

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ РСФСР
ИРКУТСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200000

Лист N-47-XXX

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составил *П. И. Шамес*
Редактор *Н. А. Флоренсов*



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1961

ВВЕДЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	5
Интрузивные образования	37
Тектоника	52
Геоморфология	58
Подземные воды	62
Полезные ископаемые	62
Литература	70
Приложения	72

Территория листа N-47-XXX расположена в Голуметском, Тынрском и Заларинском районах Иркутской области, лишь ее юго-западная часть входит в Окинский аймак Бурятской АССР. Координаты листа: 52° 40'—53° 00' с. ш. и 101°—102° в. д.

По характеру рельефа территория листа подразделяется на две резко различные орографические области: отроги Восточно-Саянского нагорья и окраинную часть Средне-Сибирской плоской возвышенности. Горная часть района, занимающая юго-западную часть территории листа, отличается высоким сильно расчлененным рельефом с относительными высотами 800—1500 м. Здесь расположена система вытянутых в меридиональном и в северо-западном направлении хребтов, из которых наиболее крупные — Гихей, Ерминская Гряда, Ермосхин, к последнему приурочена наивысшая точка района — Гора Шпиль (2409 м).

Окраинная часть Средне-Сибирской возвышенности, занимающая северо-восточную часть площади листа, представляет собой холмистую, сильно заболоченную равнину с относительными высотами 50—150 м при максимальной абсолютной высоте 967 м.

Наиболее крупные реки района: Большая Белая, Ока, Урик, Ерма, Оног, Тагна Белая, Тагна Черная, Буйрагта, Речная сеть района принадлежит бассейнам рек Оки и Большой Белой. В горах реки отличаются узкими, глубоко врезанными долинами, быстрым течением, обилием порогов и порогов. Для равнинной части характерно спокойное течение, слабое врезание и интенсивная аккумуляция. Климат района резко континентальный. Среднемесячные температуры колеблются от минус 21° в январе — феврале до плюс 16° в июле. Среднегодовая температура минус 1,6°. В течение года в районе выпадает 480—585 мм осадков. Наиболее обильны осадки летом. Снеговой покров ложится в середине сентября, таяние снега начинается примерно в середине мая. Господствующее направление ветров — северо-западное.

СОДЕРЖАНИЕ

Редактор издательства Р. Я. Гольдберг
Технический редактор С. А. Пенькова Корректор Л. А. Столярова

Подписано к печати 26.V 1961 г.
Формат бумаги 60×90¹/₁₆ Бум. л. 2,62 Печ. л. 5,25 Уч.-изд. л. 5,7
Тираж 300 экз., Зак. 03261

Экономическая освоенность района крайне слабая. В равнинной части встречаются населенные пункты очень редко, из них наиболее крупный с. Инга. В горах постоянное население нет. Пути сообщения служат немногочисленные грунтовые дороги в северо-восточной части площади и горные тропы — на остальной территории.

Первые геологические исследования относятся к концу XIX и началу XX в. и связаны с именами А. Л. Чекановского, И. Д. Черского, И. И. Богдановича и А. Л. Ячевского. Исследования указанных авторов носили характер редких маршрутов. В 1931—1932 гг. по р. Онот проводили поиски железных руд А. А. Лисовский и М. В. Поляков, выделившие свиту Соснового байца в протерозой и ошибочно отнесшие к архею камчадалскую свиту. В 1940 г. в бассейнах рек Большой Белой и Оки провел маршрутные исследования С. В. Обручев, составивший первую сводную геологическую карту района масштаба 1:500 000. Для разрезов архея и протерозоя С. В. Обручевым было предложено трехчленное деление, основанное преимущественно на литологических признаках. В структуре докембрийского поля был выделен региональный грабен, выполненный отложениями верхнего протерозоя.

В 1947—1949 гг. район Онотского тальк-магнезитового месторождения изучал К. М. Наделяев; свиты Соснового байца и камчадалская им были отнесены к нижнему протерозою.

Юрские образования, развитые на Онотско-Бельском междуречье, в 1948 г. были разделены Г. А. Покатиловым и В. Н. Щербаковым на пять горизонтов. В том же году С. П. Плешанов и А. Л. Плешанова вели геологическое картирование масштаба 1:200 000 в юго-восточной части территории листа. Камчадалскую свиту и нижележащие амфиболиты и гнейсы они отнесли к архею, свиту Соснового байца — к нижнему протерозою. Нижнекембрийские отложения ими были подразделены на мотскую, переходную и карбонатную свиты.

В 1950 г. В. П. Павлинов подразделил архейские образования бассейна р. Большой Зимовной на пять свит, включив в них также и ортопороды.

В 1951 г. в бассейне р. Большой Белой А. Я. Колтун провел поисковые работы на олово (масштаб 1:100 000), расчленив при этом протерозойские образования на филлиго-сланцевую и песчано-конгломератовую свиты.

В 1951—1954 гг. А. Г. Баянов и С. П. Плешанов выделили среди архейских образований гнейсо-сланцевую и карбонатно-сланцевую свиты, а толщу протерозоя расчленили на свиты: большереченскую, амфиболито-сланцевую и урижскую. Песчано-конгломератовая свита А. Я. Колтуна ими отнесена к нижнему кембрию и названа ермосохинской.

В 1957 г. А. Л. Додин сопоставил большереченскую свиту протерозоя с окинской, а структуру протерозойского поля района представил в виде грабен-синклинали.

При составлении карты территории листа за основу приняты материалы геологической съемки, проведенной в 1956—1957 гг. П. И. Шамесом, П. В. Осокиным, В. И. Серебренниковым, В. А. Богачковым и З. М. Эдельманом. Для северо-восточной части территории использовались данные Г. А. Покатилова и В. Н. Щербакова. В связи с тем, что отложения ленского яруса этими авторами не были расчленены, а принятая ими схема разреза юрских отложений не увязывалась с унифицированной стратиграфической легендой в 1957 г.

П. И. Шамесом и В. И. Серебренниковым на этой площади проведены контрольно-увязочные маршруты. Контрольные маршруты были проведены также в 1956 г. на площади геологической съемки масштаба 1:50 000, выполненной в 1951—1954 гг. А. Г. Баяновым и С. П. Плешановым.

СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа N-47-XXX сложена разнообразными породами архейского, протерозойского, нижнекембрийского, юрского и четвертичного возраста.

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

Шарыжалгайская серия

Ерминская свита (A₁er)

Породы ерминской свиты широко распространены в центральной части площади листа, где они слагают ядра крупных антиклинальных складок в бассейнах средних течений рек Большой Белой, Ермы, Урика, Тагны Черной и Оки. Свита состоит преимущественно из биотитовых и биотитово-роговообманковых гнейсов. Наиболее полно разрез свиты обнажен по р. Урику, на отрезке между баракком Борты и устьем р. Додо-Борто, где он имеет вид (снизу):

1. Светло-серые мелко-, среднезернистые лейкократовые пологатые биотитовые гнейсы, содержащие маломощные (2—3 м) тела темно-зеленых мелкозернистых амфиболитов. В верхах пачки — почуметровый пласт розовых, розовато-серых мелкозернистых сульфидизированных кварцитов. Видимая мощность около 200 м
2. Серые равномернозернистые, иногда очковые биотитовые гнейсы, чередующиеся с тонкими (до 0,3 м) прослоями мелкозернистых амфиболитов около 300 "
3. Светло-серые биотитовые пологатые гнейсы. Полосчатость вызвана частыми послойными инъекциями кварц-полевошпатовых прожилков. Изредка встречаются прослои (мощность до 10 м) пироксеновых гнейсов 250—300 "

4. Мелкоочковые полосчатые роговообманково-биотитовые гнейсы, содержащие тонкие прослойки амфиболовых кристаллических сланцев 600 "
5. Светло-серые мелкозернистые биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, нередко с очковой текстурой. Среди биотитовых гнейсов нередко встречаются разновидности, содержащие в небольших количествах гранат—альмандин 700 "
6. Светло-серые и зеленовато-серые мелкоочковые тонко-полосчатые плагиогнейсы 50 "

Разрез ерминской свиты можно также наблюдать по р. Урику, между горой Угугуй и баракком Замбоинским, по р. Большой Ёрме, в междуречье Ута-Жалга — Малая Ёрма, по р. Белой Тагне. Во всех указанных пунктах разрез в общих чертах одинаков.

В разрезе ерминской свиты преобладают биотитовые и роговообманково-биотитовые гнейсы. Биотитовые гнейсы образуют гранобластовую, лепидогранобластовую или гетерогранобластовую структуру и сланцеватой текстурой. Среди этих пород различаются существенно плагиоклазовые и калишплат-плагиоклазовые разновидности. Минералогический состав гнейсов ограничен плагиоклазом (олигоклаз — андезин), калиевым полевым шпатом, кварцем и биотитом. Зерна полевых шпатов в значительной степени замещены хлоритом, серицитом, пелинитом, отчасти эпидотом. Кварц, как правило, дробленый, с волнистым угасанием, распределяется в породе в виде мелких линз, гнезд и прожилков. Биотит, составляющий до 25% породы, также подвержен процессам хлоритизации.

Роговообманково-биотитовые гнейсы наряду с биотитом содержат призматические и таблитчатые зерна роговой обманки, составляющей 15—20% породы. При интенсивной мигматизации роговая обманка разрушается с выделением хлорита, кальцита, иногда эпидота. Структура породы лепидонематогранобластовая.

Общая мощность видимой части ерминской свиты, с учетом незначительных перерывов в обнажениях, 2,5 км.

Шумихинская свита (A_{15m})

Породы шумихинской свиты слагают ядра крупных синклинальных складок в бассейнах средних течений рек Урика, Ёрмы и Тангы Черной. Контакт между ёрминской и шумихинской свитами согласный и четкий. За основание свиты принимается подошва нижнего мощного (до 80 м) тела гранатсодержащих амфиболитов. Непосредственное залегание амфиболитов на биотитовых гнейсах ерминской свиты наблюдалось по р. Урику, в районе горы Угугуй, где амфиболиты шумихинской свиты слагают периклинальное замыкание крупной антиклинали, ядро которой сложено биотитовыми гнейсами ерминской свиты. Подобные соотношения наблюдались также в левом борту р. Тагны Белой, в 4,5 км ниже устья р. Тагны Правой и в дру-

гих местах. От ерминской свиты шумихинская отличается резким преобладанием амфиболитов и амфиболовых гнейсов, увеличением роли гранатсодержащих гнейсов и кварцитов, общей темно-серой окраской.

Нижняя часть разреза шумихинской свиты обнажена в левом борту долины р. Ёрмы, ниже устья р. Бурахты, где видна следующая последовательность напластований (снизу):

1. Темно-серые с зеленоватым оттенком мелкозернистые гранатсодержащие кристаллические сланцы с тонкими (до 10 см) прослойками зеленых биотитовых гнейсов и пластом светло-серых кварцитов (1 м) 80 м
2. Розовато-серые кварцитовидные микрогнейсы, переслаивающиеся с светло-серыми мелкозернистыми плагиогнейсами 9 "
3. Темно-серые мелкозернистые роговообманковые гнейсы, густо инфицированные розовым гранито-гнейсом 50—60 "
4. Темно-серые, иногда зеленовато-серые мелкозернистые амфиболиты около 100 "

Более высокие части разреза шумихинской свиты описаны по р. Урик, в 0,5 км ниже устья р. Нарин, где в непрерывных скальных обрывах обнажены темно-зеленые мелко-среднезернистые амфиболиты, чередующиеся с гранат-амфиболовыми, роговообманковыми и реже с гранат-биотит-роговообманковыми гнейсами. Видимая мощность этой части разреза около 700—800 м.

Среди пород шумихинской свиты преобладают амфиболиты и гранат-амфиболовые гнейсы.

Амфиболиты обладают гетерогранобластовой структурой и сланцеватой текстурой. Главные породообразующие минералы представлены удлиненно-призматическими зернами зеленой роговой обманки и буроватым пелитизированным, частично серицитизированным и эпидотизированным плагиоклазом. В некоторых разновидностях содержится довольно много (до 15%) кварца (кварцевые амфиболиты) в виде изомеричных зерен, равномерно распределенных в породе, прожилков, параллельных сланцеватости, и пойкилитовых вростков в призмочках роговой обманки. Второстепенные минералы — пироксен и гранат. Редко встречаются анатит, сфен, маннетит.

Гранат-амфиболовые гнейсы обладают структурами гетерогранобластовой и порфиробластовой с гранобластовой основной тканью. В их составе ведущее место занимает роговая обманка (50—60%), кварц (20%), плагиоклаз (10%) и гранат (10%). Наряду с амфиболом в гнейсах нередко присутствуют в незначительных количествах бурые чешуйки биотита.

Общая мощность шумихинской свиты, вычисленная графически, около 1300 м.

Слюдянская серия

Породы слюдянской серии распространены в юго-западной части листа, в бассейнах рек Сал-Жалга, Ермосха, Хээртэ-Жалга и Дабан-Жалга. Поле развития слюдянской серии от-

делено от других архейских полей широким грабеном, выполненным протерозойскими образованиями, поэтому вопросы соотношений архейских серий могут быть решены лишь за пределами территории листа. К востоку от описываемой площади в бассейне р. Китой И. М. Ширококов и Ю. З. Елизарьев в 1958 г. наблюдали согласное залегание слюдянской серии на биотитовых гнейсах свиты Зого шарыжалгайской серии.

Слюдянская серия стлчается от шарыжалгайской присутствием довольно мощных и многочисленных прослоев и линз мраморов, присутствием тонких прослоев силлиманитовых кристаллических сланцев и пироксеновых гнейсов, часто чередующимся с породами биотитового и амфиболового состава.

Парапороды слюдянской серии слагают крупную синклиналиную складку северо-западного простирания. На юго-западном крыле последней, на отрезке от высоты 2003 м до долины р. Сап-Жалги, описан следующий разрез (снизу):

- | | |
|--|-------------|
| 1. Серые, темно-серые среднезернистые биотитовые гнейсы с гранатом | около 300 м |
| 2. Белые, голубовато-серые средне- и крупнокристаллические графитизированные мраморы, чередующиеся с пластами 50-метровой мощности темно-серых полосчатых биотитовых гнейсов. Изредка встречаются маломощные прослои (0,5—1 м) серых кварцитов | 400 " |
| 3. Серые интэкционные биотитовые гнейсы, переслаивающиеся с амфиболо-биотитово-гранатовыми гнейсами | 300 " |
| 4. Белые графитизированные и мусковитизированные мраморы с прослоями кальцифиров | 150 " |
| 5. Роговообманковые и биотитовые гнейсы с прослоями амфиболитов и серых полосчатых биотитовых гнейсов с гранатом | около 300 " |
| 6. Белые, голубовато-серые среднезернистые мраморы, в том числе графитизированные и мусковитизированные, а также мраморы, содержащие включения флогопита. В виде тонких прослоев встречаются голубовато-серые сливные кварциты | 400 " |
| 7. Среднезернистые зеленовато-серые амфибол-биотитовые гнейсы, перемежающиеся с серыми среднезернистыми биотитовыми гнейсами | около 350 " |
| 8. Розовые и розовато-серые сливные кварциты с прослоями и линзами серых биотитовых гнейсов | 400 " |
| 9. Серые, темно-серые, иногда с фиолетовым оттенком тонко-полосчатые среднезернистые биотитовые гнейсы, чередующиеся с маломощными (до 0,5—2 м) пропластками голубовато-серых, желтоватых, слегка графитизированных мраморов | 350 " |

Северо-восточное крыло синклинали сложено карбонатно-гнейсовыми образованиями, залегающими примерно в той же последовательности. Однако нижняя часть разреза здесь существенно отличается присутствием гиперстеновых и роговообманковых гнейсов, а также силлиманитовых сланцев, встречающихся в виде маломощных прослоев среди мраморов. Общая мощность слюдянской серии примерно 3000 м.

Среди характерных пород слюдянской серии необходимо отметить плагиогнейсы, гиперстеновые гнейсы, силлиманитовые сланцы и мраморы. Плагиогнейсы обладают лепидогранобластовой и гранобластовой структурами и неотчетливо выраженной сланцеватой текстурой. Плагиоклаз преимущественно представлен слегка серицитизированным и карбонатизированным андезином, составляющим 35—40% породы. Далее следуют кварц (10—15%) и зеленая роговая обманка, в призмах которой нередко включены мелкие чешуйки бурого пятнистого биотита. Как правило, присутствует альмандин в виде отдельных круглых скоплений диаметром до 5 см. Акцессорные минералы — апатит, циркон, рудный.

Гиперстеновые гнейсы — породы с лепидогранобластовой структурой, состоящие из примерно равных количеств кварца, плагиоклаза и пироксена. Пироксен представлен гиперстеном и моноклиновыми разновидностями (эгирин, эгириин-авгит). Пироксен интенсивно замещены вторичной роговой обманкой, отличающейся мелкочешуйчатостью и сравнительной свежестью. Из второстепенных компонентов присутствуют калиевый полевой шпат и биотит. Акцессории представлены сфеном, апатитом и рудным минералом.

Силлиманитовые сланцы обладают преимущественно фиброгранобластовой структурой. Главная роль в составе породы принадлежит силлиманиту, кварцу и мусковиту. Силлиманит представлен мелкими чешуйками размером до 0,4 мм, нередко в наибольших скоплениях. Второстепенные и акцессорные минералы представлены биотитом, титаномagnetитом, цирконом, графитом и апатитом. Отдельные зерна плагиоклаза серицитизированы.

Мраморы обладают гранобластовой структурой и массивной текстурой. Большинство мраморов отличается чистой составом; содержание кальцита достигает 95%. Минеральные примеси представлены кварцем, тремолитом, графитом, эпидотом. Вблизи контактов с амфиболитами и гранито-гнейсами отмечается метасоматическое замещение кальцита диопсидом, троссуляром и серпентинном.

Как видно, архейские образования района отличаются очень высокой степенью метаморфизма. Сравнительно однородные метаморфические изменения парапород архея на всей площади их развития, вне связи с контактами интрузивных массивов, свидетельствуют о том, что основной причиной метаморфизма образования пород являлся глубокий региональный метаморфизм. Присутствие в составе архейских образований высокотемпературных минералов (гранат, амфиболы, пироксен и др.) позволяет отнести их к зонам наиболее высокого метаморфизма (гиперстеновая и силлиманитовая зоны). Для архейских толщ района характерна гранитизация, минералиты нередко раз-

виты на значительных расстояниях от контактов с гранитными интрузиями. Очень часто мигматизация сопровождается фельдшпатизацией биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов, в результате чего в гнейсах возникают крупные округлые порфиробластовые новообразования микроклина и реже альбита (реки Олот, Нарин, Тагна Черная и др.). Другим проявлением метасоматоза является выделение магнетита в кристаллических сланцах и гнейсах у контактов с амфиболитами. По-видимому, с этим процессом связаны магнетитовые рудопоявления по рекам Тагне Белой и Ерме, в районе устья р. Малой Ермы.

Не менее характерны для архейских пород района явления диафтореза. Диафториты широко развиты в бассейне р. Тергазой, на северо-западном отроге хребта Гихей, в верховьях р. Аразомы, по р. Тагне Белой и в других местах. В процессе диафтореза биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы превращены в хлоритово-мусковитовые филлитовидные сланцы с замещением граната биотитом, хлоритом и клинофозитом, биотита — хлоритом, с серицитизацией и карбонатизацией левых шпатов. Зоны диафтореза в основном приурочены к крупным разломам, секущим поле архея. Кроме того, диафторированные породы отмечаются также в экзоконтактовых оторочках протерозойских гранитных интрузий, рвущих архейские толщи у горы Трехэтажной, по рекам Боргина 2, Хаптагай-Шулуута и в других местах.

Большинство гнейсов ерминской и шумихинской свит и слюдянской серии относится к парапородам, что доказывается их тесным переслаиванием с такими осадочными породами, как кварциты и мраморы, выдержанностью большинства гнейсовых лачек на значительном расстоянии и их приуроченностью к строго определенным частям разреза.

