинные, трещинные, трещинно-карстовые, трещинно-жильные воды.

Порово-пластовые воды. Водомещающими породами служат аллювиально-делювиальные отложения водоразделов и склонов. Питание их осуществляется в основном за счет атмосферных осадков. Площади питания совпадают с границами их распространения. Глубина залегания зеркала водосного горизонта небольшая до 3—4 м. В вершинах распадков и склоновых участках данный водосносный горизонт выклинивается и дает начало многочисленным источникам. Зимой водосносный горизонт полностью перемерзает. Дебиты источников достигают значительных величин 2—3 л/сек и больше. По химическому составу подземные воды очень близки к метеорным. Характеризуются они очень низкими температурами.

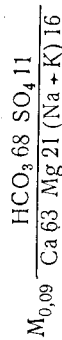
Пластово-трещинные воды. Водомещающими породами служат метаморфические толщи протерозоя. Питание в основном осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. Основными путями движения служат трещины. Дебиты источников 1—2 л/сек, но чаще вода едва сочится из трещин или же наблюдается в виде подвигных пленок по трещинам. Обводненность пород целиком определяется характером и интенсивностью трещиноватости. Состав пластово-трещинных вод формируется за счет выщелачивания водомещающих пород. По составу воды гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией до 200 мг/л.



Трещинные воды. Формируются в основном в верхней, наиболее выветрелой (разрушенной), зоне изверженных пород. Циркуляция подземных вод происходит по трещинам. Питание осуществляется главным образом за счет атмосферных осадков. Дебиты источников до 1,5—2 л/сек. По химическому составу воды гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией до 230 мг/л.



Трещинно-карстовые воды. Вмещающими породами являются кристаллические известняки дербинской свиты. Известняки хорошо карстуются и поэтому сильно обводнены. Питание их осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. В составе их существенную роль играют ионы кальция и углекислоты. Состав их обычно гидрокарбонатно-кальциевый. Анализ воды из источника, расположенного на правом склоне долины р. Тер-Яги, в 1,3 км выше устья, дает:



Трещинно-жильные воды циркулируют по трещинам, связанным с глубинными разломами. В плане обводненные горизонты образуют линейно-вытянутые зоны, простирающиеся на значительные расстояния. Питание их осуществляется за счет поверхностных вод и перелива вод из других водосносных горизонтов. Глубина залегания их нередко значительная. Эти воды образуют, как правило, естественные источники наиболее сложного химического состава, относимые к числу минеральных вод. К ним относятся и холодный углекислый минеральный источник «Бирюсинский аршан». Условия формирования подземных вод района исключительны сложные и зависят главным образом от особенностей геологического строения, от строения рельефа, от климатических условий. Существенное влияние на их формирование оказывает многолетняя («вечная») мерзлота.

При промывании водами карбонатных отложений в их составе увеличивается содержание кальция (до 60—73 мг·экв). Воды осадочно-метаморфиче-

¹ В главе использованы полевые материалы гидрогеологической партии КТЭ ИГУ за 1962 г.

ских и изверженных пород содержат несколько повышенное содержание калия натрия, калия и магния. По содержанию иона Н воды района изменят свой состав от слабо кислых до слабо щелочных (рН 6,0—7,8). По жесткости воды относятся к мягким и умеренно-жестким, так как общая жесткость вод редко превышает 3,0 мг·экв/л. Водоснабжение района всегда может быть обеспечено путем использования поверхностных и подземных вод.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

Благонарагов В. А., Благонаравова Л. А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, лист N-47-XXVI. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1960.

Дубин П. В., Рик Л. П. Геологическая карта СССР, масштаба 1 : 200 000, лист N-47-XXIX, объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1961.

Хильтова В. Я. Вопросы геологической и геологической. Тр. Лаб. геол. докембрия. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 12, 1961.

Хоментовский В. В. К тектонике Восточного Саяна. Изв. АН СССР, сер. геол. вып. 7, 1957.

Фондовая

Антилов Н. М. Отчет о рудопроявлениях золота в бассейне р. Большая Бирюса, 1957.

Дубин П. В., Рик Л. П., Фомен Ю. П., Плотноиков Ю. В., Селько А. И. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Уды и Большой Бирюсы (Отчет Удской партии за 1961 г.). 1962.