Архейский возраст пород ерминской и шумихинской свит и слюдянской серии аргументируется следующим:

1. Высокая степень регионального метаморфизма, резко отличающегося от метаморфизма пород протерозоя, наличие таких характерных для архея образований, как гиперстеновые гнейсы, силлиманитовые сланцы, митматы и диафториты.
2. Тектонический план, а также морфология архейских структурных полей отличается от протерозойских, несмотря на азимутальную близость основных простирааний структур архея и протерозоя.
3. Разрезы ерминской, шумихинской свит и слюдянской серии на территории листа N-47-XXX аналогичны разрезам шарыжалгайской и слюдянской серии района горы Слюданка и р. Иркуты, где архейский возраст последних твердо установлен. Поля развития слюдянской серии, шумихинской и ер-

минской свит территории листа непосредственно связаны со структурами шарыжалгайской и слюдянской серий в Западном Прибайкалье.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Нижняя подгруппа

Камчадалская свита (Pt₁kt)

В юго-восточной части площади листа, на правом берегу р. Алзагайки и у горы Фатуй значительно распространены породы камчадалской свиты. Контакт свиты с архейскими образованиями тектонический. В пределах исследованной площади разрез камчадалской свиты имеет трехлапное строение. Нижняя часть свиты, обнаженная по р. Алзагайке, представлена черными и зеленовато-серыми амфиболитами, амфиболовыми сланцами и гнейсами. Толща содержит тонкие пропластки кварцитов и микрогнейсов. Мощность вскрытой части разреза близка к 500 м. Средняя часть свиты преимущественно карбонатная. По правобережью р. Алзагайки, где наиболее интенсивно проявились метасоматические превращения, она сложена светло-серыми, иногда белыми магнетитами, доломитами и талькитами. Иногда встречаются прослойки темно-серых, почти черных актинолит-хлоритовых сланцев. У горы Фатуй эта часть разреза слабо метаморфизована и представлена светло-серыми и темно-серыми доломитами мощностью 45—50 м. Мощность средней части свиты около 100—120 м. Верхний член разреза свиты, представленный биотит-роговообманковыми и роговообманковыми сланцами, встречается в изолированных выходах на северо-восточном склоне горы Фатуй. Общая мощность свиты, по К. М. Наделяеву [17], 1100—1200 м. (Более подробное описание камчадалской свиты см. в «Объяснительной записке к карте листа N-48-XXV»).

Свита Соснового байца (Pt₁sb)

У восточной границы территории листа по левобережью р. Олот на очень небольшой площади распространена толща часто чередующихся амфиболитов, кварцитов и гранатово-амфиболовых сланцев, относимых к свите Соснового байца, широко развитой к востоку и юго-востоку от описываемой площади листа — в бассейнах рек Олот и Савиной. Свита Соснового байца связана постепенным переходом с камчадалской, что наблюдалось в разрозненных обнажениях на северо-восточном склоне горы Фатуй. Из-за очень незначительного распространения свиты на площади листа N-47-XXX описание ее не приводится (см. «Объяснительную записку к картам листов N-48-XXV и N-48-XXXI»).

Верхняя подгруппа

Ингашинская свита (Pt_{2in})

Полоса ингашинской свиты представляет собой тектонический блок, ограниченный двумя региональными разломами, сходящимися под острым углом в среднем течении р. Тагны Белой. На северо-западе полоса пород ингашинской свиты постепенно расширяется и на водоразделе рек Арзома и Хаготы имеет наибольшее распространение.

Для ингашинской свиты характерно следующее:

1. Она сложена преимущественно глинистыми и алевроитовыми породами, иногда с примесью карбонатного материала. Многочисленны прослойки характерных светло-серых и зеленовато-серых песчаников.
2. Большинство пород ингашинской свиты обладает зеленоватой окраской в отличие от пород прочих свит верхнего протерозоя, окрашенных в темно-серые цвета.
3. Ингашинская свита смята в систему простых, обычно симметричных складок, чем она существенно отличается от урикской и большерецкенской свит, для которых характерен более сложный, часто изоклинальный, характер складчатости. Разрез ингашинской свиты может быть условно разделен на три горизонта. Нижний горизонт наиболее полно обнажен в вершине р. Арзома и по р. Хаготе, где он сложен темно-серыми тонкоплитчатыми глинистыми сланцами. Изредка встречаются прослойки зеленовато-серых глинисто-карбонатных сланцев. В верхней части горизонта встречаются тонкие, до 0,5 м, прослойки зеленовато-серых мелкозернистых кварцевых песчаников. Примерная мощность нижней части свиты 400—500 м. В среднем горизонте резко увеличивается количество и мощность прослоев песчаников, которые здесь приобретают кварцитовидный облик и частично более светлый оттенок. Глинистые сланцы, составляющие приблизительно третью часть разреза, окрашены в зеленовато-серый и темно-серый цвет. Графически вычисленная мощность этой части разреза не менее 500—600 м.

Завершается разрез ингашинской свиты горизонтом чередующихся зеленовато-серых и фишашково-серых алевроитовых, псаммитовых и реже глинистых сланцев. Прослойки черных фидлитовидных сланцев и кварцитовидных песчаников — маломощные, спорадические. Довольно широко этот горизонт распространен на водоразделе рек Арзома и Гуника. Мощность 300—400 м.

Особое место в разрезе ингашинской свиты занимают светло-серые кварцевые и аркозовые песчаники и конгломераты хребта Башкан. Своим обликом они напоминают породы ермосохинской свиты. Однако, по данным П. В. Дубина [13], за пределами листа в северо-западной части хребта песчаники

и конгломераты перемежаются с глинистыми сланцами, характерными для ингашинской свиты.

Вследствие того, что песчано-конгломератовая толща отделена разломами от основного поля развития ингашинской свиты, вопрос о ее положении в разрезе окончательно решить нельзя. Отнесение песчано-конгломератовой толщи к ингашинской свите следует считать условным.

По литологическому составу преобладающие породы ингашинской свиты могут быть подразделены на глинистые сланцы, алевроитовые сланцы и кварцитовидные песчаники.

Глинистые сланцы преобладают в разрезе свиты. Структура этих пород микролепидогранобластовая. Главными минералами являются кварц в мелких угловатых зернах, часто с волнистым угасанием, и глинистое вещество, составляющее 60—70% объема породы. По глинистому веществу развивается хлорит и характерный только для сланцев ингашинской свиты гидротит. Последний слагает мелкие, вытянутые по сланцеватости агрегаты, состоящие из мелких чешуек. Изредка встречаются сланцы, содержащие значительное количество (до 60%) тонкозернистого или криптокристаллического карбонатного вещества, включающие отдельные зерна кварца и плагиоклаза. Карбонатное вещество насыщено глинистым материалом в виде тонких плеток, подчеркивающих слоистость. Акцессорные минералы глинистых и глинисто-карбонатных сланцев представлены цирконом, турмалином и сфеном.

Алевроитовые сланцы также занимают важное место в разрезе ингашинской свиты. Их структура алевролитовая, бласоалевролитовая, лепидогранобластовая. Главный породобразующий минерал — плагиоклаз, составляющий до 30% породы. Он представлен мелкими (0,01—0,1 мм) табличками со следами слабой и средней окатанности. В отличие от пород остальных свит верхнего протерозоя зерна плагиоклаза поражают свежестью. Примерно 20—30% породы составляет кварц в виде мелких полуокатанных зерен, часто образующих агрегаты, чешуйки серицита (до 30%) и мусковита (до 20%). Среди вторичных минералов отмечены хлорит и гидроокислы железа. Из акцессорных — турмалин, циркон, апатит.

Песчаники ингашинской свиты по составу могут быть подразделены на плагиоклазо-кварцевые и кварцевые при резком преобладании последних. Кроме основных минералов, почти все песчаники содержат незначительную примесь серицита. Кварцевые песчаники нередко обладают кварцитовидной структурой. Акцессорные минералы не обнаружены.

Положение в разрезе ингашинской свиты вызывает различные толкования. За пределами листа по р. Оке и в бассейне р. Белой Зимы П. В. Дубиньим (лист N-47-XXIX) и А. В. Колесниковым (лист N-47-XXII) ингашинская свита принимается

за самый нижний член разреза верхнего протерозоя на том основании, что в районе р. Одой она слагает ядро антиклинали, а урикская свита — юго-западное крыло ее. Указывается также присутствие галек ингашинских пород в конгломератах на реках Одой, Ярме, откосимых А. В. Колесниковым к основанию урикской свиты. А. Л. Додин [12] считает ингашинскую свиту аналогом большереченской. По мнению автора, ингашинская свита залегает выше урикской, о чем свидетельствуют следующие данные:

1. На площади описываемого листа и в других районах ингашинская свита нигде не прорывается гранитами саянского комплекса, в то время как урикская и большереченская свиты прорываются ими во многих местах.

2. Метаморфизм пород ингашинской свиты слабее, нежели региональный метаморфизм урикской и тем более большереченской свиты.

Глинисто-алевритовые породы ингашинской свиты претерпели в основном хлоритизацию и серицитизацию, в то время как для урикской свиты характерна биотитовая фация метаморфизма, а для большереченской — андалузит-альмандиновая.

3. Данные о залегании урикской свиты на крыле антиклинали, ядро которой сложено ингашинской свитой, вызывают сомнения, так как граница между названными свитами на этом участке, как и во всем Восточном Саяне, проходит по разлому, вдоль линии которого на площади листа и на других участках отмечаются вертикальные смещения значительной амплитуды. Обнаруженные А. В. Колесниковым конгломераты с галькой пород ингашинской свиты, по мнению автора, относятся к ермохинской свите, залегающей на этом участке в тектоническом блоке.

4. Сопоставление ингашинской и большереченской свит (по А. Л. Додину) свидетельствует о резких различиях в степени регионального метаморфизма и литологии пород. В ингашинской свите преобладают глинисто-алевритовые породы, почти полностью отсутствующие в большереченской свите. В большереченской свите преобладают псаммитовые породы с значительной примесью глинистого материала, резко отличные от прослоев кварцитовидных песчаников ингашинской свиты.

Общая мощность ингашинской свиты 1200—1500 м.

Большереченская свита (P_{2br})

Основное поле распространения свиты ограничено ядром крупной Большесимовинской антиклинальной структуры, приуроченной к бассейнам рек Большой Зимовной и Малой Зимов-

ной, руч. Мякульского и р. Хэртэ-Жалга. Характерными чертами большереченской свиты, служащими основанием для отделения ее от других протерозойских образований, являются:

1. Резкое преобладание в составе свиты метаморфизованных песчаников.

2. Наличие характерных, отчасти маркирующих пород — андалузитовых и гранатовых сланцев, кварцитов и песчаных сланцев фиолетово-серого цвета.

3. Признаки мелководья и микроритмичности — косая и ленточная слоистость, следы размыва.

Большереченская свита согласно перекрыта филлитами и конгломератами урикской свиты. Более низкое положение большереченской свиты по сравнению с урикской доказывается ее залеганием в ядре Большесимовинской антиклинали, крылья которой сложены породами урикской свиты: соотношением слоистости и сланцеватости и положением линий размывов в косослойных псаммитовых сланцах ю р. Сайхан-Жалга, вблизи контакта с урикской свитой. Соотношение большереченской свиты с нижележащими образованиями замаскировано тектоническим контактом. Наиболее полно большереченская свита обнажена по р. Большой Белой и ее правым притокам — Мякульскому, Сайхан-Жалге и др.

Разрез свиты подразделен на четыре горизонта. Нижний горизонт представлен 40-метровой пачкой светло-серых мелкозернистых биотитово-кварцевых песчаников, сменяющихся кверху темно-серыми разнородными песчаниками, преимущественно аркозового состава. В составе горизонта нередки гравелистые песчаники, причем гравийные обломки представлены преимущественно полевыми шпатами. Песчаники первого горизонта отличаются невысоким содержанием биотита. Видимая мощность горизонта 220—250 м.

Второй горизонт представлен преимущественно среднезернистыми темно-серыми биотитовыми сланцами. В отличие от песчаников нижнего горизонта сланцы обильно насыщены чешуйками биотита и изредка содержат гранат — альмандин. Встречаются отдельные прослои светло-серых, иногда слегка зеленых, интенсивно трещиноватых кварцитов. Мощность 250—300 м.

Третий горизонт характеризуется резким преобладанием узловатых биотитово-андалузитовых сланцев. Роль андалузитовых пород постепенно увеличивается от почвы к кровле горизонта. В верхней части разреза горизонта многочисленны прослои альмандинсодержащих псаммитовых сланцев мощностью до нескольких десятков метров. Все разновидности сланцев густо насыщены биотитом. Мощность горизонта 600—700 м.

Андалузитовые сланцы третьего горизонта вверх по разрезу постепенно приобретают полосчатую текстуру, обусловленную

чередование прослоев с различной насыщенностью биотитом. Появление этих пород характеризует подолгу четвертого горизонта большереченской свиты. Он состоит из чередующихся темно-серых биотитово-кварцевых и более светлых кварцевобiotитовых псаммитовых сланцев, как правило, содержащих редкие кристаллы андалузита, отличающегося от андалузита третьего горизонта распылчатостью очертаний и более крупными размерами. Псаммитовые сланцы иногда обладают косои и ленточной слоистостью. Вверх по стратиграфической вертикали уменьшается размер зерен сланцев и со второй половины разреза нередко встречаются также прослойки филлитовидных сланцев, количество и мощность которых явно увеличивается вверх по разрезу. Завершается горизонт 10—15-метровой пачкой зеленовато-серых хлоритово-серцитовых филлитовидных сланцев. К верхней части горизонта в ряде пунктов (реки Большая Белая, Сайхан-Жалга и др.) приурочены тела амфиболитов, происхождение которых неясно. Мощность третьего горизонта 500—600 м.

Как видно из приведенного разреза, в большереченской свите резко преобладают псаммитовые сланцы биотитового, биотитово-мусковитового, андалузит-биотитового и гранат-биотитового состава.

Биотитовые и биотитово-мусковитовые сланцы наиболее характерны для первого и второго горизонтов. Текстура пород сланцеватая, структура лепидогранобластовая, нематобластовая и микрогранобластовая. Породы состоят преимущественно из мелкозернистого кварцевого агрегата и чешуек биотита, подчёркивающих сланцеватость. В некоторых разновидностях довольно много (до 30%) мусковита, особенно интенсивно развивающегося в соседстве с верхнепротерозойскими пегматитами. Иногда с кварцем и слюдами встречается и плагиоклаз, что позволяет в отдельных случаях именовать породу гнейсом. Биотит сильно хлоритизирован, при этом интенсивность хлоритизации увеличивается с приближением к контактам гранитов и пегматитов саянского комплекса. Кроме хлорита, среди вторичных минералов встречен клиноцизит, соссорит, серицит и гидроокислы железа.

Биотитово-андалузитовые сланцы характерны преимущественно для третьего и четвертого горизонтов. Структура их порфириобластовая, лепидогранобластовая, лепидогранобластовая, слитовидная. Текстура сланцеватая, за счет скопления андалузита — узловатая, очковая. Кроме кварца и биотита, андалузит содержит породы, как и большинство других пород третьего и четвертого горизонтов, содержит окатанные зерна плагиоклаза, количество которого доходит до 30% (плагиофнейсы). Андалузит, составляющий до 30% породы, встречен в двух генерациях. Одна разновидность андалузита, характерная для сланцев третьего горизонта, представлена мелкими зернами не-

правильной формы, в которые густо встраивает кварц, создавая ситовидный агрегат. В этих случаях идиоморфизм андалузита по отношению к основной ткани почти незаметен. Для сланцев четвертого горизонта характерна другая разновидность андалузита, отличающегося крупными (до 5—6 см) размерами и хорошо выраженным призматическим габитусом. Вблизи контактов с верхнепротерозойскими пегматитами андалузит обычно замещен мусковитом. В качестве второстепенных минералов в биотитово-андалузитовых сланцах присутствует мусковит, гранат и очень редко силлиманит. Акцессории представлены рудным минералом, турмалином, сфеном и ставролитом.

Гранат-биотитовые сланцы встречаются в виде отдельных, выдержанных по простиранию прослоев, преимущественно в третьем горизонте большереченской свиты. Их структура лепидогранобластовая, blastопсаммитовая. Гранат представлен главным образом зернами альмандина (от 0,5 до 10 мм) очень хорошей огранки. Содержание граната в породе достигает 5—10%. Основная масса породы представлена кварцем и биотитом, примерно в равных количествах. Из новообразований встречаются серицит, хлорит, реже лейкоксен и в прожилках — минералы группы цеолитов. Апатит, циркон, турмалин и радиоактивный минерал составляют акцессории.

Как видно из описания, породы большереченской свиты обладают довольно высокой степенью метаморфизма, доходящей до альмандин-андалузитовой фазии.

Высокий региональный метаморфизм свиты не связан с контактовыми воздействиями гранитоидов саянского комплекса, нижнекембрийских диабазов и верхнепротерозойских ортоамфиболитов, прорывающих большереченскую свиту. Об этом свидетельствует тот факт, что повсеместно породы большереченской свиты метаморфизованы сравнительно равномерно, и все выделенные горизонты, включая и горизонты с альмандином и андалузитом, прослежены по всей площади их распространения как стратиграфические единицы, не связанные с контактовыми ореолами интрузивов. Ореолы контактовых воздействий гранитных массивов при пологих контактах, каким является, например, юго-западный контакт массива гранитов в бассейнах рек Малой Зимовной и Большой Зимовной, как правило, не превышает 1—1,5 км. В зонах экзоконтактов гранитов вмещающие породы претерпевают ороговкивание, сопровождающееся интенсивными процессами замещения андалузита мусковитом и серицитизацией биотита. Контактные воздействия даек и послонных тел ортоамфиболитов и диабазов измеряются сантиметрами и в редких случаях десятками метров.

Общая мощность большереченской свиты 1600—1900 м.

Урикская свита (Pt_{2ur})

Нижняя подсвита урикской свиты (Pt_{2ur1})

На площади листа N-47-XXX развита лишь нижняя подсвита, широко распространенная в бассейнах рек Урика, Ермы, Большой Белой и Тагны Белой. Верхняя подсвита встречается за пределами листа, на Окинско-Зиминском междуречье. Для нижней подсвиты урикской свиты характерно: сравнительно мотонный фидузивный состав; наличие прослоев карбонатных пород, эффузивов смешанного состава и их туфов; почти полное отсутствие андалузитовых и гранатовых псаммитовых сланцев, столь характерных для большеереченской свиты; олигомитовый состав терригенных пород — преобладают сланцы, состоящие лишь из кварца и биотита; линзы и пласты конгломератов, спорадически встречающиеся в основании и внутри разреза подсвиты; темно-серый цвет большинства пород.

За нижнюю границу урикской свиты принята почва пласта конгломератов, залегающих на пачке зеленовато-серых хлоритово-серицитовых сланцев, завершающих разрез большеереченской свиты. Конгломераты в основании урикской свиты встречаются по р. Большой Белой, в районе руч. Захребетного, на водоразделах рек Большой Зимовной и Хусан-Жалги, Малой Зимовной и Большой Белой и в ряде других пунктов. В северозападной части листа постепенный переход урикской свиты в нижележащую большеереченскую совершается через уменьшение количества и мощности пластов фидузивных сланцев. За основание урикской свиты в этой части района условно принята почва пачки черных углисто-глинистых сланцев, залегающих на андалузитовых полосчатых сланцах.

В разрезе урикской свиты выделяются три горизонта. Нижний горизонт, для которого характерно наличие терригенных грубообломочных пород, наиболее полно обнажен по р. Большой Белой от устья р. Нарин-Хушуна до устья р. Малой Зимовной, где представлен темно-серыми углисто-глинистыми и глинистыми фидузивными сланцами, перемежающимися с тонкими прослоями темно-серых и светло-серых кварцитов. В основании и средней части горизонта присутствуют пласты и линзы разногалечного конгломерата и гравелита мощностью до 4 м. Мощность горизонта 350—400 м.

Второй горизонт урикской свиты, хорошо обнаженный в верхнем течении р. Большой Ермы, представлен преимущественно черными углистыми, часто сульфидизированными фидузивными сланцами с редкими прослоями голубовато-серых кварцитов. В верхней части разреза горизонта встречаются быстро выклинивающиеся по простиранию прослой и линзовидные тела (мощностью до 10 м) кварцевых и фельзитовых порфиров, амфиболитизированных диабазовых порфиров и их туфов. По р. Большой Белой второй горизонт урикской свиты

насыщен согласными телами амфиболитов, часть которых, судя по реликтам первичных пород, эффузивного происхождения. Мощность второго горизонта 600—700 м.

Верхний горизонт урикской свиты обнажен по рекам Улунтэй, Урику и в устье р. Большой Зимовной. В его основании залегают маломощные (1—2 м) спорадически встречающиеся пласты и линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов, переходящих вверх по разрезу в мелкозернистые псаммитовые сланцы мощностью 5 м. Выше залегают мощная толща, состоящая из чередующихся темно-серых глинистых сланцев и слегка зеленватых хлорит-серицитовых фидузивов. В верхней и средней части находятся две пачки светло-серых, иногда тонкополосчатых известняков. Мощность известняков непостоянна — от 1—2 м на р. Большой Белой до 50—60 м на р. Урик. Мощность 700—800 м. В разрезе нижней подсвиты урикской свиты преобладают фидузивные сланцы, далее следуют кварциты, эффузивы и их туфы, известняки и конгломераты.

Фидузивные сланцы подразделяются на биотитовые, биотитово-серицитовые, биотитово-мусковитовые, углисто-биотитовые и серицит-хлоритовые. Текстура всех этих пород сланцеватая, нередко пльичатая, иногда полосчатая. Структура ледогранобластовая, микролидиобластовая, пелитовая.

Обычно фидузивные сланцы в той или иной мере перекристаллизованы. Некоторые разновидности содержат до 40% углистого или пелитового вещества. Вторичные минералы представлены клиноцезитом, хлоритом, серицитом, гидроксидами железа, реже — карбонатом, лейкоксеном и эпидотом. В качестве редких примесей встречаются апатит, сфен, турмалин, иногда ортит и рудный минерал. Среди последних встречаются редкоземельные минералы, микроскопически не определенные.

Кварциты залегают в основном в нижнем и среднем горизонтах урикской свиты. Как правило, эти породы обладают массивной текстурой, гетеролидиобластовой и blastosammitivой структурой. В их составе резко преобладает кварц (до 90%). Второстепенное значение имеют биотит и мусковит. Акцессорные минералы представлены турмалином, сфеном, рудным минералом. И по внешнему виду и микроскопически кварциты урикской свиты напоминают кварциты большеереченской свиты.

Эффузивы и туфы приурочены к среднему горизонту подсвиты, образуя быстро выклинивающиеся линзовидные тела. Среди эффузивных преобладают кварцевые и фельзитовые порфиры. Структура их порфировая, с аллотриоморфным и микролидиогранобластовым строением основной массы. Вкраплениями представлены альбит-олигоклазом и кварцем, в основной массе к тем же минералам присоединяется биотит. Из акцессорных обнаружены: апатит, ортит, сфен, циркон. Для вторичных характерен хлорит, нередок карбонат. Туфы кварцевых и

фельзитовых порфиров представляют собой тонкозернистую метаморфизованную породу, состоящую из мелких (до 0,01 мм) изометричных зерен кварца и плагиоклаза, среди которых расположены редкие крупные угловатые обломки того же состава. В большинстве случаев туфы интенсивно биотитизированы. Кроме кислых эффузивов, встречаются амфиболиты с реликтами эффузивных пород основного состава, преимущественно диабазовых порфиров. В участках, уцелевших от полной амфиболитизации, видна мелкозернистая масса, состоящая из чешуек роговой обманки и лейтс плагиоклаза, в которую заключены крупные порфировые выделения основного плагиоклаза (№ 50—60). Не менее интенсивно, нежели амфиболитизация, выражены процессы замещения сосюритом, хлоритом и клиноцоизитом.

Карбонатные породы урикской свиты встречаются в верхнем горизонте нижней подсвиты (реки Урик, Улунгэй и др.). Текстура этих пород слоистая, очень часто тонкополосчатая. Структура микрогранобластовая. Основную массу породы составляет кальцит, в небольших количествах содержится мелкие чешуйки серицита и хлорита, зерна плагиоклаза, кварца, сфена, лейкоксена и рудного минерала.

Конгломераты встречаются как в основании урикской свиты, так и в верхнем горизонте нижней подсвиты. Величина гальки в них колеблется от 1 до 15 см. Количество галечного материала неравномерное и визуальное колеблется от 10 до 60%. Окатанность галек хорошая и средняя. Цемент сланцеватый, псаммитовый, с немагнотранобластовой и blastopсаммитовой структурой. Основной минерал цемента — кварц в угловатых зернах размером от 0,1 до 4 мм, с волнистым погасением. Из редких примесей в цементе встречаются турмалин, мусковит, биотит, сфен и рудный минерал. В конгломератах в основании свиты преобладают гальки кварца и кварцитов, составляющие 80% галечной части породы. Довольно многочисленны гальки амфиболитов, роговообманковых псаммитовых сланцев, кварц-биотитовых сланцев, изредка встречаются гальки филлитовидных сланцев и гранит-порфиров. В большинстве случаев сланцы и кварциты, найденные в гальке, напоминают одноименные породы из большеереченской свиты. Во внутриформационных конгломератах галька представлена преимущественно филлитовидными сланцами и кварцем.

Наряду с нормальными конгломератами в урикской свите в зонах разломов встречаются псевдоконгломераты (р. Большая Белая), которые отличаются от обычных милонитизацией цемента, давленностью и чечевицеобразной формой гальки, а также сравнительно монотонным составом последней. Образование псевдоконгломератов связано с разлинзованием (будинажем) тонких прослоев в зонах разрывных смещений.

20

Основной равномерный фон метаморфизма пород урикской свиты вызван региональными причинами и не зависит от контактных воздействий прорывающих ее гранитов и основных пород. По степени метаморфизма урикская свита несколько уступает нижележащей большеереченской свите. Несмотря на благоприятный глинисто-углистый первичный состав пород в урикской свите почти отсутствуют андалузит и гранат, столь характерные для большеереченской свиты. Наиболее высоким минералом-индикатором метаморфизма урикской свиты является биотит (биотитовая зона). В отдельных прослоях филлитовидных сланцев сохранился хлорит, хотя большая его часть биотитизирована. Воздействие регионального метаморфизма на карбонатные породы урикской свиты выразилось в укрупнении зерен и создании бластовых структур. По р. Улунгэю в отдельных местах наблюдалась слабая амфиболитизация карбонатно-глинистых пород. Кварцевые песчаники урикской свиты были превращены в кварциты. Что касается контактового метаморфизма, то он проявился в создании вокруг гранитных массивов ореолов ороговивания шириной в десятки метров, редко в сотни метров; воздействие на урикские породы даек диабазов выразилось главным образом в их уплотнении и отжиге на расстоянии до 1 м от контакта.

Мощность урикской свиты 2800—3000 м.

Отнесение урикской, большеереченской и урикской свит к верхнепротерозойскому времени обосновывается следующим: налеганием базальных конгломератов карагаской свиты с резким угловым несогласием на размытую поверхность аналогов ингашинской и урикской свит по р. Ис (лист N-47-XXII); более низкой степени метаморфизма по сравнению с камчадальской свитой и свитой Соснового байца нижнего протерозоя; отсутствием рвущих контактов с интрузивными породами нижнего протерозоя; различием структурных планов и характера складчатости по сравнению с полем развития нижнепротерозойских пород.

Ермосохинская свита [Pt₂ (?) *er*]

Основное поле развития свиты ограничено хребтом Ермосохин, расположенным на водоразделе рек Большой Белой и Большой Ермы. Свита почти полностью состоит из конгломератов и песчаников, среди последних резко преобладают кварцевые и аркозовые разновидности.

В низах ермосохинской свиты залегают базальные конгломераты, которые ложатся с угловым несогласием на различные части разреза урикской свиты. В верхнем течении на разл. Жалги эти конгломераты, падающие на юг (180°) под углом 70°, ложатся на мелкогфррированные филлитовидные сланцы урикской свиты, падающие на юго-запад (250°) под углом 80°.

Угловое несогласие между теми же свитами отмечалось также по руч. Захребетному, по правому притоку руч. Мякульского и в других местах. Однако на некоторых участках (верховья р. Малой Ермы и др.) несогласие между ермосохинской и урикской свитами не обнаружено и их граница проводится по подошве нижнего конгломератового пласта.

Базальные конгломераты ермосохинской свиты слагают отдельные быстро выклинивающиеся линзы. Вверх по разрезу они постепенно сменяются разнородными песчаниками, причем количество галек в породе уменьшается постепенно. Песчанниковая толща, составляющая основную часть разреза свиты, также содержит линзы конгломератов, отличающихся от базальных меньшим разнообразием галечного материала. В средней и верхней части песчаниковой толщи изредка встречаются прослои темно-серых и зеленовато-серых глинистых сланцев мощностью от 1 до 20 м. Глинистые сланцы слагают, как правило, ядра мелких антиклинальных складок.

Конгломераты обладают серым, темно-серым и серовато-зеленым цветом. Текстура их массивная, изредка слоистая. Галька овальная, чаще линзовидная, иногда шаровидная. Состав гальки конгломератов, залегающих в основании свиты, подтверждает их базальный характер. Среди галек обнаружены фидлитовидные сланцы урикской свиты, ортоамфиболиты ангаульского комплекса, биотитово-роговообманковые гнейсы из толщ нерасчлененного протерозоя, кварц-биотитовые сланцы большереченской свиты, кварцитовидные песчаники ингашинской свиты. По руч. Мякульскому, в конгломератах была найдена одиночная галька, напоминающая биотитово-роговообманковый гранит саянского комплекса. Среди галек резко преобладают кварцевые. Цемент конгломератов представлен разнородными полимиктовыми песчаниками с блостами митовой и лениндогранобластовой структурой, состоящими из кварца, плагиоклаза, обломков пород. По цементу иногда развиваются серицит и хлорит.

Среди песчаников ермосохинской свиты выделяются кварцевые, кварц-полевошпатовые и полевошпатовые разновидности. Текстура их массивная, реже слоистая, в том числе и колосистая. Структура псаммитовая, блосталсаммитовая, блосталсефитопсаммитовая, часто регенерационная, размер зерен 0,3—0,5 мм, реже достигает 1,5 мм. Кварц, составляющий 80—90% в кварцевых песчаниках и 40—50% в полевошпатово-кварцевых, встречается в виде полуокатанных зерен, часто перекристаллизованных в мелкозернистый агрегат. Характерно столбчатое и волнистое погасание кварца. Полевые шпаты представлены плагиоклазом и микроклином в хорошо и среднеокатанных зернах. Плагиоклаз частично замещен серицитом. Кроме указанных минералов, песчаники содержат приресь обломков микрокварцита, микропегматита, глинистых

сланцев и других пород, зерен рудного минерала, чешуек биотита и мусковита. В отдельных случаях наблюдалась слабая турмалинизация песчаников, связанная, по-видимому, с наличием кварцевых прожилков, иногда содержащих турмалин. Встречаются зерна циркона, апатита, ортита и сфена. Цемент практически отсутствует.

Глинистые сланцы ермосохинской свиты обладают граноло-пидобластовой и микролепидогранобластовой структурой и сложены кварцем, составляющим 40% породы, и глинистым веществом, почти полностью замещенным серицитом и хлоритом. Акцессории представлены цирконом, сфеном и турмалином. Иногда сланцы слабо иригитизированы.

Как видно, ермосохинская свита отличается весьма слабым метаморфизмом. Последний выразился в возникновении кварцитовидной структуры песчаников и в избирательной хлоритизации и серицитизации глинистых сланцев.

Мощность ермосохинской свиты 800—1000 м.

Более высокое положение этой свиты по отношению к урикской подтверждается следующими данными: ермосохинская свита с базальными конгломератами с угловым несогласием залегают на фидлитовидных сланцах урикской свиты; она характеризуется более слабым метаморфизмом, чем региональный метаморфизм урикской свиты; ермосохинская свита не прорывается гранитами саянского интрузивного комплекса, прорывающимися урикскую свиту.

А. Г. Баянов и С. П. Плешанов ермосохинскую свиту относят к нижнему кембрию, А. Л. Додин — к синийской системе. Относительное сходство характера структур свиты с заведомо верхнепротерозойскими структурами позволяет условно считать ее верхнепротерозойской.

ПРОТЕРОЗОИ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

В бассейнах верхних течений рек Малой Зимовной и Дэдэ-Улясата распространены высокометаморфизованные гнейсы и кристаллические сланцы, стратиграфическое положение которых не совсем ясно. Залегают они в тектоническом блоке, ограниченном двумя региональными разломами, отделяющими породы нерасчлененного протерозоя от большереченской свиты с северо-востока и от слюдянской свиты с юго-запада. Развитие нерасчлененных протерозойских пород насыщено массивами гранитов саянского комплекса, нередко создающими во вмещающих породах зоны обильных инъекций. Почти полное отсутствие коренных обнажений, разобщенность отдельных полей и неравномерный метаморфизм не позволяют составить разрез толщ. Судя по составу россыпей, она в основном сложена серыми, темно-серыми биотитовыми, гранат-биотитовыми и амфиболовыми гнейсами. Кроме того, в верхнем

течении р. Додо-Сайрта в ней встречаются тонкие прослои темно-серых и зеленовато-серых кварцитов, а по левобережью р. Буйраты — графитизированные кристаллические известняки, которые, судя по распределению их обломков, слагают короткие и маломощные линзы. В районе устья р. Мухор-Ермосха в толще гнейсов найдены отдельные маломощные прослои дистен-биотитовых гнейсов, простирающиеся в направлении к гранитному массиву.

Гнейсы описанной толщи обладают лепидогранобластовой, нематолепидогранобластовой, местами порфириобластовой структурой и полосчатой, реже массивной текстурой. Они состоят преимущественно из изометрических зерен кварца обычно с волнистым погасанием (30—60% породы), лейст плагиоклаза (15—45%), чешуек биотита (30—35%). В амфиболовых зонах отмечается 25—30% чешуек зеленой субщелочной роговой обманки. В некоторых разновидностях в виде второстепенных примесей присутствуют альмандин, диоптаз, иногда микроклин и мусковит. Вторичные процессы выразились в хлоритизации, серицитизации и милонитизации. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и рудным минералом. Реликты первичных структур в гнейсах обнаружить не удалось, однако последнее чередование гнейсов и кварцитов, а также реликты первичных псаммитовых структур, описанные П. В. Дубинным в аналогичных гнейсах восточной части территории листа N-47-XXIX, позволяют отнести их к парапородам.

Кварциты толщи нерасчлененного протерозоя представляют собой темно-серые и зеленовато-серые массивные породы с гранобластовой структурой. Кроме кварца, слагающего зерна размером от 0,1 до 0,4 мм в поперечнике, в качестве примеси присутствуют мелкие таблочки плагиоклаза, обычно интенсивно серицитизированного. В отдельных разновидностях обнаружены также хлорит и прожилки эпидота. Акцессорны — буроватые зерна рудного минерала, апатит и сфен.

Графитизированные известняки толщи существенно не отличаются от кристаллических известняков слюдянской серии архея.

Из приведенного описания следует, что толщина нерасчлененного протерозоя претерпела более интенсивный метаморфизм, чем другие протерозойские образования района. По мнению автора, это в основном связано с контактовым воздействием гранитов саянского комплекса (γP_{t_2} —Sn), которые в отдельных участках (верхнее течение р. Малой Зимовной) густо инъецируют вмещающие породы в виде мелких, согласных с гнейсовидностью прожилков. По р. Дэдэ-Улясата, по мере удаления от контакта с гранитами, наблюдался постепенный переход биотитовых гнейсов, в которых полностью отсутствуют реликты первичных структур, в относительно сла-

бометаморфизованные породы с отчетливо выраженной псаммитовой структурой.

Положение описанной толщи в нормальном разрезе замаскировано тектоническими контактами с окружающими породами, а также интенсивным контактовым метаморфизмом. По петрографическим признакам толща близка к бирюсинской свите нижнего протерозоя, развитой в бассейнах рек Бирюсы и Ии. На площади листа N-47-XXIII А. В. Колесниковым наблюдался постепенный переход описанной толщи в урикскую свиту верхнего протерозоя. По мнению автора, эта толща объединяет как нижнепротерозойские, так и глубоко измененные верхнепротерозойские образования.

Ориентировочная мощность толщи, вычисленная графически без учета мелкой складчатости, 1800—2000 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Кембрийская система

Нижний отдел

Алданский ярус

Мотская свита (Сп₁mt)

Мотская свита распространена в бассейне р. Большого Елаоха, в нижнем течении рек Урика и Большой Эрмы, в истоках Большого Жежема и Малого Жежема. В междуречье Онога и Эрмы отложения мотской свиты залегают с резким углом несогласия на поверхности размыта сложно дислоцированного архея, что установлено в шурфах по правому берегу р. Урика, ниже барака Замбоинского. На водоразделе рек Эрмы и Оки контакт пород архея и мотской свиты происходит по линии взбросо-надвига, в результате чего на поверхность выходят лишь верхние члены разреза свиты.

Для отложенной мотской свиты характерны: псаммитово-алеuritовый состав большинства пород при сравнительно незначительной роли карбонатных прослоев; общая красная окраска с преобладанием красновато-бурого, фиолетово-красного и вишнево-красного цвета; косая слонстость и следы мелководья — знаки ряби, псевдоморфозы по каменной соли и т. д.; горизонтальное или близкое к нему залегание слоев; наличие в основании свиты редких прослоев конгломератов и характерных желтовато-серых кварцевых песчаников.

В разрезе мотской свиты выделяются две подсвиты.

Нижняя подсвита (Сп₁ mt₁) распространена на междуречье рек Большой Белой и Онога. К северо-западу от р. Большой Белой на нее наведены архейские гнейсы и амфиболиты. В истоках кл. Золотого она обнажена на небольшом участке,

и ее окружают породы архея. Низы разреза нижней подсвиты обнажены по р. Урику внизу от барака Замбоинского, где наблюдается следующая последовательность напластований (снизу):

- | | |
|---|-------|
| 1. Серые до темно-серых разнозернистые слабо сцементированные песчаники | 1,5 м |
| 2. Желтовато-серые с розоватым оттенком слабо сцементированные грубозернистые полевошпатово-кварцевые песчаники с редкими гальками светло-серого кварца и линзами мелкогалечных конгломератов мощностью до 20—30 см | |
| 3. Песчаники, аналогичные песчаникам I слоя | 5 " |
| 4. Темно-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники | 4 " |
| 5. Кирпично-красные тонкозернистые тонкоплитчатые песчаники | 18 " |
| Верхняя часть разреза подсвиты описана по р. Бадарь (снизу): | |
| 6. Красновато-бурые мелко- и среднезернистые полевошпатово-кварцевые песчаники, переслаивающиеся с серовато-розовыми тонкозернистыми слюдистыми известковистыми песчаниками | 40 " |
| 7. Серые тонкоплитчатые аркозовые алевролиты с тонким прослоем светло-серого грубозернистого кварцево-полевошпатового известковистого песчаника | 1 " |
| 8. Красновато-бурые тонкозернистые песчаники | 10 " |

По мере движения на северо-запад от р. Урик в разрезе нижней подсвиты увеличивается роль красноцветных песчаников; большее значение приобретают алевролиты.

Общая мощность нижней подсвиты мотской свиты приблизительно 250 м.

Верхняя подсвита мотской свиты (Сп₁mt₂) сложена переслаивающимися песчано-алевритовыми и карбонатными породами. При этом роль карбонатных пород вверх по разрезу постепенно увеличивается. Наиболее широко верхняя подсвита развита на Онотско-Ерминском междуречье. Ее нижняя граница условно проводится по первому проявлению карбонатных пород. Кровлей подсвиты является последний пласт красноцветных песчано-алевритовых пород, отделяющих мотскую свиту от отложенной ленского яруса.