Дубин П. В., Рик Л. П., Фомен Ю. П., Эдельман Б. И. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Уды (Отчет Удской партии за 1959 г.). 1960.

Дубин П. В., Рик Л. П., Фомен Ю. П., Эдельман Б. И., Плотноиков Ю. В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения реки Уды (Отчет Удской партии за 1960 г.). 1961.

Иванов Б. А. Отчет Особой Ревизионной партии за II квартал 1951 г., 1951.

Комаров Н. И., Рихванов А. П., Горбовский Г. В., Хисамутдинов Ш. Б. Отчет по работам Нерхинской поисково-съемочной партии, 1962.

Лисицын А. Е., Тимофеев В. Н., Фельдман Л. Г., Березина Л. Н. Геологическое строение водораздельной части хребта Большой Саян в районе верховьев рек Бель-Хем и Кара-Бурень и результаты поисковых работ (отчет партии № 3 Ферганской эксп. ВИМСа по работам 1953 г.). 1954.

Махин Г. В., Костин Н. Е., Кудрий В. С. Геологическое строение бассейнов верховьев рек Ак-Суг и Кизи-Хема и результаты поисковых работ в центральной части Восточного Саяна (Отчет партии № 2 Ферганской эксп. по работам 1952 г.). 1953.

Мионов И. К., Потяева И. А., Шпилыко А. Г. Геологическое строение верховьев рек Большой Бирюсы и Джуглыма (Отчет по работам Саянской геологической партии 1956 г.). 1957.

Погоня Ю. Ф. Отчет о работе Бирюсинской партии за 1947—1948 гг. 1949.

Рассказчиков А. Н. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, лист N-47-XII, объяснительная записка, 1962.

Рассказчиков А. Н., Серебренников Л. М. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, лист N-47-XIV. Объяснительная записка, 1962.

1. Материалы хранятся в ТГФ ИГУ.

Руднев В. П., Кандалова Л. Я. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, лист N-47-XXI. Объяснительная записка, 1962.

Смирнов А. Д., Брендаков В. Ф. и др. Отчет партии № 4 и № 6 экспедиции № 12 ВАГТа. Съемка масштаба 1 : 200 000 по работам за 1954 г., лист N-46-XVIII. Восточный Саян, 1955.

Стамборовский Н. Н. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части листа N-47-XIX (Отчет Верхнеказахской партии за 1961 г. ТГФ КГУ), 1962.

Угланов И. Н., Зайнуллин А. А., Колодницын В. М. Отчет о полевых работах Чучо-Мурекского и Восточно-Саянского отрядов гидрогеологической партии КГЭ, проведенных в 1961 г., 1962.

Хоментовский В. В., Семихатов М. А., Релина Л. Н. Стратиграфия древних свит западной части Восточного Саяна (Окончательный отчет об исследованиях 1953—1955 гг.), 1956.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1
СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала и его фондовый номер
1	Антипов К. М.	О рудопроявлениях золота в бассейне реки Большая Бирюса	1957	ТГФ ИГУ, инв. № 3892
2	Гудков В. Г., Кислый Г. И., Левчиков Г. П.	Отчет о поисково-разведочных работах Покровской партии за 1959 г.	1960	ТГФ ИГУ, инв. № 05422
3	Дубин П. В., Рик Л. П., Фомин Ю. П. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения реки Уды	1960	ТГФ ИГУ, инв. № 05612
4	Дубин П. В., Рик Л. П., Фомин Ю. П. и др.	То же	1961	ТГФ ИГУ, инв. № 05856
5	Дубин П. В., Рик Л. П., Фомин Ю. П. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения реки Уды	1962	ТГФ ИГУ, инв. № 06499
6	Килессо Л. Т.	Отчет по теме «Систематизация материалов по золотоносности Иркутской области (Бирюсинский золотоносный район)»	1959	ТГФ ИГУ, инв. № 05859
7	Комаров Н. И. и др.	Отчет по работам Нерчинской поисково-съемочной партии	1962	ТГФ ИГУ, инв. № 06466
8	Лавров С. М., Охотников И. А.	Золотоносность Бирюсинского района Восточного Саяна	1958	ТГФ ИГУ, инв. № 4751
9	Махин Г. В.	Геологическое строение бассейнов верховьев рек Ак-Суг и Киж-Хем и результаты поисковых работ в центральной части Восточного Саяна	1953	ТГФ ИГУ, инв. № 001853
10	Миронов И. К., Пятаева И. А., Шпилько А. Г.	Геологическое строение верховьев рек Бол. Бирюсы и Джуглыма	1956	ТГФ ИГУ, инв. № 03728