Наиболее полный разрез верхней подсвиты можно наблюдать по правому берегу р. Бадарь, где обнажены (снизу):

- | | |
|--|-------|
| 1. Темно-серые тонкоплитчатые доломиты с пустотами выщелачивания, вверх по разрезу переходящие в коричневато-серые массивные доломиты | 1,7 м |
| 2. Красновато-бурые мелкозернистые песчаники | 2 " |
| 3. Розовато-серые неравномерностернистые аркозовые песчаники с пропластком светло-серого мелкозернистого песчаника | 1,4 " |
| 4. Серые тонкоплитчатые доломиты | 4 " |
| 5. Красновато-бурые мелкозернистые полосчатые песчаники | 4 " |
| 6. Светло-серые мелкозернистые аркозовые песчаники с линзочками зеленых арцидитов и прослоем гравелистых песчаников полевошпатово-кварцевого состава | 1,5 " |
| 7. Красновато-бурые (с прослоем светло-серых) мелкозернистые песчаники | 2,0 " |
| 8. Красновато-бурые и светло-серые грубозернистые и гравелистые песчаники | 0,7 " |

- | | |
|---|-------|
| 9. Темно-серые и серовато-розовые мелкозернистые аркозовые песчаники с прослоями красновато-бурых и зеленовато-розовых алевролитов | 3,4 м |
| 10. Темно-серые тонкоплитчатые доломиты с пустотами выщелачивания | 1,5 " |
| 11. Серовато-желтые и зеленые алевролиты и глинистые сланцы | 1,4 " |
| 12. Серые и темно-серые доломиты и известковистые доломиты с тонкими прослоями зеленоватых глинистых сланцев и мелкозернистых известковистых песчаников | 16 " |
| 13. Серовато-желтые известковистые песчаники с линзочками темно-серых глинисто-слюдистых сланцев | 0,5 " |
| 14. Темно-серые тонкоплитчатые доломиты | 2,5 " |
| 15. Красновато-бурые и желтовато-серые известковистые песчаники | 1,5 " |

Мощность верхней подсвиты 150 м.

Наиболее распространены в мотской свите песчаники, конгломераты, алевролиты и доломиты.

Для песчаников характерны следы мелководья: знаки ряби, косяя слоистость, сутурные линии контактов, псевдоморфозы по каменной соли. Песчаники подразделяются на кварцевые, аркозовые и полимиктовые. Первые характеризуются разнозернистой структурой и хорошей окатанностью кварцевых зерен. В аркозовых разновидностях зерна кварца и полевого шпата содержатся примерно в равных количествах; окатанность зерен весьма неравномерная. В полимиктовых песчаниках, кроме кварца и полевого шпата (плагиоклаз, микролин), встречаются чешуйки слюды, окатанные обломки эффузивных, карбонатных и глинистых пород. Второстепенное место в составе пород занимает доломит, серицит и глинистое вещество, часто пропитанное гидроокислами железа, из акцессорных минералов встречен апатит, циркон, турмалин. Цемент песчаников поровый, контактово-поровый, местами регенерационный.

Алевролиты по минералогическому составу и текстурным признакам близки к песчаникам мотской свиты. В большинстве случаев алевролиты обладают регенерационной структурой; характерна их значительная известковистость, постепенно увеличивающаяся вверх по разрезу.

Конгломераты залегают преимущественно в основании свиты. Галька, как правило, хорошо окатана; ее размеры изменяются от 1 до 20 см. Среди галек встречены зеленовато-серые гранат-амфиболовые гнейсы и амфиболиты шумихинской свиты, архейские розовато-серые микроклиновые лейкократовые гранито-гнейсы и биотитово-роговообманковые граниты протерозоя. Преобладает галька кварца. Цемент конгломератов преимущественно песчаниковый, базальтный, иногда контактово-поровый.

Доломиты встречаются лишь в верхней подсвите мотской свиты. Структура доломитов пелитоморфная, тонкозернистая, реже микрогранобластовая. Местами наблюдается ступчатая структура, напоминающая образования органогенного, по-видимому, водорослевого происхождения. В качестве примесей

в этих породах присутствуют угловатые и полуокатанные обломки кварца, чешуйки серицита, апатит.

Общая мощность мотской свиты примерно 400 м.

Мотская свита описываемого района относится к алданскому ярусу нижнего кембрия по следующим причинам:

1. Вверх по разрезу свита сменяется карбонатными отложениями, в которых Я. И. Писарчик на р. Урик обнаружила трилобиты *Vilaispis*, характерные для ленского яруса.

2. По составу, мощности и разрезу мотская свита описываемого района хорошо сопоставима с мотской свитой всего южного обрамления Иркутского амфитеатра. Некоторые особенности имеются лишь в основании нижней подсвиты, представленном кварцитовидными песчаниками светлых тонов, которые на площади листа встречаются лишь спорадически, часто сменяясь более грубозернистыми отложениями, вплоть до конгломератов.

3. За пределами района на р. Хидусе Г. Г. Лебедем в отложениях мотской свиты найдены черви *Sabellidites* sp., свидетельствующие о ее нижнекембрийском возрасте. По определению В. В. Тимофеева и З. Х. Ильясовой, мотская свита содержит характерный для алданского яруса комплекс спор, принадлежащий родам: *Lophotriletes*, *Acanthotriletes*, *Hypertrachytriletes*, *Verrulosotriletes*, *Trachytriletes*.

Ленский ярус

Усольская свита (Списис)

Распространена в виде неширокой полосы, протягивающейся в северо-западном направлении от р. Оног до р. Оки. Почти повсеместно она залегает на мотской и лишь в междуречье Тагна — Мохутай отмечается тектонический контакт свиты с археем. Для усольской свиты характерны следующие черты:

1. Насыщенность карбонатных пород терригенным материалом — преобладают глинистые, песчаные известняки и доломиты, мергели.

2. Пестрота окраски пород (зеленовато-серые, темно-серые, желтовато-серые и др.).

3. Наличие характерных брекчиевидных карбонатных пород и оолитовых известняков.

4. Следы засоления и мелководья — знаки ряби, волноприбойные знаки, псевдоморфозы по каменной соли.

Переход усольской свиты в нижнележащую мотскую постепенный. За нижнюю границу усольской свиты принята кровля верхнего пласта красноватых алевролитов и песчаников. Верхняя граница проведена по подошве появляющихся в разрезе коричневатых и темно-серых массивных доломитов, характерных для бельской и булайской свит.

В основании усольской свиты залегают толстоплитчатые слабесланцевые доломитизированные известняки с тонкими прослоями светло-серых мергелей и брекчиевидных карбонатных пород. Для этой пачки характерны псевдоморфозы по каменной соли и следы выщелачивания кристаллов гипса. Мощность пачки 25 м.

Выше в урезе р. Урик обнажаются:

1. Толстоплитчатые зеленовато-серые тонкозернистые глинистые известняки с чешуйками серицита на поверхности напластования 31 м
2. Серые и светло-серые, преимущественно толстоплитчатые доломитизированные известняки с линзовидными и точечными пустотами выщелачивания 3 "
3. Толстоплитчатые желтовато-серые доломитизированные известняки, переслаивающиеся с тонкоплитчатыми зеленовато-серыми тонкозернистыми доломитизированными известняками 14 "
4. Серые мелкозернистые известковистые песчаники с прослоями мощностью 5—15 см тонкоплитчатых розовато-желтых тонкокристаллических известняков 5 "
5. Переслаивающиеся тонкоплитчатые и толстоплитчатые желтовато-серые известняки 7 "
6. Тонкоплитчатые желто-зеленые тонкозернистые доломитизированные известняки 1,5 "
7. Желтовато-серые мелкозернистые известковистые песчаники, чередующиеся с пластами красновато-розовых известковистых песчаников 5 "
8. Переслаивающиеся зеленовато-серые среднезернистые и желтовато-серые тонкозернистые известковистые песчаники 3 "
9. Светло-серые, иногда голубовато-серые пятнистые тонкозернистые доломитизированные известняки и доломиты 6 "
10. Розовато-серые брекчиевидные известняки 2,5 "
11. Темно-серые доломитизированные известняки 3 "
12. Чередующиеся светло-серые доломиты, известняки и брекчиевидные известняки 40 "

Главенствующее место в усольской свите занимают доломитизированные известняки и доломиты.

Доломитизированные известняки обладают массивной, реже слоистой текстурой, разномасштабной и ступчатой структурой. Они состоят из мелкозернистого карбонатного агрегата, в который включены отдельные более крупные (до 0,2 мм) ромбоэдри доломита. Нерастворимый остаток составляет в среднем 5—10% и представлен преимущественно кварцем и глинистым веществом. Из акцессорных минералов известняка иногда встречаются турмалин и сфен. Доломитизированные известняки иногда брекчиевидны и в таких случаях состоят из угловатых обломков доломита, кремня и реже известняка, размер которых колеблется от 0,2 до 5 см. Основная масса этих пород представлена слабо доломитизированным известняком криптокристаллической структуры, в котором встречаются редкие обломки кварца, чешуйки биотита и мусковита. Образование брекчиевидных карбонатных пород в усольской свите большинство исследователей связывают и с незначительными межпластовыми подвижками, и с избирательной доломитизацией пород.

Доломиты обладают ступчатой, местами пелитоморфной структурой и толстослойной текстурой. Состоят из мелкокристаллических зерен доломита (до 0,02 мм), загрязненных гидроокислами железа. Среди криптогенной массы присутствуют более крупные зерна кальцита, слагающие прожилки или выходящие пустоты выщелачивания. Изредка встречаются угловатые обломки кварца и чешуйки серпичита.

Общая мощность усольской свиты 100—150 м.

Бельская и булайская свиты (С₁b₁s + b₁t)

На территории листа N-47-XXX при геологической съемке масштаба 1:200 000 не удалось отделить бельскую свиту от булайской в связи с тем, что наложенные процессы доломитизации и карбонатизации затушеввали границу между свитами. Отложения бельской и булайской свит обнажены в восточной части территории листа, они наиболее широко распространены в бассейне нижнего течения р. Урика.

Нижняя граница бельской свиты условна и проводится по подошве пачки характерных коричневатого-серых и темно-серых массивных известняков и доломитов. За кровлю бельской и булайской свит принята подошва серых известковистых песчаников и мергелей.

Наиболее полный разрез бельской и булайской свит описан по правобережью р. Урика в 2 км выше его устья, где обнажены (снизу):

- | | |
|--|-------|
| 1. Известняки темно-серые, тонкозернистые, массивные | 3 м |
| 2. Доломиты серые, с розоватым оттенком, массивные | 10 " |
| 3. Известняки темно-серые, массивные, сверху слегка брекччевидные, с прослоем (мощностью 2,5 м) темно-серого плитчатого доломита | 12 " |
| 4. Доломиты пепельно-серые и светло-серые, тонкоплитчатые | 3—5 " |
| 5. Известняки полосчатые, массивные, с ребристой поверхностью выветривания | 2,5 " |
| 6. Доломиты светло-серые, тонкополосчатые, с круглыми включениями темно-серого кремня | 6 " |
| Перерыв 15—20 м. | |
| 7. Известняки серые, плитчатые, тонкополосчатые, густонасыщенные прожилками кальцита | 1,5 " |
| 8. Известняки темно-серые, тонкозернистые, массивные | 4 " |
| 9. Доломит темно-серый, с коричневым оттенком, массивный, с тонким прослоем темно-серого тонкоплитчатого известняка | 14 " |
| 10. Доломит коричневатого-серый, местами пятнистый, массивный | 20 " |
| 11. Известняк темно-серый, глинистый, массивный | 5 " |

По р. Большой Белой в 2 км выше с. Инга обнажаются следующие более высокие члены разреза бельской и булайской свит:

Таким образом, в разрезе бельской и булайской свит преобладают известняки и доломиты.

Доломиты описываемых свит отличаются от доломитов усольской свиты в основном лишь массивной текстурой, более темной окраской и меньшей примесью терригенного материала (нерастворимый остаток составляет не более 2% породы). Среди доломитов нередко встречаются пятнистые разновидности, в которых отдельные, часто округлые, участки содержат примесь известкового материала. Я. Я. Яржемский [37] подобные породы относил к вторичным доломитам, возникшим в результате неравномерной доломитизации известняков.

Известняки, как правило, темно-серые, нередко с коричневым и фиолетовым оттенком. Их структура криптокристаллическая, текстура преимущественно массивная. Изредка встречаются более крупные ромбоэдри доломиты. При выветривании известняки образуют характерную комковатую и глыбовую отдельность.

Общая мощность бельской и булайской свит 200 м.

Ангарская свита (С₁an)

Породы ангарской свиты развиты в бассейнах рек Большие Углы, Малые Углы и Большой Жежем. Нижняя граница ангарской свиты проведена по кровле верхней пачки темно-серых массивных известняков и доломитов бельской и булайской свит.

Свита с угловым несогласием перекрывается конгломератово-песчаниковыми отложениями заларинской свиты юры. Характерными чертами ангарской свиты являются: наличие прослоев пород карбонатно-терригенного состава — мергелей, песчаных известняков и известковистых песчаников. Резкие колебания количества нерастворимого остатка (от 1,9 до 92,9%); более светлые тона серой окраски по сравнению с породами бельской и булайской свит; эпигенетическое желваковое и пропластковое окремнение; присутствие водорослевых известняков и брекччевидных пород; наиболее высокое среди всех свит ленского яруса содержание Al₂O₃ (в среднем 2,8%).

Нижние части разреза ангарской свиты описаны в верхней части левого склона долины р. Большой Белой, в 2,5 км ниже устья р. Большие Углы, где снизу вверх наблюдается следующая последовательность напластований:

- | | |
|--|-----|
| 1. Известняки доломитизированные, светло-серые, брекчированные, в верхней части с линзовидными включениями зеленоватого-серых мергелей | 3 м |
| 2. Доломиты светло-серые, тонкоплитчатые | 5 " |
| 3. Известняки серые, слегка коричневатые, сверху пятнистые, доломитизированные | 6 " |
| 4. Доломиты темно-серые, тонкозернистые, массивные | 4 " |

Средние части разреза ангарской свиты обнаружены на водоразделе рек Жежема и Голумети, где в редких коренных обнажениях и элювиальных высыпках встречаются темно-серые мелкозернистые доломиты, водорослевые, преимущественно

светло-серые известняки, желтовато-серые и светло-серые известковистые кварцевые песчаники и мергели. Преобладают в этой части разреза мергели и доломиты. Верх видимого разреза свиты вскрыт канавами по р. Танкасе, где он представлен серовато-желтыми тонкозернистыми доломитизированными известняками мощностью 8 м, перекрытыми с угловым несогласием мелкогалечными конгломератами заларинской свиты. На водоразделе рек Голумети и Большой Белой Г. А. Покатиловым [28] в верхах разреза ангарской свиты отмечаются прослои зеленых аргиллитов и сахаровидных, слегка зеленых кварцевых песчаников, характеризующих переход ленского яруса в верхоленскую свиту верхнего кембрия.

В составе ангарской свиты преобладают доломиты. Доломиты имеют пелитоморфную или мелкокристаллическую структуру. Часто встречаются доломиты с брекчиевидной структурой. В отличие от доломитов бельской и булайской свит текстура описываемых пород в основном слоистая, средне-тонкоплитчатая. Часто видна полосчатость, вызванная последним окремнением. Кроме того, округлые желваки, эпигенетического кремня, как правило, вытянуты вдоль плоскостей напластования. Иногда доломиты содержат примесь кальцита, нередко вторичного, выполняющего прожилки и пустотки. Для доломитов ангарской свиты характерна значительная примесь терригенного материала, в основном глинистого вещества и кварца. В верхней части разреза свиты часто находятся водорослевые известняки, причём водоросли представлены страматолитовыми построениями округлого или эллипсоидального сечения. Большинство их принадлежит к *Collenia*.

Общая мощность ангарской свиты графически определена в 200—250 м.

Принадлежность усольской, бельской и булайской и ангарской свит к ленскому ярусу установлена на основании находки Я. К. Писарчик в известняках бельской и булайской свит по р. Урик в 6 км выше устья трилобита *Vuliaspis*, являющегося руководящей формой для ленского яруса, а также на основании тождества состава и положения в разрезе указанных свит с ленским ярусом всего Присаянья.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Юрская система

Нижний отдел

Заларинская свита (J_{1z1})

Отложения заларинской свиты развиты в северо-восточной части площади листа, в бассейнах рек Худоого Шерагула и Голумети, выполняющая крупную Ново-Метелкинскую впадину.

Разрез заларинской свиты, судя по данным бурения, отличается непостоянством. На водоразделе рек Худоого Шерагула и Худоого Шерагула в основании свиты залегают пачка разногалечных плохо отсортированных конгломератов, лежащих с угловым несогласием на поверхности размыта карбонатных пород ленского яруса. Мощность конгломератов к западу постепенно увеличивается и становится максимальной (26 м) на западном крыле Ново-Метелкинской впадины. К центру впадины пачка конгломератов постепенно выклинивается, сменяясь песчаниками и алевролитами (правобережье р. Каменки и др.). Вверх по стратиграфической вертикали конгломераты сменяются гравелитами переменной мощности — от 1 до 7 м, а гравелиты постепенно переходят в разнородные аркозовые, часто косослоистые песчаники, содержащие прослои алевролитов. Число алевролитовых прослоев и их мощность, достигающая 5 м, постепенно увеличиваются к центру впадины.

На водоразделе рек Голумети и Большой Жежемы заларинская свита полностью представлена седиментационными брекчиями, состоящими из остроугольных обломков кремня, сцементированных глинистым, иногда глинисто-карбонатным материалом. По-видимому, брекчия являются продуктами отложения коры выветривания нижнекембрийских пород; они встречаются преимущественно в поле развития ангарской свиты, для которой характерно интенсивное желваковое окремнение. Мощность заларинской свиты 50—100 м.

Нижний и средний отделы

Черемховская свита (J_{1-2gr})

Эта свита слагает водораздел рек Голумети, Худоого Шерагула и Худоого Шерагула. В нижележащую заларинскую свиту она переходит постепенно. Граница между свитами условно проводится по появлению пластов каменного угля.

Разрез свиты подразделен А. В. Хавчук [32] на четыре горизонта. Первый (нижний) горизонт представлен темно-серыми мелкозернистыми песчаниками с косою однонаправленной слоистостью и прослоями алевролитов того же цвета. Горизонт содержит невыдержанные по простирацию слои и короткие линзы каменного угля мощностью до 5,4 м. К центральной части Ново-Метелкинской впадины мощность горизонта увеличивается от 30 до 107 м.

Нижняя граница второго горизонта проводится по подошве характерных серых среднезернистых песчаников с косою однонаправленной слоистостью. В составе горизонта участвуют также серые мелкозернистые песчаники, алевроитовые песчаники и алевролиты. Горизонт содержит несколько выдержанных по простирацию пластов каменного угля мощностью до 7 м. Мощность второго горизонта 30—65 м.

Третий горизонт выделяется по наличию грубых песчаников и состоит из чередующихся мелкозернистых горизонтально-слоистых песчаников, насыщенных растительным детритом, и грубо-среднезернистых косослоистых песчаников, содержащих стволы обугленных деревьев. Этот горизонт включает до одиннадцати пластов каменного угля мощностью от 0,75 до 5,5 м. Его мощность варьирует от 20 до 100 м. Разрез черемховской свиты завершается переслаивающимися алевролитовыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, слагающими четвертый горизонт. Угленасыщенность этого горизонта незначительна, хотя мощность редких пластов и линз угля достигает 10 м. Мощность горизонта увеличивается от периферии к центру Ново-Метелкинской впадины от 3 до 106 м.

Средний отдел

Присаянская свита (J_{2ps})

Присаянская свита распространена в бассейне р. Каменки и тяготеет к центральной части Ново-Метелкинской впадины. Ее нижняя граница условна и проводится по подошве характерных желтовато-серых песчаников. Нижняя часть разреза свиты сложена желтовато-серыми и серыми среднезернистыми аркозовыми песчаниками, линзами и шурками конгломератов. Песчаники часто содержат обугленные растительные остатки и иногда каолинизированы.

Для верхней части свиты характерны алевроитовые песчаники, углистые сланцы и алевролиты. Среди них встречаются прослой и линзы сажистого угля мощностью 5—7 см.

Мощность присаянской свиты, по данным А. В. Хавчук, достигает 115 м.

Как следует из описания, юрские отложения состоят из конгломератов, брекчий, песчаников, алевролитов и углей¹.

Конгломераты особенно типичны для заларинской свиты. В их гальке преобладают архейские гнейсы, граниты и амфиболиты. Примерно 20—25% галечного материала составляет кварц. Изредка встречаются гальки протерозойских эффузивов (порфиры, кварцевые и фельзитовые порфиры) и нижнекембрийских карбонатных пород. По мере приближения к центральной части впадины окатанность гальки заметно улучшается. Цемент конгломератов песчано-глинистый, иногда слабо известковистый.

Брекчии, обнаруженные лишь в основании заларинской свиты, сложены из остроугольных, реже полуокатанных обломков серого и черного кремня размером от 0,1 до 10 см. Обычно кремни представлены халцедоном, часто с псевдооолитовой

структурой. Цемент брекчий глинистый, каолинизированный, иногда песчано-глинистый.

Песчаники и алевролиты встречаются по всему разрезу юры. В составе обломочной части большинства песчаников отмечен кварц, плагиоклаз, реже мусковит и микролин. В крупно- и среднезернистых разновидностях песчаников нередко встречаются окатанные обломки метаморфических пород и гранитов. Зерна слабо сцементированы, причем цементом служит каолин, халцедон, углисто-глинистое вещество. Н. Н. Винченко установлено, что для пород заларинской свиты характерно повышенное содержание циркона и апатита, для черемховской — турмалина, граната и рудного минерала, для присаянской — эпидота и сфена.

О юрском возрасте заларинской, черемховской и присаянской свит свидетельствует богатый флористический комплекс: *Cladophlebis haiburnensis* Brong., *Raphaelia diamensis* Sew., *Equisetites* cf. *ferganensis* Sew., *Zamites* sp., *Ginkgo digitata* Нг., *Phoenicopsis speciosa* Нг., *Czekanowskia rigida* Нг. и многие др.¹

КАИНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Неогеновая система

Тиссинские базальты плато (ЭН)

Покровы базальтов встречаются в виде небольших изолированных выходов на Бельско-Урицком междуречье. Они слагают выровненные поверхности водоразделов на абсолютной высоте 1500—1900 м. В каждом базальтовом покрове четко выражена вертикальная зональность: в его нижней части базальты мелкозернистые, в верхней — имеют миндалекаменное сложение, а в самом верху они крупнозернистые и близки к туфоловам. Общая мощность базальтовых покровов достигает 200 м.

Структура базальтов — пойкилофитовая и порфиroidная с трахитоидной основной массой. Во вкраплениях находятся плагиоклаз — лабрадор, моноклиновый пироксен, оливин. Основная масса сложена плагиоклазом, пироксеном, вулканическим стеклом и магнетитом. Пустоты выполнены цеолитом и кальцитом. Вторичные процессы привели к образованию иддингита, серпентина, хлорита и цеолитов. На хребте Ерминская Гряда встречаются щелочные разновидности базальтовых лав — анальцитовые базальты, в которых по стекловатому составу, по-видимому нефелинового состава, кристаллизовались квадратные зерна бесцветного анальцита.

Неогеновый возраст базальтов принимается по аналогии с неогеновыми базальтами плато р. Тиссы в центральной части Восточного Саяна (С. В. Обручев, 1940).

¹ Определения В. Д. Принады и Д. Н. Ермолаева.

Четвертичная система

Верхний отдел

Отложения предгорных впадин (Q₃)

В северной части территории листа в бассейнах рек Танкасы и Жежема широко распространены четвертичные отложения, приуроченные к кайнозойской предгорной впадине.

Разрез этих отложений отличается невидержанностью. В районе с. Бомы, по данным бурения, их разрез имеет трехчленное строение. Верхняя часть мощностью 29 м сложена песчано-валунно-галечным материалом, ниже располагаются пески и глины мощностью 32 м с редкими валунами и галькой. Самые нижние члены разреза — глины мощностью 39 м, содержащие в основании и средней части тонкие (до 1,3 м) прослои галечника. По мере удаления от Восточного Саяна разрез четвертичных отложений постепенно меняется. Так, по данным бурения, на р. Хор-Тагне разрез рыхлых отложений имеет двухчленное строение — вверху залегают валунно-галечная толща, мощность которой едва достигает 9 м, ниже — 30-метровая толща серого мелкозернистого полимиктового песка. Общая мощность четвертичных отложений в предгорной впадине 100 м.

Состав гальки и валунов показывает, что основным источником их сноса служила приплатформенная часть Восточного Саяна, сложенная архейскими образованиями.

Верхнеплейстоценовый возраст осадков предгорных впадин определяется на основании находки Л. П. Нечаевым костей *Rhinosceras* в отложениях аналогичной впадины в бассейне р. Мары (лист N-47-IX), а также тем, что их перекрывает аллювий современного отдела. От него четвертичные отложения предгорных впадин отличаются большой мощностью и крупнообломочным составом верхней части разреза.

Возраст нижних членов разреза пока не установлен. Не исключено, что они окажутся более древними. Об этом косвенно свидетельствует сходство их состава с ордынской свитой рек Орды и Мурина (лист N-48-XXVII), возраст которой Н. А. Логачевым и Т. К. Абрамовой датируется как среднеплейстоценовый.

Средний и верхний отделы (Q₂₋₃)

Ледниковые и водно-ледниковые отложения

В западной части листа в верховьях рек Малой Ермы и Замовной обнаружены ледниковые и водно-ледниковые отложения, слагающие продольные моренные гряды и задровые поля. Первые сложены в основном крупноглыбовым материалом; в ледниковых отложениях р. Большой Зимовной встречены

также супеси и суглинки. В бассейне той же реки находятся обширные задровые поля, расположенные, как правило, гипсометрически ниже моренных гряд. Зандры сложены неотсортированным материалом, содержащим наряду с глыбами и щебнем серовато-зеленую глину. В основном ледниковые и водно-ледниковые отложения состоят из обломков местных пород: отложений ермосохиинской свиты на восточном склоне хребта Ермосохин и гранитов — в бассейне р. Большой Зимовной.

Возраст ледниковых и водно-ледниковых отложений определяется по находкам остатков холоднотойкой фауны в верхне-среднеплейстоценовых отложениях Тункинской и других впадин байкальского типа, однообразных с осадками кайнозойских предгорных впадин Иркутского амфитеатра.

Современный отдел (Q₄)

Аллювиальные отложения

Аллювиальные отложения широко распространены по рекам Оке, Большой Белой, Урику, Ерме, Тагне и некоторым их притокам, слагающая русла, поймы и низкие террасы. Состав и характер распределения руслового аллювия меняется в зависимости от геоморфологических особенностей отдельных участков. В области среднегорного и высокогорного рельефа (поле разветвения докембрийских пород) аккумуляция аллювиального материала в основном приурочена к крупным меандрам крупных рек, где русловый аллювий слагает, как правило, мысовые косы, и к перегибам продольного профиля рек. Для этой области характерна плохая сортированность материала при резком преобладании галечно-валунных фракций. В области низкогорного рельефа русловый аллювий становится песчано-илистым и лишь по рекам Большой Белой и Урику к нему приращивается валунный материал, переносимый речным льдом. Состав пойменных отложений зависит от тех же геоморфологических условий. Отложения первой надпойменной террасы отличаются выдержанностью состава. Верхняя их часть образована крупнозернистым, неравномернозернистым желтовато-серым полимиктовым песком мощностью 0,5—0,6 м, нижняя — валунно-песчано-галечным материалом мощностью 0,8—2 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Изверженные породы, слагающие около 20% площади листа N-47-XXX, связаны с архейским, нижнепротерозойским, верхнепротерозойским и палеозойским тектоно-магматическими этапами.

АРХЕЙСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Наиболее древние магматические образования арhea — осадочные породы Бельской интрузии, выделенной А. Л. Додиним [12]. Превращенные в амфиболиты, они не сохранили реликтов

первичных структур, и по этой причине отделить Бельскую интрузию от параамфиболитов шарыжалгайской серии в большинстве случаев невозможно.

Более молодые интрузивные породы архея относятся к китойскому интрузивному комплексу, состоящему из двух фаз.

Китойский интрузивный комплекс

1-я фаза — интрузия биотитовых гранитов и ортогнейсов (γ₁A)

Эти породы распространены только в области развития шарыжалгайской серии, слагаемая в большинстве случаев мелкие согласные тела. В бассейне р. Большого Нарина и по р. Большой Белой биотитовые граниты и ортогнейсы образуют крупные (площадью до 100 км²) дискордантные массивы.

Как правило, эти граниты создают инъекционные ореолы, однако значительно меньшие, чем у аляскитовых гранитов 2-й фазы китойского комплекса. По рекам Малый Нарин, Заполочная, Большая Белая, вблизи устья р. Хусан-Жалги и других среди гранитов обнаружены остатки шарыжалгайской свиты, контуры которых вытянуты согласно гнейсовидности гранитов.

Биотитовые граниты прорываются аляскидовыми гранитами 2-й фазы китойского комплекса (реки Хусан-Жалга, Тагна Белая, Большая Белая и др.), плагиогранитами онотского комплекса (р. Оног), порфировидными гранитами и граносиенитами саянского комплекса (верховья руч. Мойского, левобережье р. Онот) и дайками диабазов нерсинского комплекса (реки Большой Нарин и Малый Нарин, Закалейная и др.).

В составе гранитов 1-й фазы выделены следующие разновидности: биотитовый мелкоочковый ортогнейс, биотитовый гнейсо-гранит, биотитовый плагиогранито-гнейс. Их структура теролепидогранобластовая, бластопорфировидная с лепидогранобластовой основной массой и гипидиоморфнозернистая, переходная в гранобластовую. Состоят граниты и ортогнейсы из плагиоклаза (в среднем 44%), кварца (31%), калиевого полевого шпата (11%) и биотита (10%).

Плагиоклаз определен как олигоклаз (№ 20). Обычна параллельная ориентировка длинных осей зерен плагиоклаза. В очковых ортогнейсах этот минерал образует порфиробластовые выделения размером до 1,5 см. Нередко встречаются антипертитовые вросстки микроклина, мирмекитовые прорастания кварцем.

Кварц повсеместно образует перекристаллизованные гранобластовые линзочки и цепочки. Большинство зерен обладает волнистым угасанием. Биотит в виде пластинок и чешуек зелено-зеленого и буроватого цвета образует вытянутые скопления и полоски, придающие породе гнейсовидно-полосчатую текстуру. Обладает резким плеохроизмом.

Калиевый шпат в большинстве случаев представлен ксеноморфными изометричными зернами. Из акцессорных примесей в гранитах и ортогнейсах встречаются апатит, циркон, ортит, сфен, рудный минерал; в отдельных образцах — рутил, эпидот, титаномегнетит.

Вторичные изменения пород сравнительно слабы. В зонах тектонических разрывов минералы раздроблены, биотит хлоритизирован и эпидотизирован. Высокая степень эпимагматических изменений наблюдается вблизи контактов с гранитами и граносиенитами саянского интрузивного комплекса (Pt₂—Sn).

Жильные разновидности биотитовых гранитов и ортогнейсов редки и встречены лишь по р. Тагне Белой, где обнаружены жилы серых пегматOIDных пород, состоящих из дымчатого кварца, зеленовато-серого плагиоклаза, желтоватого калишпата, чешуек и мелких зерен пирита.

Данные силикатных анализов показывают, что граниты принадлежат ко второму классу четвертой группы, по классификации А. Н. Заварицкого, т. е. к породам, пересыщенным SiO₂, умеренно богатым щелочами.

2-я фаза — интрузия аляскитовых существенно микроклинных гранитов (γ₂A)

Эти граниты слагают многочисленные отдельные тела, выходящие только среди гнейсов шарыжалгайской серии архея. Сложная форма интрузивных тел обусловлена сильнейшей инъекционной способностью гранитов. Инъекции отличаются значительной длиной (до 5 км), исключительной выдержанностью, прямолинейностью и четкостью контактов. Как правило, ориентировка гранитных инъекций совпадает с гнейсовидностью вмещающих пород. Биотитовые граниты 1-ой фазы китойского комплекса пересекаются аляскидовыми гранитами, что хорошо видно по р. Большой Белой в 0,8 км ниже устья р. Хусан-Жалги. В свою очередь, аляскитовые граниты по р. Алагайке и в других местах прорываются плагиогранитами нижнепротерозойского онотского комплекса.

Описываемые породы обладают характерным мясо-красным и розовато-красным цветом. Текстура пород в основном гнейсовидная, очково-сланцевая; структура гранобластовая, бластопорфировая, аллотриоморфная, переходная в гранобластовую. Резко преобладают аляскитовые граниты и лейкократовые гнейсо-граниты. Некоторые разновидности, особенно слагающие мелкие инъекции, относятся к разгнейсованным сиенитам и граносиенитам. Граниты состоят из калиевого полевого шпата (33—60%), плагиоклаза (31—10%), кварца (28—32%). Темноцветные компоненты составляют не более 3,5%, из которых 3% приходится на биотит и лишь доли процента — на роговую обманку.

Калиевый полевой шпат представлен преимущественно микроклинном, образующим изометричные зерна с четким сегчатым угасанием. В поффириовидных или очковых разновидностях этот минерал образует крупные округлые выделения размером до 2 см. Нередко в нем наблюдаются червеобразные вросстки кварца и плагиоклаза. Плагиоклаз, преимущественно олигоклаз, слагает идиоморфные зерна размером 0,05—0,6 мм и часто содержит антипертитовые вросстки калишпата. Кварц образует неправильные, часто растянутые зерна и агрегатные скопления.

В сиенитовых разновидностях отмечены лишь очень редкие округлые выделения этого минерала. Примеси — апатит, циркон, ортит, рутил, лейкоксен.

Степень вторичных изменений очень высока: полевые шпаты сильно серицитизированы и пелитизированы, темноцветные компоненты почти целиком замещены хлоритом. Отчетливы явления катаклаза.

Жильные фацции аляскитовых гранитов представлены пегматитами, состоящими из микроклина (70%), кварца (20—25%) и мелких деформированных чешуек мусковита. Кроме того, встречаются жилы аплитовидного гранита, по составу близкие к пегматитам.

Приведенные данные наряду с приуроченностью гранитов 2-й фазы к выходам архейских пород позволяют сделать вывод об архейском возрасте их внедрения. Этот вывод подтверждается данными, характеризующими возраст пород и других районов Восточного Саяна (лист N-47-XXXVI, N-48-XXXII и др.). Вместе с тем, по наблюдениям А. В. Колесникова, на площади листа N-47-XXXIII граниты близкого состава прорывают породы, относимые к камчадалской свите нижнего протерозоя. Из-за отсутствия точных сопоставлений гранитов, обнаруженных А. В. Колесниковым, с аляскиотовыми гранитами описываемого листа, нижнепротерозойский возраст 2-й фазы китойской интрузии нельзя считать доказанным.

Граниты 2-й фазы китойской интрузии относятся к ряду пересыщенных алюминием. По классификации А. Н. Заварицкого, они могут принадлежать ко второму классу четвертой группы, т. е. к породам, пересыщенным SiO₂, умеренно богатым щелочами.

* НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

Магматическая деятельность нижнего протерозоя началась внедрениями и излияниями основных пород урдо-окинского комплекса, широко развитых за пределами листа. На описываемой площади к нижнепротерозойским основным породам относятся сильно измененные ортоамфиболиты и ангитогитовые ортосланцы, слагающие очень редкие маломощные линзообразные залежи и жилы среди пород камчадалской свиты и свиты

Соснового байца. На геологической карте эти породы не выделены. Более заметно на площади листа проявился следующий этап нижнепротерозойской магматической деятельности — интрузия биотитовых плагиогранитов онотского комплекса.

Онотский интрузивный комплекс

Интрузия серых биотитовых плагиогранитов (Pt)

Эта интрузия представлена на площади листа разрозненными мелкими массивами, обнаруженными на левобережье р. Онот, по р. Тагна и на водоразделе рек Мохутай и Бухулдэй.

Все эти массивы сложены биотитовыми плагиогранитами и плагиогранито-гнейсами серого и светло-серого цвета, с массивной, а в приконтактовых частях с гнейсовидной текстурой.

Структура плагиогранитов гипидиоморфнозернистая, реже гранобластовая, лепидогранобластовая. Основными компонентами являются плагиоклаз (в среднем 61%), кварц (29%), биотит (6%). В количестве не более 3—4% содержится калиевый полевой шпат.

Плагиоклаз определен как альбит — олигоклаз (№ 10—12) и олигоклаз (№ 20). В отдельных зернах видны червеобразные вросстки калишпата, иногда образующего тонкую оторочку вокруг мелких зерен плагиоклаза. Кварц распределен равномерно, в гнейсовидных разновидностях он образует скопления и целочки гранобластовой структуры. Иногда зерна кварца раздроблены и раздвинуты. Мелкие чешуйки биотита равномерно рассеяны.

Вторичные изменения проявились в плагиогранитах сравнительно слабо, затронув преимущественно полевые шпаты, по которым развиваются серицит, пелит и эпидот. В отдельных случаях наблюдается хлоритизация биотита, а также развитие лейкоксена по титаномангниту, образовавшемуся при разрушении биотита. Примеси представлены рутилом, сфеном, апатитом, цирконом. Характерно почти повсеместное присутствие мелких зерен магнетита.

С гранитами онотского комплекса связаны широко распространенные пегматиты и кварцевые жилы. Пегматиты имеют светло-розовый и белый цвет и пегматоидную текстуру. Состоят они из кварца и плагиоклаза, причем последний почти везде замещен мелколучистым альбитом и серицитом. В отличие от архейских пегматитов онотской интрузии содержат крайне незначительное количество калиевого шпата. Степень их насыщения слюдистыми минералами ничтожна. Акцессорные минералы представлены ортитом, апатитом и магнетитом.

Химический состав плагиогранитов определяется следующими данными, полученными в результате силикатных анализов (табл. 1): 1 — измененный плагиогранит (правый берег р. Онот); 2 — биотитовый плагиогранит (устье р. Алзагайки).

Таблица I

Оксиды	1		2	
	Вес. %	Атомное к-во	Вес. %	Атомное к-во
SiO ₂	66,15	1102	71,54	1190
TiO ₂	0,65	009	0,11	001
Al ₂ O ₃	15,13	296	16,58	326
Fe ₂ O ₃	0,56	008	—	—
FeO	3,51	049	1,51	0,21
MnO	0,05	001	0,02	000
MgO	3,93	097	0,30	007
CaO	1,36	025	1,96	036
Na ₂ O	4,61	148	6,05	196
K ₂ O	1,42	030	0,92	020
P ₂ O ₅	0,18	004	0,13	002

Пересчет по А. Н. Заварицкому

Номер образца	s	a	b	c	Q	$\frac{a}{c}$	m ₁	f'	n
1	72	11,5	14,5	1,6	+19,8	7,1	43,4	26,2	83,1
2	78,9	14,3	4,3	2,3	+25,1	6,2	10,6	31,8	90,7

Согласно этим данным, плагиограниты относятся ко второму классу четвертой группы (по А. Н. Заварицкому), отличаясь большим преобладанием щелочных шлатов и будучи существенно натровыми породами.