ПРИЛОЖЕНИЕ 2
СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-47-XIV КАРТЫ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1 : 200 000

№ на карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние	Тип месторождения к-коренное, р-россыпное	№ полезного материала по списку (прилож. 1)
23	1-3	Благородные металлы Золото Участок Арахсаной Пантелеймоновский	Отработано	Р	1, 6, 8, 10
20	1-3	Участок Бугульминский	То же	Р	1, 6, 8
15	1-3	Участок Вершина Хоремы	Не эксплуатируется	Р	6
24	1-3	Участок р. Индермушки	То же	Р	6
26	1-3	Участок Левая Терраса	" "	Р	6
21	1-3	Участок Малая Бирюса	Отработано	Р	6
27	1-3	Участок Минеральный	Не эксплуатируется	Р	6
22	1-3	Участок Пантелеймоновский	Отработано	Р	1, 6, 8
10	1-2, 3	Участок ключа Поворотного	То же	Р	6
25	1-3	Участок Русловый	" "	Р	1, 6, 8
13	1-3	Участок Унгурбейский	" "	Р	1, 6, 8, 10

ПРИЛОЖЕНИЕ 3
СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ
НА ЛИСТЕ N-47-XX КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБ 1 : 200 000

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местоположение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
Металлические ископаемые				
Черные металлы				
<i>Гематитовые руды.</i>				
40	III-1	Верхне-Демирликское	Гематитовые оторочки кварцевых жил	9
6	I-2	<i>Марганец</i> Река Тынога, правый ключ	Орелы рассеяния, выявленные металлометрической съемкой	8
11	I-2	Река Марита, среднее течение		8
12	I-2	Река Бол. Бирюса, правый приток		8
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
54	IV-2	Ашкасокское	Медная зелень в диоритах	4
56	IV-2	Улуг-Ашкасокское	Кварц с халькопиритом	3
59	IV-4	Водораздел рек Хаактыг-Хема и Шайлаш-Канныг-Хема	Доломитизированные породы, прорванные кварцевыми прожилками с пиритом и халькопиритом	4
<i>Свинец</i>				
58	IV-3	Река Нижняя Холба	Орел рассеяния, выявленный шлиховым опробованием	4
49	III-3	<i>Кобальт (никель)</i> Река Оруктуг-Ой	Зоны сульфидной минерализации в	8
33	II-1	Редкие металлы <i>Вольфрам</i> Хондинское	Орел рассеяния, выявленный шлиховым опробованием	3

Продолжение прилож. 3

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местоположение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
42	III-1	<i>Молибден</i> Среднедемирликское	Вкрапленность молибдена в кварцевых прожилках. Содержание молибдена 0,6 г/г	3
44	III-IV-2-3	Бассейн рек Эдена и Кедрового	Орел рассеяния, выявленный шлиховым и металлометрическим опробованием	3
44а		Водораздел рек Эдена и Мал. Эдена	Вкрапленность в кварцитах. Содержание — 0,014%	
47	III-3	Эгегинское	Светло-серые, мелкозернистые граниты. Содержание молибдена 0,1—1%	4
52	III-4	Бассейн реки Ара-Оя	Орел рассеяния, выявленный шлиховым опробованием	3
57	IV-3	Река Ужарм, устье	Биотитовый гнейс. Содержание молибдена 0,3%	4
<i>Тантал и ниобий</i>				
39	II-4	Река Джуглым, левый приток	Орел рассеяния пироклора, выявленный шлиховым опробованием	4
55	IV-2	Водораздел рек Биче-Ашкосока и Улуг-Ашкосока	Биотитовый гнейс. Содержание — 0,175%	4
<i>Редкие земли</i>				
2	I-1	Река Сыгыр-Атар	Пегматит. Содержание суммы редких земель — 0,168%	4
36	II-2	Река Ак-Атар, верховье	Пегматит. Содержание церия и лантана 0,3—1%	4
<i>Мышьяк</i>				
17	I-3	Верховья рек Гурбей и Хорма	Орел рассеяния, выявленный металлометрическим опробованием	8