Нижнепротерозойский возраст плагиогранитов определяется на основании прорывания ими камчадальской свиты и свиты Соснового байца нижнего протерозоя, отсутствием тел плагиогранитов среди более высоких членов стратиграфического разреза, а также на том основании, что плагиограниты в устье р. Алзагайки прорываются граносиенитами саянского комплекса.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ — СИНИЙСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

Ангаульский интрузивный комплекс Интрузия ортоамфиболитов (β₁Pt₂)

Верхнепротерозойский магматический этап начался с внедрения основных пород, относимых к ангаульскому комплексу. На территории листа эти породы представлены ортоамфиболитами, приуроченными к площади развития урикской и большей реченской свит (междуречье рек Большой Белой и Большой Ермы). Они залегают главным образом в виде согласных пла-

товых тел, реже линз и даек. Мощность амфиболитовых тел колеблется от долей метра до 400 м, наиболее крупные тела прослежены по простиранию до 6—7 км. Амфиболиты представляют собой зеленовато-серую и черную массивную или сланцеватую породу, по внешнему виду не отличающую от параамфиболитов, встречающихся в урикской свите. Только под микроскопом выявляется различный характер реликтов их первичных структур. Ортоамфиболитам свойственна гранобластовая, гетерогранобластово-сноповая, нематогранобластовая, местами призматическизернистая, микрогранобластовая, гетерогранобластовая структура. Главные минералы — роговая обманка (70%) и плагиоклаз (30—40%).

Роговая обманка, большая часть которой представлена уралитом, образует удлиненно-призматические табличатые зерна; реже сноповидные скопления. В некоторых ее зернах наблюдаются пойкилитовые вростки кварца. Роговая обманка развигается по пироксену. Совместно с ней встречаются частично замещенные лейкоксеном зерна титаномагнетита, образовавшиеся, по-видимому, при разложении пироксенов. Плагиоклазы в значительной степени перекристаллизованы в тонкозернистый агрегат олигоклаза. В реликтовых, частично оплавленных призматических зернах плагиоклазов, по методу Бекке-Беккера, определен как № 25-40.

В некоторых образцах амфиболитов вместо роговой обманки присутствует 40—50% актинолита, образующего сноповидные агрегаты. Иногда ортоамфиболиты содержат до 10% кварца (кварцевые ортоамфиболиты). Акцессорные минералы — апатит и сфен. Плагиоклазы интенсивно серицитизированы, муковитизированы и эпидотизированы, а роговая обманка местами замещена хлоритом, биотитом, карбонатом и клиноцоизитом. Под воздействием гранитов саянского комплекса амфиболиты испытали частичное окварцевание.

Контактовое влияние ортоамфиболитов проявилось в амфиболитизации филлитовидных сланцев на расстоянии до 50 м от контакта (руч. Захребетный, р. Малая Ерма), а также в повышении содержания TiO₂ (до 3,75%) во вмещающих породах большепротерозойской свиты.

Возраст амфиболитов определяется в зависимости от их залегания в урикской и большепротерозойской свите верхнего протерозоя и прорывания их гранитоидами саянского комплекса (обнажения по рекам Улунтэй, Большой Ерме и в других местах).

Саянский интрузивный комплекс

1-я фаза — интрузия биотитово-роговообманковых гранитов и гранодиоритов (γ₁Pt₂—Sn)

Гранитоиды 1-й фазы саянского комплекса широко распространены в бассейне р. Большой Белой, слагаая массивы площадью до 70 км². Большинство этих массивов расположено на

площади развития пород протерозоя; один массив находится в поле развития архея. Как правило, гранитные массивы приурочены к ослабленным зонам, тяготеющим к разломам. Отдельные плутоны (например, в бассейне Большой Зимовной) связаны с ядрами крупных антиклинальных складок. Выходы гранитов среди пород большебереченской свиты, по-видимому, являются апикальными частями крупной багальта. Для этих массивов характерно большое количество ксенолитов кровли и шпировых выделений.

Почти повсюду гранитоиды образуют с вмещающими породами секущие контакты, причем угол падения последних непостоянен и меняется от 30 до 80°. Экзоконтактные изменения, вызванные внедрением гранитоидов, создали роговиковые оторочки, ширина которых обычно не превышает 0,1—0,4 км и лишь при пологом контакте (южный контакт Большезимовинского плутона) до 1—1,5 км. В зоне контактовых воздействий андалузит вмещающих пород замещен мусковитом, местами повышается количество и размеры биотита в сланцах большебереченской свиты; в филлитовидных сланцах урикской свиты хлорит и серицит частично замещены биотитом.

Гранитоиды 1-й фазы саянского комплекса дифференцированы сравнительно слабо. Среди них выделяются: биотитово-роговообманковые диориты, биотитовые граниты и биотитово-роговообманковые гранодиориты.

Биотитово-роговообманковые диориты встречаются в основном в Большезимовинском плутоне в виде мелких ксенолитов среди биотитовых гранитов. Условия их залегания, а также проявление диоритов гранодиоритами и гранитами (наблюдения по р. Большой Зимовной в 5 км выше устья) приводят к выводу, что диориты образовались несколько ранее прочих дифференциатов интрузии. По внешнему облику — это среднезернистые массивные породы темно-серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком. Структура гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфная. Диориты сложены изометрическими таблицами плагиоклаза (58—60%), чешуйками биотита (13—10%), роговой обманки (12—15%), зернами калиевого полевого шпата (4%) и кварца (не более 1%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфенем, реже ортитом и рудным минералом. Процессы замещения проявились в серицитизации и эпитотизации плагиоклазов, хлоритизации биотита. Местами (р. Большая Ерма) наблюдалась карбонатизация диоритов.

Биотитовые граниты — наиболее распространённые породы среди гранитоидов первой фазы. Это серые, зеленатоватые среднезернистые породы с массивной текстурой. В эндоконтактах они приобретают мелкозернистое, иногда порфиоровидное строение и гнейсовидную текстуру. Структура гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, изредка протокластическая. Состав гранитов довольно разнообразен. В среднем 50%

объема породы приходится на долю идиоморфных зерен плагиоклаза (олигоклаз № 20—27), нередко зонального строения; 25—27% составляет кварц и в равномерно рассеянных ксеноморфных зернах, и в перекристаллизованных скоплениях гранобластовой структуры. Калиевый полевой шпат (в среднем 10%) выполяет промежуток между кварцем и плагиоклазом, а также образует антиперитовые вроски в плагиоклазе. Темноцветные компоненты представлены биотитом (10% породы) и роговой обманкой (2%). Из минералов-примесей присутствуют апатит, циркон, сфен, реже ортит, рутил, титаномagnetит, турмалин, гранат и пирит. Довольно отчетливо видны следы вторичных процессов: плагиоклаз во многих случаях серицитизирован, мусковитизирован и эпитотизирован; обычна хлоритизация биотита.

В пологих контактах интрузивных массивов с вмещающими породами, а также в зонах, насыщенных остатками кровли (Большезимовинский плутон), граниты постепенно, за счет ассимиляции вмещающих пород, переходят в гранодиориты. Этот переход четко наблюдался на водоразделе рек Малой Зимовной и Большой Зимовной. Он выражается в постепенном уменьшении содержания кварца (до 15—20%) и калиевого полевого шпата (до 5%), увеличении биотита и роговой обманки (до 15%) и изменении плагиоклазов от олигоклаза до олигоклаза — андесина.

Химический состав гранитов и гранодиоритов 1-й фазы саянского комплекса характеризуется данными, приведенными в табл. 2.

Как видно из результатов анализов, в гнейсах и гранодиоритах светлая часть резко преобладает над цветной ($\frac{a+c+Q}{b}$ составляет 81—89%). При этом содержание алюминия (Al³⁺) в цветной части доходит до 68%. Железо резко преобладает над магнием ($f' : m' = 36,3 - 66,4 : 13,6 - 31,8$), это служит признаком низкотемпературного образования гранитов. Величина Q положительна и достигает 32,8. Светлая часть пород характеризуется резким преобладанием нагровых полевых шпатов над калиевыми. По классификации А. Н. Заварицкого, описываемые граниты и гранодиориты относятся ко второму классу.

2-я фаза — интрузия порфиоровидных гранитов, гранодиоритов, двуслюдяных гранитов, граносиенитов и сиенитов

Интрузии второй фазы саянского комплекса широко распространены среди более древних докембрийских пород. Наиболее крупные их массивы обнаружены по р. Ерма и на хребте Ермаинская Гряды, в бассейне р. Большой Зимовной и в других местах. Подавляющее большинство массивов тяготеет к зонам крупных разломов. Форма массивов обычно изометричная,

Таблица 2

Оксиды	1		2		3		4	
	Вес. %	Атомное к-во	Вес. %	Атомное к-во	Вес. %	Атомное к-во	Вес. %	Атомное к-во
SiO ₂	65,53	1091	68,10	11,34	67,18	1119	65,7	1094
TiO ₂	0,58	008	0,63	008	0,58	008	0,72	090
Al ₂ O ₃	15,35	302	15,38	310	15,80	310	11,87	234
Fe ₂ O ₃	0,16	002	0,31	004	0,16	002	5,64	070
FeO	4,33	060	4,54	063	5,42	075	1,72	024
MnO	0,05	001	0,02	—	0,04	—	—	—
MgO	2,64	065	1,26	032	1,57	040	2,05	038
CaO	2,58	046	2,58	046	2,13	038	5,72	184
Na ₂ O	4,27	138	4,28	138	4,65	152	3,10	066
K ₂ O	2,86	062	1,94	40	1,48	032	1,81	181
P ₂ O ₅	0,20	002	—	—	0,23	002	—	—

Пересчет по А. Н. Заварицкому

Номер образца	s	a	b	$\frac{c}{c'}$	c	Q	$\frac{a}{c}$	a'	m'	f'	c'	n	k
1	73,93	13,5	9,28	—	3,09	+18	4,5	7,2	47,1	45,6	—	69	31
2	76,40	11,9	8,76	—	3,08	+25,78	3,8	24,4	24,4	51,1	—	77,5	22,5
3	74,38	12,14	11,02	—	2,50	+21,94	4,8	29,9	23,3	44,8	—	82,6	17,6
4	74,24	14,55	10,63	0,99	—	+18	14,55	—	27,9	56,6	23,6	71,9	28,1

1. Порфировидный гранодиорит (р. Большая Белая).
2. Биотитовый разгнеисованный гранит (водораздел рек Большой Белой и Малой Зимовной).
3. Биотитовый гранит (правый борт р. Большой Белой в 1,5 км ниже устья р. Сайхан-Жалга).
4. Биотитовый гранит (правый борт долины р. Большой Зимовной у устья р. Улясата).

иногда вытянутая в северо-западном направлении, контакты с вмещающими породами повсеместно секущие, обычно крупные. От пород фазы саянского комплекса эти гранитоиды отличаются меньшим содержанием плагиоклазов (34—27%) и темновцов (2,5—7%), а также большим содержанием калиевого полевого шпата (до 32—44%). Кроме того, для гранитоидов 2-й фазы характерна значительная дифференциация. Среди них выделяются порфировидные биотитовые граниты, гранодиориты и диориты, двуслюдяные турмалинизированные граниты, граносиениты и сиениты.

Порфировидные граниты, гранодиориты и диориты (γ_2 - γ_6 Pt₂-Sn) слагают крупный (до 55 км²) плутон на водоразделе рек Бортины 2-я и Хаптагай-Шулуута, а также разрозненные массивы на водоразделе рек Малой Зимовной и Боль-

шой Зимовной. Принадлежность этих пород ко 2-й фазе саянского комплекса доказывается тем, что они прорывают биотитовые граниты 1-й фазы (наблюдения по рекам Улясате и Малой Зимовной). Внешне — это серые, иногда розовато-серые породы с массивной, очень редко пнейсовидной текстурой. Преобладает порфировидная структура с гипидиоморфнозернистой основной массой. В порфировидных гранитах бассейна р. Большой Зимовной встречаются участки с протокластической структурой. Состав гранитов: калиевый полевой шпат (в среднем 32%), плагиоклаз (32%), кварц (27%), биотит (7%). Калиевый полевой шпат, в основном микроклин, слагает фенокристы с чешки гранями и таблитчато-призматической формой. Размеры его выделений изменяются от 1 до 8 см, причем в крупных фенокристах обильны вростки плагиоклаза и кварца. В некоторых разновидностях микроклин слагает и основную массу породы, а иногда (р. Большая Зимовная) выделяется в виде друзовых образований по стенкам камер и трещин, создавая миаролитовую структуру.

Плагиоклаз встречается как в основной массе в виде идио-морфных таблечек размером 0,1—0,8 мм, так и в порфировых выделениях, иногда зональных. Подавляющая часть относится к олигоклазу (№ 15—28). Кварц в порфировидных гранитах, особенно в протокластических, полностью перекристаллизован, собран в линзочки и скопления неправильной формы. Он часто образует мирмекистовые вростки в фенокристы плагиоклаза и микроклина. Акцессорные минералы — апатит, циркон, ортит, сфен, пиланомангнетит.

Порфировидные граниты постепенно переходят через гранодиориты в порфировидные диориты, в основном тяготеющие к апикальным частям плутонов. При сохранении структур, характерных для порфировидных гранитов, диориты отличаются незначительным содержанием кварца (3%), калиевого полевого шпата (4%), увеличением роли биотита (до 25%) и плагиоклаза (до 60%). Основность плагиоклаза повышается до андесина.

Двуслюдяные турмалинизированные граниты (γ_2 Pt₂—Sn). Среди гранитоидов 2-й фазы саянского комплекса выделяются своеобразные розовато-серые и розовые двуслюдяные и лейкократовые граниты, слагающие на р. Хэртэ-Жалга массив площадью до 11 км², а также небольшие штоки и дайки в других пунктах. Химически и петрографически эти граниты близки к описанным. По р. Большой Зимовной у устья р. Улясата дайка двуслюдяных гранитов прорывает биотитовые граниты 1-й фазы саянского комплекса.

Двуслюдяные граниты обладают массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой, аллотриоморфнозернистой, иногда порфировидной структурой. Составят они преимущественно из микроклина (в среднем 35%), плагиоклаза, представленного

альбит-олигоклазом (30%), кварца (30%), мусковита (1,5%) и биота (0,5%).

Для этих пород очень характерна примесь турмалина, содержание которого в отдельных разновидностях достигает 5%.

Аксессорные минералы — апатит, циркон, ортит и сфен. **Граносиениты и сиениты** (${}^{128}\text{Pb}_2\text{—Sn}$). В поле развития архейских пород на горе Трехэтажной, по рекам Нарину, Гиргинтуй и в других местах встречаются небольшие массивы граносиенитов и сиенитов, также принадлежащих ко 2-й фазе саянского комплекса. Эти породы в виде штоков прорывают архейские и нижнепротерозойские граниты, а по р. Гиргинтуй перекрываются красноцветами могской свиты. Граносиениты и сиениты обладают характерным розоватым оттенком и массивной текстурой, в эндоконтактных зонах постепенно сменяющейся тонкой полосчатостью. Структура их пидиморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, иногда порфировидная — катакластическая, аплитовая. Главные породобразующие минералы — микроклин (40—50%), олигоклаз (27—30%), кварц (26—20%), биотит (1,7—2,5%) и роговая обманка (0,8—1,5%). Минералы примеси представлены магнетитом, гематитом, апатитом, цирконом, реже сфеном и ортитом. Наблюдается слабая пелитизация и серицитизация плагиоклазов и изредка замещение темных компонентов хлоритом, лейкоксоном, карбонатом.

К жильным производным гранитоидов саянского комплекса относятся аплиты, пегматиты и кварцевые жилы. Аплиты располагаются, как правило, внутри гранитных массивов и очень редко выходят за их пределы. Мощность жил колеблется от 5 см до 2 м. Контакты с вмещающими породами обычно четкие и резкие. Структура аплитов порфировидная, с аллотриоморфнозернистой основной массой. Они сложены плагиоклазом (40—45%), калиевым полевым шпатом (20—25%) и кварцем (30%). Иногда отмечаются одиночные зерна лейкоксона, сфена и рудного минерала. Полевые шпаты частично серицитизированы и эпидотизированы.

Пегматиты распространены шире других жильных производных. Они преимущественно приурочены к полям развития большебереченской и урикской свит и располагаются как в материнских гранитах, так и во вмещающих их породах, образуя дайки, жилы, линзы и тела неправильной формы. Преобладают дайки и жилы, мощность которых изменяется от нескольких сантиметров до 50 м. Протяженность пегматитовых тел нередко измеряется сотнями метров.

По классификации К. А. Власова, большая часть пегматитов саянского комплекса может быть отнесена ко второму типу. Среди пегматитов выделяются сингенетические (широкие) и эпигенетические разновидности. Первые располагаются в массивах материнских гранитоидов и образуют тела округлой или линзовидной формы, их контакты с вмещающими гранитоидами

нечеткие, нередко наблюдаются постепенные переходы. Эпигенетические пегматиты отличаются четкими прямолинейными контактами и интенсивным проявлением процессов замещения. Анализ состава и структур пегматитовых тел показывает, что эпигенетические пегматиты представляют собой многофазные образования. По данным С. П. Плешанова [6] и А. С. Назаровой [21], можно выделить следующие структуры, соответствующие четырем последовательным фазам пегматитообразования: 1 фаза — структуры первичной кристаллизации (аплитовидная, гилпидиоморфнозернистая, пегматоидная); 2 фаза — структуры кварц-мусковитового замещающего комплекса; 3 фаза — структуры альбитового замещающего комплекса; 4 фаза — структуры грейзенового замещающего комплекса.

Пегматиты 1-й фазы характеризуются ясно выраженной первичной зональностью. В приконтактных частях, как правило, видна маломощная аплитовидная оторочка, состоящая из кварца, микроклина и кислого турмалина, апатита и мусковита. К центру пегматитового тела эта оторочка сменяется пегматитом того же состава, гилпидиоморфнозернистой структуры. Ближе к центру она сменяется пегматитом пегматоидной структуры. В некоторых случаях осевая часть пегматитового тела сложена кварцевым ядром. Наложение новых фаз пегматитообразования, вызвавших процессы замещения, привело к тому, что в ряде пегматитовых жил зональность сохраняется лишь в виде реликтовых образований. Кварц-мусковитовый замещающий комплекс наблюдался в пегматитах по р. Большой Белой, Сангылык-Жалге, Тагне Белой и в других местах, будучи в основном приуроченным к приконтактным частям жил, а также к трещинам в пегматитовом теле. Этот комплекс сложен мелкозернистым агрегатом кварца и идиоморфными по отношению к нему чешуями мусковита, обычно развивающимися по микроклину. Кроме этих минералов, встречаются колумбит, берилл, пурпурит, апатит и турмалин. Структура переработанных пород зернисто-пластинчатая.

Альбитовый замещающий комплекс особенно четко выражен в пегматитах руч. Мякульского и р. Хэртэ-Жалги. Для него характерны сахаровидная и призматически-зернистая структуры. Минералогический состав относительно постоянен и представлен пластинками альбита размером от 0,02 до 2—3 мм и подчиненным количеством кварца. Кроме того, встречаются: шерл, кристаллы которого иногда достигают 20 см в длину, касситерит, слодоумен, танталит-колумбит, реже берилл, апатит, монацит.

Грейзеновый замещающий комплекс распределен в пегматитах неравномерно в виде гнезд, линз и полос, чаще всего приуроченных к висячему боку. Этот комплекс состоит из мелкозернистого бесцветного или белого кварца и ячеистых чешуек

желтовато-зеленого мусковита размером от 0,1 до 2 см. Наряду с указанными минералами в качестве примесей встречаются турмалин, касситерит, апатит. Грейзеновый комплекс обычно замещает альбит и микроклин.

Кварцевые жилы, связанные с саянским интрузивным комплексом, широко распространены среди поля развития докембрийских пород. Обычно они сложены средне- и крупнозернистым кварцем серого, светло-серого и молочно-белого цвета. Изредка кварцевые жилы содержат пирит, халькопирит и арсенинит. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до 5—6 м, протяженность — от первых метров до первых десятков метров.

Химический состав гранитоидов 2-й фазы саянского комплекса иллюстрируется данными, приведенными в табл. 3.

Таблица 3

Окислы	1		2		3		4		5	
	Вес. %	Атомн. к-во	Вес. %	Атомн. к-во	Вес. %	Атомн. к-во	Вес. %	Атомн. к-во	Вес. %	Атомн. к-во
SiO ₂	66,11	1101	67,44	1139	1122	1215	66,45	1107		
TiO ₂	0,68	009	0,60	008	008	023	1,17	015		
Al ₂ O ₃	15,67	308	14,96	280	294	13,47	12,79	250		
Fe ₂ O ₃	0,80	010	0,63	008	008	031	1,51	080		
FeO	3,59	050	3,30	046	050	035	5,31	074		
MnO	0,05	001	0,04	000	001	004	0,10	001		
MgO	1,18	030	0,63	015	1,17	030	0,44	010		
CaO	2,51	045	1,52	027	2,39	043	0,85	016		
Na ₂ O	3,51	112	2,78	090	3,33	106	2,55	084		
K ₂ O	4,67	100	5,65	122	4,21	090	5,09	108		
P ₂ O ₅	0,38	006	0,38	006	006	016	0,46	008		

Пересчет по А. Н. Заварицкому

Номер образца	s	a	b	c	Q	a/c	m'	f'	n	
										1
2	78	14,4	15	1,8	17,8	8	18	6,5	42,2	42,2
3	76,8	12,7	6,8	2,9	26,1	4,3	29,7	58,4	54	54
4	80,3	12,6	5,8	1,0	34,7	12,6	11,2	43,8	43,7	43,7
5	77,3	11,3	8,4	2,9	29,2	3,8	18,0	76,2	42,7	42,7

1. Гигантопорфировый роговообманково-биотитовый гранит (р. Мойсото, в 1 км выше устья).
2. Мелкозернистый биотитовый порфировидный гранит (левый борт долины р. Ёрмы, в 2 км ниже устья р. Дархита).
3. Гигантопорфировидный биотитовый гранит (правый борт долины р. Закалейной, в 4 км выше устья).
4. Крупнозернистый гигантопорфировидный биотитовый гранит (правый борт долины р. Урик, против устья р. Дэле-Гайногор).
5. Крупнозернистый биотитово-роговообманковый граносениит (устье р. Гиринтуй).

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

Нерсинский интрузивный комплекс (дбСтп₁)

На площади листа N-47-XXX основные породы нерсинского комплекса слагают многочисленные дайки среди докембрийских образований. Мощность даек колеблется от 0,5 до 50 м, протяженность от десятков метров до 8 км. Простирается (северо-западное, реже северо-восточное) тесно связано с основной системой тектонической трещиноватости. В совокупности дайки нерсинского комплекса образуют крупное, выделенное П. В. Осокиным [29], дайковое поле, протягивающееся от р. Туманшета до р. Онога. Кроме даек, породы нерсинского комплекса слагают штоки площадью до 2—3 км² близ устья р. Сорга и на горе Тагнинский Харикён.

Среди пород нерсинского комплекса на площади листа выделяются кварцевые диабазы, оливковые диабазы, диабазовые порфириты, кварцевые габбро-диабазы, габбро-пироксениты. Все эти разновидности связаны постепенными переходами. Текстура пород массивная, иногда миндалекаменная, структура — диабазовая, офитовая, иногда миндалекаменная, микропегматитовая. Главные породообразующие минералы — плагиоклаз (30—60%), пироксен (20—40%), иногда оливин. Плагиоклаз, образующий длиннопризматические идиоморфные зерна величиной до 0,7—1 мм, определен по методу Беккера как лабрадор и андезин—лабрадор (№ 45—65). Зерна плагиоклаза частично замещены сосоритом и реже серицитом. Пироксен, представленный преимущественно авигтом, образует изометричные зерна размером 0,3—0,7 мм, выполняющие промежутки между кристаллами плагиоклаза. Часто зерна пироксена замещены хлоритом, уралитом и тремолитом. Оливин встречается лишь в некоторых разновидностях, образуя крупные зерна до 0,3 мм в поперечнике, местами полностью замещен илдингситом. По трещинкам в зернах оливина развиты серпентин и гидроокислы железа. Второстепенное значение в составе диабазов имеют зерна кварца, иногда в микропегматитовом прорастании с плагиоклазом, лучистые агрегаты преинита, а также неправильные зерна титаномангнетита. В виде незначительной примеси присутствует апатит.

Химический состав диабазов характеризуется следующими данными (табл. 4):

Таблица 4

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O
1	50,32	0,13	19,48	1,22	8,56	5,89	11,03	0,07	1,26	0,58
2	52,86	0,17	15,63	1,22	6,35	7,83	11,41	0,02	2,74	0,5

1. Мелкозернистый диабаз (р. Малый Нарин, в 3 км выше устья).
2. Среднезернистый кварцевый диабаз (верховья р. Средний Елахой).

Экзоконтактовые изменения даек нерсинского комплекса заключаются в уплотнении и обжиге вмещающих пород в зонах шириной не более 1,5—2 м. Контакты с вмещающими породами — прямолinéйные, резкие. В зонах эндоконтактов, по мере приближения к контакту, диабазы мелкозернистой структуры постепенно переходят в афанитовые диабазы и диабазовые порфириты. Нижнекембрийский возраст диабазов определяется прорыванием ими верхнепротерозойских пород и отсутствием эруптивных контактов с отложениями мотской свиты. На территории листов N-47-IX, N-47-VIII диабазы нерсинского комплекса прорывают породы карагасской свиты (Sn—Сm₁).

ТЕКТОНИКА

Территория листа N-47-XXX расположена в окраинной зоне каледонской Сибирской платформы, в пределах которой частично обнажен докембрийский фундамент. Тектонические движения, протекавшие с различной интенсивностью в период от архея до кайнозоя, привели к созданию пяти структурных ярусов: архейского нижнепротерозойского, верхнепротерозойского, нижнекембрийского и мезо-кайнозойского.

АРХЕЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Архейские образования слагают две структурные зоны: Иркутско-Зиминский антиклинорий и Хулгарэ-Жалгинскую синклинали.

Иркутско-Зиминский антиклинорий представляет собой вытянутую в северо-западном направлении полосу, ограниченную на площади листа с северо-востока отложениями нижнего кембрия, с юго-запада — верхнепротерозойскими образованиями. Ядро антиклинория сложено породами шарыжалгайской серии архея, прорванными многочисленными разновозрастными интрузиями. Крылья антиклинория почти по всей территории листа срезаны разломами и обнаруживаются в основном за пределами района, на водоразделе рек Китой и Китой-Кина (лист N-48-XXI), в бассейне р. Зины (лист N-47-XXIII) и в других местах. В описываемом районе сохранились лишь обрывки северо-восточного крыла, представленные на р. Оюте породами камчадальской свиты и свиты Соснового байца нижнего протерозоя.

Внутренняя структура антиклинория представляет собой систему сложно построенных крупных линейных складок. Одна из наиболее крупных антиклинальных складок — Тагинская, простирающаяся на северо-запад на расстоянии около 40 км от района горы Балда до р. Мохутай.

Форма складки асимметричная, более крутое (до 70°) — северо-восточное крыло. Ядро сложено гнейсами ерминской свиты. Простираение оси плавно меняется от 330° на юго-востоке до 350° на северо-западе. В плане структура имеет четковидное очертание, связанное с сужением в районе устья р. Тагны Белой, где слои падают почти вертикально. У горы Тагинский Харикён наблюдается сложное периклинальное замыкание антиклиналя.

К юго-востоку, в районе горы Золотой отчетливо выражена еще одна антиклинальная складка длиной около 20 км, шириной до 5 км, ядро которой сложено породами ерминской свиты. Антиклиналь горы Золотой также асимметрична, с более крутым (углы падения до 60°) северо-восточным крылом. У горы Угугуй отмечено острое периклинальное замыкание складки с крутым (до 40°) погружением шарнира. К юго-западу в бассейне р. Нарин закартирована еще одна антиклиналь подобного типа.

Синклиналиные складки Иркутско-Зиминского антиклинория отличаются крутым, нередко запрокинутым на северо-восток падением крыльев и плавными изгибами простираений осей. Ядра большинства антиклинальных складок прорваны границами китойского интрузивного комплекса (γ₁A, γ₂A). При этом элементы залегания гнейсовидности в гранито-гнейсах и вмещающих породах, как правило, совпадают. Мелкие интрузивы и жильные тела китойского комплекса часто участвуют в мелкой складчатости гнейсов шарыжалгайской серии.

Хулгарэ-Жалгинская синклинали расположена в крайней юго-западной части, отделяясь с северо-востока разломом от полюсы протерозойских образований. Это складка сложена породами слюдянской серии (A₂S₁). Ось синклинали протягивается по правобережью р. Сап-Жалги. Синклинали асимметрична: падение юго-восточного крыла достигает 80°, юго-западного — колеблется от 40 до 60°; простираение оси 310—350°. Дополнительные осложнения вносят складки более высоких порядков. К востоку, в бассейне р. Ермосхи расположена параллельная крупная антиклинальная складка, слегка запрокинутая на северо-восток и срезанная разломом.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Породы нижнего протерозоя (Камчадальская свита и свита Соснового байца) слагают юго-восточное крыло Иркутско-Зиминского антиклинория. Для них характерно общее крутое падение по азимуту 70—80°, осложненное многочисленными складками, среди которых наиболее крупной является антиклинальная структура горы Фатуй. Антиклиналь слегка запрокинута на юго-восток и осложнена мелкими тектоническими под-

вижками. Простирание ее оси испытывает ряд плавных поворотов, повторяющих простирание архейских пород. Несмотря на близость простирания, характер нижепротерозойских структур отличен от архейских более сложным, причудливым рисунком мелкой складчатости.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Отложения верхнего протерозоя выполняют крупный грабен, протягивающийся от р. Урик на юго-востоке до р. Ии на северо-западе, который некоторыми исследователями принимается за грабен-синклиналь. В пределах территории листа N-47-XXX внутри грабена выделяются: Большезимовнинская антиклиналь, Ерминская и Ермосохинская синклинали.

Большезимовнинская антиклиналь простирается в северо-северо-западном направлении на 50 км от р. Тагны Черной до р. Ермы. Ядро структуры сложено сланцами большереченской свиты, крылья — филлитами урикской свиты. Юго-западное крыло срезано разломом и появляется на поверхности лишь на водоразделе рек Сорте и Малой Зимовой. Ядро прорвано гранитоидами саянского комплекса (P₂-Sn), представляющими собой выходы на поверхность единого крупного батолита. В ряде случаев вмещающие породы огибают массивы гранитоидов, создавая впечатлительные куполов. Описываемая структура обладает очень сложным строением. Более пологое — юго-западное крыло (углы падения от 40 до 60°), крутизна северо-восточного крыла достигает 80°. В районе устья р. Малой Зимовой северо-восточное крыло запрокинута на юго-запад под углом 60—80°, что подтверждено положением поверхностей размыва и соотношением слоистости и сланцеватости. По правобережью р. Тагны Черной намечается крутое периклинальное замыкание слоев. Ядро Большезимовнинской антиклинали осложнено крупными мелкими складками с амплитудой 50—300 м, а его северо-восточное крыло смято в систему сильно сжатых изоклинальных складок.

Ерминская синклиналь, сложенная породами урикской свиты, расположена к востоку от Большезимовнинской антиклинали, в бассейнах рек Средней Ермы и Малой Ермы. Простирание оси субмеридиональное на юге и северо-северо-западное на севере. По р. Большой Ерме наблюдается постепенное воздымание шарнира складки, сменяющееся в районе р. Дэдэ-Борто плавным погружением на юг. Северная часть складки срезана разломами. Южное центриклинальное замыкание обнаружено И. Н. Тимофеевым южнее площади листа, в устье р. Зэгэн-Гола. Ерминская синклиналь также асимметрична: северное крыло крутое с преобладающим падением 60—70°, южное крыло наклонено в среднем под углом 50—60°. Крылья ослож-

нены мелкой складчатостью преимущественно изоклинального типа. Южное крыло перекрыто породами ермосохинской свиты, слагающими ермосохинскую синклиналь.

Ермосохинская синклиналь имеет длину 20 км, ширину 4—5 км. Ее крылья частично срезаны разломами. Простирание оси субмеридиональное (350—355°). Падение крыльев крутое (западное крыло 60—70°, восточное 80—85°). Внутренняя часть осложнена системой узких линейных антиклинальных складок. Крылья их очень крутые (70—80°), погружения шарниров резкие, местами флексуобразные. Простирание осей совпадает с основным простиранием синклинали. По руч. Захребетному и р. Большой Ерме намечаются периклинальные завершения синклинали, срезанные разломами.

НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Следы тектонических движений нижнего кембрия выявлены наиболее отчетливо в полосе развития пород алданского и лентского ярусов. Основной чертой строения этой площади является пологое (10—15°) моноклинальное погружение нижекембрийских пород на северо-восток при унаследованном от протерозойской складчатости северо-западном простирании. Моноклинальное залегание местами осложнено мелкой прерывистой складчатостью. Так, по правобережью р. Елахой в породах мотской свиты отмечена широкая по простиранию быстро затухающая синклинальная складка северо-западного простирания, юго-западное крыло которой наклонено под углом 10°, северо-восточное — под углом 15°. Подобного типа антиклинальные складки с амплитудой 50—60 м наблюдались по р. Бадарь, у с. Инга и в других местах. Нередки столбовые изгибы (гора Серая, падь Угловая и др.) моноклинального залегания.

Контакт нижекембрийских пород с архейскими в северной половине листа тектонический. От руч. Золотой Ключ до восточной границы территории листа красноцветные осадки мотской свиты лежат на архейском фундаменте с угловым несогласием, имея кору выветривания в подошве. Судя по сохранившемуся от размыва выходу пород мотской свиты в вершине руч. Малой Бурохты, отложения нижнего кембрия распространялись в докембрийскую складчатую зону Восточного Саяна значительно дальше их современной западной границы.

Характер мощностей и фаций нижекембрийских толщ, а также им присущие структуры свидетельствуют о том, что с мотского времени началось платформенное развитие района.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Мезо-кайнозойские отложения распространены в северо-восточной части территории листа, в бассейнах рек Голумети, Шерагула, Каменки и Хор-Тагны. Основными структурными

формами этого поля являются Хор-Тагнинский вал, Ново-Мелкинская и Бомская впадины.

Хор-Тагнинский вал проходит от с. Хор-Тагна до верхнего течения р. Голуметь. Ширина вала 6—8 км, простирается северо-северо-западное. Ядро сложено карбонатными породами ленинского яруса, обнажающимися по правобережью р. Худого Шерагула. К югу от пос. Черемшанка нижнекембрийские отложения перекрывают породами заларинской свиты (J₂l), появляясь лишь в виде изолированного останца в бассейне левых верхних притоков р. Голумети. Валообразный изгиб отчетливо проявляется как в нижнекембрийских, так и в юрских отложениях.

По данным А. В. Хавчук [32], вал имеет асимметричное строение. Крутизна северо-восточного склона доходит до 25°; на отдельных участках (левобережье р. Худой Шерагул) он приближается к флексуре. Крутизна юго-западного склона всего 4—5°. В своде вала залегание слоев заларинской свиты почти горизонтальное, мощность уменьшается до 10—15 м, хотя во впадине, расположенной к востоку от вала, она достигает 70 м. В районе пос. Черемшанка шарнир вала испытывает погружение, вызванное этим появлением более высоких горизонтов юры—черемховской свиты.

К югу Хор-Тагнинский вал переходит в крупный флексуриобразный перегиб, проходящий по левобережью верхнего течения р. Голумети до р. Средняя Мольта. Он хорошо фиксируется по резкому переходу от почти горизонтального залегания слоев ангарской свиты до залегания с углами падения 40—50°. Замечное увеличение крутизны падения (до 30°) отмечено и в слоях заларинской свиты. Флексуриобразный перегиб отчетливо выражен в современном рельефе.

К востоку от Хор-Тагнинского вала располагается **Ново-Мелкинская впадина** площадью 1200 км², выполненная отложениями черемховской и присаянской свит. Ширина впадины 25—30 км. Ее ось имеет северо-западное простираение, испытываемая наибольшее погружение на правобережье р. Каменки. По данным А. В. Хавчук, впадина также имеет асимметричное строение: более крутое — юго-западное крыло, в пределах которого угол падения слоев достигает 12—14° (левобережье р. Добрый Шерагул). Наклон северо-восточного крыла в среднем 2°. На левобережье р. Голуметь находится южное замыкающее впадины.

Изогипсы нижнекембрийского ложа в общем совпадают с внутренней структурой впадины, несмотря на отдельные возвышенности и западины доюрского рельефа, превышенные которых доходит до 60 м. Этот факт, наряду с приведенными данными об изменении мощностей юрских пород в районе Хор-Тагнинского вала, свидетельствует о нижнекембрийском времени зарождения структур и унаследовании движений того же знака в последующее юрское время.

Бомская впадина расположена к западу от Хор-Тагнинского вала, в бассейнах рек Хор-Тагны и Танкасы. Она выполнена юрскими и мощными четвертичными отложениями. Крылья впадины очень пологие (2—3°), но рельеф нижнекембрийского ложа отличается значительной сложностью, поэтому в ряде пунктов (реки Танкаса, Хор-Тагна и др.) на поверхность выходят карбонатные породы ленинского яруса. В восточной части впадины широко развиты четвертичные отложения. Постепенное увеличение мощностей четвертичных пород от 25 на севере до 100 м на юге (район с. Бомы) свидетельствует об асимметричном строении кайнозойской депрессии. Кайнозойская депрессия, в отличие от мезозойской, не является полностью унаследованной, так как на участках наибольшей мощности кайнозой его ложе представлено породами ленинского яруса.

РАЗРЫВНАЯ ТЕКТОНИКА

В области развития докембрийских пород весьма многочисленны разрывные смещения, значительно осложняющие складчатую структуру. Наиболее крупные разломы ограничивают Урикско-Ийский грабен, выполненный протерозойскими отложениями. С юго-запада грабен ограничен Главным Саянским разломом, проходящим по рекам Буйрагте и Мухор-Ермоси и сопровождаемым очень мощной зоной милонитизации, ширина которой в районе р. Додо-Сайрга достигает 3 км. По типу смещения разлом относится к сбросу с изменчивым наклоном поверхности сместителя — от 90 до 60°. Описываемый разлом протягивается далеко за пределы листа. В устье р. Мухор-Ермоси от него ответвляется под острым углом другой крупный разлом, отделяющий большею частью свиту от толщи нерасчлененного протерозоя. К этому разлому, также регионального значения, приурочена большая часть гранитных массивов саянского интрузивного комплекса. При этом граниты в большинстве случаев сами претерпели смещение, сопровождаемое катаклизмом.

Разлом, отделяющий Урикско-Ийский грабен с северо-востока (Хусан-Жалинский разлом), имеет примерно то же строение. Его полость представлена мощной (до 1 км) зоной милонитов архейских и протерозойских пород. Этот разлом отличается исключительно интенсивным оперением, один из наиболее крупных оперяющих разломов отделяет плоче развития ингашинской свиты от урикской. За пределами листа на р. Оке (гора Грифельная) к этому разлому приурочена мощная зона псевдоконгломератов, представляющих собой интенсивно будинированные породы. Боковые ветви Хусан-Жалинского разлома, пересекающие архейские гнейсы, сопровождаются мощными зонами диафорированных пород, к которым местами (устье р. Малой Ермы, среднее течение Тагны Белой и др.)

приурочено гидротермально-метасоматическое железное оруденение.

Главный Саянский и Хусан-Жалгинский разломы могут быть отнесены к категории глубинных. Об этом свидетельствуют следующие данные: эти разломы повсеместно отделяют различные структурно-фациальные зоны, сложенные разновозрастными образованиями; разломы обладают огромной длиной—до 700 км (Главный Саянский разлом); в различные геологические эпохи они неоднократно активизировались с преимущественным обновлением старых тектонических швов, что подтверждается приуроченностью к разломам (за пределами территории листа) ортоамфиболитов протерозойского возраста, внедрением гранитоидов саянского комплекса (P₁₂—Sn) и их последующим катаклизом, а также выполнением дайками диабазов нерасчлененного комплекса зон разрывов и частичной милонитизацией самих диабазов.