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местоположение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
1	I-1	Благородные металлы Золото Река Мал. Мурхой, левый берег	Сульфидизированный кварцит. Содержание золота 0,4 г/т	5
3	I-2, 3	Верховья рек Мал и Красной Бирюсы	Ореол рассеяния золота. Содержание золота от 0,1—0,2 до 5,6 г/т	1, 5, 6 8, 9, 10
4	I-2	Река Янгота, устье	Сульфидизированный кварцит. Содержание золота 0,4 г/т	5
7	I-2	Река Тынтога	Сульфидизированный графит-силлиманитовый сланец. Содержание золота 3,2 г/т	
8	I-2	Река Тынтога	Сульфидизированный графит-силлиманитовый сланец Содержание золота 5,6 г/т	4
14	I-3	Река Унгурбей	Кварц с сульфидами Содержание золота 0,4 г/т	8
16	I-3	Река Бугульма, верховья	Кварцевая жила, содержание золота 0,96 г/т	10
18	I-3	Река Унгурбей	Кварцевый прожилок. Содержание золота 0,4 г/т	1, 10
19	I-3	Река Унгурбей	Углистый известняк с сульфидами. Содержание золота 0,8—2,0 г/т. В шлицах до 37 знаков	1, 2
30	I-3	Река Черная Бирюса, верховья	Кварцевая жила. Содержание золота 0,94 г/т	10, 6
32	I-3	Река Черная Бирюса, верховья правого притока	Кварц с видимым золотом. Содержание золота 8 г/т	2
45	III-3	Эгетинское	Сульфидизированный кварцит. Содержание золота 0,4 г/т	4

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местоположение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
46	III-3	Река Уда, левый берег	Пиритизированный кварц. Содержание золота 0,1 г/т	3
53	IV-2	Долины рек Улуг-Ашкасока и Биче-Ашкасока	Ореол рассеяния, выявленный шлиховым опробованием	3
60	IV-4	Мугачаторское	Кварцевые жилы. Содержание золота до 0,2 г/т	4
5	I-2	Река Бол. Бирюса <i>Серебро</i>	Сульфидизированные карбонатные породы. Содержание серебра 6,4 г/т	8
9	I-2	Река Марита	Ореол рассеяния, выявленный металлометрическим опробованием	8
29	I-3	Река Мал. Бирюса, вершина правого притока	Кварцевая жила	8
31	I-3	Там же	Кварцевая жила Содержание серебра 6,00 г/т	8
37	II-2	Река Няндерма	Пегматит. Содержание церия 0,1—0,3%, лантана 0,1—0,3%	4
41	III-1	Река Верхний Демирлик	Зона литовато-серых разрушенных пород. Содержание суммы редких земель 0,18%	4
51	III-4	Водораздел реки Нижнего Арыскан-Оя и ручья Широкого	Пегматит. Содержание суммы редких земель 0,35%	4
38	II-4	Река Джуглым <i>Ртуть</i>	Знак киновари в шлицах	4
48	III-3	Река Уда	Знак киновари в шлицах	4

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местоположение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
Неметаллические ископаемые				
<i>Графит</i>				
34	II-1	Река Верхняя Хонда	Графитистый сланец	5
35	II-1	Водораздел рек Чело-Монго и Эт-Кала (Чело-Монго)	Графитистый кварцит	5
43	III-2	Ручей Бурный	Графит-кварцевые сланцы	4
50	III-4	Река Нижний Арсыкан-Ой	Графитистый кварцит	4
Источники минеральных вод				
28	I-3	«Бирюсинский аршан». Река Черная Бирюса	Гидрокарбонатно-кальциевый источник габброидах	10

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	Стр.	3
Стратиграфия	5	5
Интрузивные образования	23	23
Тектоника	30	30
Геоморфология	34	34
Полезные ископаемые	36	36
Подземные воды	44	44
Литература	46	46
Приложения	48	48

Редактор издательства *И. С. Дудорова*
 Технический редактор *В. В. Романова*
 Корректор *А. В. Сергеева*

Подписано к печати 19/IV 1968 г.
 Печ. л. 3,5

Формат 60×90/16.
 Тираж 100 экз.

Уч.-изд. л. 5,9
 Заказ № 04008

Издательство «Недра»
 Ленинградская картфабрика ВАГТ