Заложение глубинных разломов, по-видимому, происходило в конце архея—начале протерозоя. Они хорошо проявляются в современном рельефе, являясь границами различных морфогенетических типов рельефа, что свидетельствует о сравнительно недавних смещениях.

Особое место в структуре занимает тектонический шов, приходящий к стыку архея с отложениями нижнего кембрия. В описываемом районе этот разлом прослежен на 50 км от р. Таргазой до р. Оки и имеет характер взбросо-надвига с углом наклона сместителя от 35 до 60°. Лежащий бок взбросо-надвига в участках, примыкающих к линии смещения, интенсивно деформирован, но зоны милонитизации сравнительно мало мощны. В северной части площади листа взбросо-надвиг «оперен» несколькими взбросами, придающими этому участку чешуйчатую структуру. В современном рельефе взбросо-надвиг очень ярко выражен и служит границей крупнейших морфогенетических областей: Средне-Сибирской возвышенности и Восточно-Саянского нагорья.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Площадь листа расположена на северо-восточном склоне Восточно-Саянского нагорья, примыкающем к окраинной части Средне-Сибирской плоской возвышенности. Этот район отличается многообразием типов рельефа, что связано с дифференцированными проявлениями неотектонических движений, различиями литологии субстрата и роли экзогенных факторов. Различная интенсивность тектонических движений мезо-кайнозой, проявившихся в воздымании Восточного Саяна и опускании предгорной депрессии, привели к созданию трех крупных геоморфологических районов: высокогорного, среднего и низкого. Границы этих районов в большинстве случаев резкие

и проходят по линиям региональных разломов (Главного Саянского, Хусан-Жалгинского и Передового), что свидетельствует о глыбовом характере мезо-кайнозойской тектоники. В зависимости от литологии субстрата и преобладающих процессов экзогенного рельефообразования (ледниковой аккумуляции и экзарации, водной эрозии, денудации и других) возникло пять морфогенетических типов рельефа: высокогорный альпийский, высокогорный плосковерхий, среднегорный расчлененный, низкогорный слаборасчлененный и равнинный пологохолмистый.

Высокогорный альпийский рельеф развит по хребту Ермосхин и в бассейнах верхних течений рек Большой Зимовинной и Малой Зимовинной. Его субстратом являются граниты саянского комплекса и высокопрочные терригенные отложения ермосхинской свиты. Становление рельефа шло на фоне интенсивного неотектонического воздымания. Основным рельефообразующим фактором явилась ледниковая деятельность. Абсолютные высоты в области альпийского рельефа 2400—2100 м, а относительные превышения достигают 1500 м. Наиболее четко альпийский ледниковый рельеф выражен в хребте Ермосхин, вершины которого представляют собой узкие острые гребни, в верхних частях склонов расположены многочисленные кары, разделенные карлингами высотой до 600 м. В поперечнике кары достигают 1,5 км. Стенки крутые, часто отвесные; на днищах, выложенных крупноглыбовым материалом, обычно находятся овалы ледниковые озера.

Ниже зоны каров, примерно на абсолютных высотах 2000—1800 м, начинается зона ледниковой аккумуляции—более ровная поверхность, наклоненная под углом 20—15°, на которой расположены моренные гряды и задровые поля. При общей выровненности эта зона отличается многоступенчатым строением склонов. Число ступеней доходит до 10—15, высота ступеней от 10 до 100 м, ширина площадок 200—300 м. Ступенчатое строение поверхности отразилось в продольном профиле рек Среднего Ерма, Малая Ерма, Дэдэ-Улясага и других с их частыми поперечными переломами. Резко меняются в связи со ступенчатостью рельефа и формы долин: на площадках ступеней долины расширены и слабо врезаны, на уступах они нередко превращены в каньоны.

Высокогорный плосковерхий рельеф господствует в юго-западной части листа до Хусан-Жалгинского разлома на северо-востоке. Геологическим субстратом здесь служат легко поддающиеся дезинтеграции сланцы и гнейсы докембрия. Среди процессов рельефообразования преобладают плоскостная денудация и водная эрозия. Этот тип рельефа характеризуется колоссальными абсолютными высотами от 2000 до 1700 м при относительных превышениях водоразделов над днищами долин 900—700 м.

Для описываемого рельефа характерны плоские водоразделы, являющиеся в большинстве случаев реликтами денудационных поверхностей с уровнями 2000, 1900 и 1750 м. Верхние части склонов, как правило, крутые, нижние — выположены за счет накопления мощных крупноглыбовых отложений. На склонах средней крутизны выше границы леса отмечено до 10—15 натёрных террас. Их образование связано с морозным выветриванием и солифлюкцией. В вершинах рек Тагна Белая, Хулгар-Жалга и других на склонах северной экспозиции встречаются недоразвитые кары, созданные снежниками.

Сильно развитая речная сеть привела к интенсивному расчленению рельефа. Большинство рек, включая и наиболее крупные (Большая Белая, Большая Зимовая, Урик и Ерма), в настоящее время находятся в стадии интенсивного эрозивного врезания. Террасы развиты чрезвычайно слабо и представлены преимущественно одной — I надпойменной террасой, высота которой в среднем 6—8 м. По рекам, залеженным в зонах разломов (р. Буйрагта, Ермосха и др.), отмечаются террасы и более высокого уровня. Для участков долин, затронутых наиболее интенсивным неотектоническим воздыманием (р. Дэдэ-Улясата и др.), характерна антецедентность, выраженная местным постепенным увеличением высоты террас с 4 до 30 м.

Среднегорный расчлененный рельеф занимает широкую полосу, ограниченную с юго-запада Хусан-Жалгинским разломом, а с северо-востока — линией контакта архея и нижнего кембрия. Субстратом служат гнейсы и граниты архея.

Рельеф развивался на фоне относительной тектонической стабильности и незначительного воздымания. Основным рельефообразующим фактором служит речная эрозия. Для рельефа характерны абсолютные высоты от 1500 до 700 м и относительные превышения водоразделов над днищами долин 300—500 м. Водораздельные пространства — узкие увалы, как правило, вытянутые в северо-западном направлении. Склоны сравнительно пологие (10—20°), ступенчатость склонов — явление редкое. На общем фоне сравнительно выровненного рельефа господствуют отдельные столовые вершины (гора Тагинский Харикён, гора Трехэтажная, хребет Гихей и др.), по-видимому, являющиеся реликтами денудационных высот с уровнем 1550—1500, 1400—1350 м. Долины многочисленных рек, пересекающих область среднегорного рельефа, характеризуются частым изменением формы от V-образной до широкотрапецевидной, причем границы расширенных и суженных отрезков долин, как правило, приурочены к перегибам продольного профиля. Некоторые участки долин имеют явно тектоническое происхождение. Такими долинами р. Тагны Черной от р. Чернушки до устья, р. Большой Ермы на отрезке между устьями рек Бузар-Жалга

и Малой Ермы, р. Заполошной и др. Террасы развиты слабо, за исключением первой надпойменной. От более высоких террас сохранились лишь редкие обрывки.

Низкогорный слаборасчлененный рельеф распространён в северо-восточной части листа и четко отделяется от области среднегорного расчлененного рельефа линией контакта между архейскими и нижнекембрийскими толщами. Этот рельеф развит на породах нижнего кембрия и юры, отличающихся слабой устойчивостью. Основным рельефообразующим процессом является денудация. Абсолютные высоты колеблются в пределах от 967 до 590 м, а относительные превышения обычно не более 100—150 м. Характерная черта рельефа — плоская форма водоразделов. При этом наклон поверхности водоразделов соответствует условиям залегания пород субстрата, что приводит к появлению подобия куэстовых гряд. Многочисленны карстовые воронки, большинство которых тяготеет к бассейну р. Тагны. Их диаметр доходит до 40—50 м. Вследствие развития карста, на отдельных участках рек Большого Жежема, Большие Углы и других отсутствует поверхностный водоток.

Долины рек обладают очень широкими днищами. Так, днище долины р. Большой Белой обладает шириной до 6 км. При этом резкое расширение долин происходит непосредственно при смене среднегорного рельефа низкогорным. По долинам крупных рек (Большая Белая, Ерма, Урик) повсеместно развита I надпойменная терраса шириной до 4 км.

Равнинный пологохолмистый рельеф приурочен к кайнозойской депрессии в бассейне р. Хор-Тагны. Этот рельеф создавался на фоне неотектонического опускания, продолжающегося, по-видимому, и в настоящее время. Его главная черта — сглаженность: долины рек незаметно переходят в водораздельные просторства. Характерна интенсивная болотно-мочажинная аккумуляция. Мощность торфоподобных пород, вскрытых горными выработками, в отдельных случаях превышает 2,5—3 м (водораздел рек Старая Тагна и Танкаса). Другой характерной чертой опусываемого рельефа являются недавние перехваты речных систем. Так, р. Большой Жежем, по рассказам местных жителей, 30—40 лет назад была притоком р. Танкасы, а в настоящее время она перехвачена р. Хор-Тагной. Реки отличаются частым разветвлением едва заметных русел и крайне медленным течением.

Отнесение ледниковых отложений области высокогорного альпийского рельефа к средне-верхнелейстоценовому времени, а также находка остатков *Rhinoceros tichorhinus* определяет верхнелейстоценовый возраст верхних частей кайнозойских отложений на площади равнинного пологохолмистого рельефа, а также позволяет решить вопросы о возрасте всех описанных морфогенетических типов рельефа.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Характер водоносности отдельных участков территории листа находится в прямой зависимости от состава слагающих их пород. Среди четвертичных отложений наиболее водообильны аллювиальные супесчано-галечные отложения современного отдела. В шурфах, пройденных в аллювии р. Большой Белой, приток воды составил около $1 \text{ м}^3/\text{сутки}$. На участках развития многолетней мерзлоты, носящей островной характер, рыхлае отложение в летнее время насыщается водой за счет оттаивания деятельного слоя. Глубина залегания надмерзлотных вод 0,7—2 м. В области развития юрских отложений широко развиты пластово-трещинные воды, приуроченные к трещиноватым песчаникам, алевролитам и пластам угля. По данным А. В. Хавчук [32], уровень вод юрских отложений свободный и удерживается на глубине до 540 м. На глубине от 50 до 200 м в Ново-Метелкинской впадине ряд скважин вскрыли напорные воды, дебет которых в среднем 1,9—2 л/сек. Воды юрской толщи вполне удовлетворительны и используются населением для бытовых и технических нужд. В карбонатных породах нижнего кембрия вследствие развития карста (междуречье Жежема и Голумети) не только отсутствуют источники подземных вод, но часто и поверхностные воды (Жежем, Углы и др.). Воды усольской и мотской свит иногда имеют горько-соленый привкус.

В поле развития докембрийских пород водообильный сланцев болшереченской свиты и граниты. Хорошо развитая речная сеть ведет к интенсивному дренированию подземных вод. Большинство обнаруженных источников относится к нисходящим. Воды источников пресные и могут быть использованы для питьевых и других целей.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Каменный уголь

Месторождения каменного угля приурочены к черемховской свите юры, разрез которой содержит до 46 пластов и пропластков угля. Наибольшей угленасыщенностью обладает разрез Ново-Метелкинской впадины, где находится крупное одноименное угольное месторождение. Это месторождение (18) занимает площадь 420 км^2 на водоразделе рек Худого Шерагула и Каменки. По данным А. В. Хавчук [32], уголь слагает линзообразные залежи мощностью от 0,2 до 11,95 м. Основные пласты рабочей мощности относятся ко второму горизонту черемховской свиты. Общая мощность угольной массы достигает 57 м. На юго-западном крыле Ново-Метелкинской впадины угольные пласты выходят на поверхность, что создает благоприятные

условия для открытой разработки. На месторождении известны угли технолитических групп: РЖ, Г1, Г2, Г3. Угли группы ГЖ составляют около 23% всех запасов месторождения. Они характеризуются содержанием аналитической влаги до 1,5%, высоким выходом летучих веществ (50—55% на горючую массу), высоким содержанием серы (4,5—7%) и хорошей спекаемостью ($y=23-32 \text{ мм}$; $x=35-45 \text{ мм}$). Доля углей группы Г1 составляет 46%. Угли этой группы отличаются более высоким содержанием влаги (до 3%), меньшим выходом летучих веществ (48—52%) и меньшей спекаемостью ($y=17-22 \text{ мм}$, $x=35-50 \text{ мм}$). Все типы углей малозольны и легко обогатимы.

По заключению ВУХИИТа, при добавлении к шихте из Ново-Метелкинских углей марки ГЖ и Г3 50% углей Г2 других месторождений может быть получен кондиционный кокс, пригодный для доменных печей малого объема (до 700 м^3). Кроме того, угли пригодны для переработки на жидкое топливо и являются высококалорийным энергетическим топливом. На месторождении на 1 января 1958 г. подсчитаны балансовые запасы всех категорий, составляющие 4452 млн. т. На участках детальной разведки по категориям A_2+B+C 1211 млн. т и по категориям A_2+B 891 млн. т.

Кроме Новометелкинского месторождения, в районе изслы выходы каменного угля мощностью до 1,5 м по правому берегу р. Средняя Мольта, в 6 км северо-западнее дер. Русь (13) и в цоколе левой террасы р. Хор-Тагны у пос. Централь-

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Титан

Повышенное содержание титана обнаружено в амфиболитах и метагаббро шумихинской свиты архея и ангаульского интрузивного комплекса. При этом наибольшая концентрация титаносодержащих минералов наблюдается вблизи зон разломов.

По р. Большой Белой, на отрезке между устьем р. Большой Зимовной и руч. Захребетным (78) установлена повышенная титаносодержательность верхнепротерозойских амфиболитов, залегающих в виде многочисленных даек среди кварц-биотитовых и филлитовидных сланцев болшереченской свиты. Оруденелая полоса протягивается на 8 км, пространственно тяготея к зоне разлома, совпадающего с долиной р. Большой Белой. Наибольшее содержание титана 3,85%. Повышенная титаносодержательность (до 2,5%) отмечается и во вмещающих сланцах, постепенно возростая к линиям их контактов с амфиболитами. Титаносодержащим минералом является ильменит (вкрапленность очень мелких зерен — до 0,7 мм).

насыщены кварцевыми жилами, с которыми, как показали работы М. И. Грудинина и С. М. Лаврова [9], связано молибденовое оруденение.

Литий, бериллий, тантал, ниобий, олово, галлий

Поле верхнепротерозойских образований описываемого района является частью Восточно-Саянской редкометаллической пегматитовой провинции, протягивающейся от р. Урика до р. Туманшета. На площади листа известны три редкометаллических месторождения: Бельское оловянно-литиевое (83), Гольцовое литиево-бериллиевое (74), Белореченское литиево-танталовое (94) и ряд редкометаллических рудопроявлений, не получивших промышленной оценки: Студенческое (68), Хэртэ-Жалгинское (101), Правотатнинское (70) и др. (29, 34, 38, 40—46, 48, 69, 71—73, 75, 76, 79—82, 90, 95).

Исследованиями С. П. Плешанова [6], П. И. Шамеса [34] и др. намечены следующие закономерности в распространении редкометаллических пегматитов: пегматиты редкометаллического типа в основном приурочены к Урикско-Ийскому грабену, выполненному верхнепротерозойскими образованиями, при этом большинство пегматитовых жил находится в поле развития Большереченской свиты; основные пегматитовые поля приурочены к замковой части Большезимовинской антиклинали; наибольшее число пегматитовых жил тяготеет к ослабленным участкам, расположенным близ разломов, причем простирание жил, как правило, совпадает с простиранием разрывных смещений; материнской интрузией редкометаллических пегматитов являются граниты 2-й фазы саянского интрузивного комплекса. Наибольшими концентрациями редких металлов отличаются пегматитовые жилы, расположенные на расстоянии 2—5 км от материнских плутонов; редкометаллическое оруденение тесно связано процессами замещения—кварц-мусковитового, альбитизации, грейзенизации.

Наиболее изучено Белореченское месторождение (94), расположенное по р. Большой Белой, в 5,5 км выше устья р. р. Хушун. Здесь известно 24 пегматитовые жилы, из них промышленную ценность имеют четыре. Большинство жил залегает согласно с вмещающими андалузитовыми и кварц-биотитовыми сланцами Большереченской свиты, протягиваясь в направлении СЗ 310—340° при падении жил на ЮЗ 50—80°. Кроме согласных, встречаются жилы северо-восточного и меридионального простирания. Форма пегматитовых залежей разнообразна; наряду с плитообразными жилами встречаются тела с мощными раздувами и пережимами, иногда с плавными изгибами по простиранию и падению. Мощность варьирует от нескольких сантиметров до 50 м. Протяженность достигает нескольких сотен метров. По данным Е. Е. Федосеева, все пегматиты место-

По р. Тагна Белая (35) в дайке мегагаббро мощностью до 20 м, залегающей среди архейских гнейсов, в результате химического анализа установлено содержание двуокиси титана 4,3%. Титановые минералы представлены ильменитом, составляющим до 8% площади аншлифа, и титаномagnetитом (до 3%).

Железо

Вдоль линии разлома, проходящего от р. Тагны Черной до р. Ермы, в результате аэромагнитной съемки 1957 г. (10) обнаружена крупная линейная аномалия, протягивающаяся на 40 км. По р. Танге Белой, в 7 км выше устья р. Буректы (33), и по р. Большой Ерме, в 1 км ниже устья р. Малой Ермы (92), в результате проведения наземных работ установлена железорудная природа аномалии. Железорудная зона шириной до 2 км сложена кварц-актинолитовыми тонкопелосчатými сланцами blastомилонитовой структуры (архейскими диафторитами). Сланцы постепенно переходят в инъекционные гнейсы и амфиболиты шарыжалгайской серии. Полосчатость сланцев обусловлена чередованием рудных и безрудных полос толщиной 1—1,5 см. Рудные полосы сложены magnetитом (60%) и актинолитом. Первый образует кристаллы размером 0,02—0,3 мм, скопления которых вытянуты вдоль сланцеватости. Несмотря на интенсивное дробление нерудных минералов катаклиз зерен magnetита не наблюдается, что свидетельствует об образовании последнего после милонитизации. По периферии магнетитовых зерен развиты пластинки гематита. Судя по данным наземных магнитных съемок, рудные залежи обычно слагают вытянутые на северо-запад линзы длиной от 0,5 до 2 м, простирание которых часто не совпадает с простиранием вмещающих пород. Содержание окиси железа в штучных пробах доходит до 58,86%. Данные анализов бороздовых проб указывают на весьма неравномерный характер оруденения с колебаниями содержания FeO от 18 до 35%.

Редкие металлы

Молибден

В юго-западной части листа по рекам Хулгарэ-Жалга, Ермосха и Большая Ерма в шлиховых пробах обнаружены знаки молибдена (99). Данные металлометрического опробования свидетельствуют о зараженности этого участка молибденитом, при этом наибольшее содержание (0,01—0,03%) приурочено к бассейну р. Сап-Жалга (98). В основном металлометрические и шлиховые ореолы молибдена расположены в полосе развития карбонатно-гнейсовой слюдянской серии архея и урикской свиты протерозоя и тяготеют к зонам разломов. Последние нередко

рождения можно разделить по замещающим комплексам на 5 основных групп: 1) альбитизированные и грейзенизированные пегматиты; 2) альбиты; 3) грейзенизированные пегматиты; 4) альбитизированные турмалиновые пегматиты; 5) сподуменовые пегматиты.

Наибольший промышленный интерес представляют сподуменовые пегматиты. Кристаллы сподумена размером до 30 см в основном приурочены к центральному частям жил, нередко состоящая до 30% породы. Кроме сподумена, пегматиты Белореченского месторождения содержат берилл, тяготеющий к участкам развития сахаровидного альбита и кварц-мусковитового комплекса, а также колумбит-танталит, встречающийся почти во всех текстурно-пеганетических комплексах.

В 4 км северо-западнее Белореченского месторождения, в долине верхнего правого притока р. Малой Зимовной (руч. Красный), находится Бельское оловянно-литиевое месторождение (83), представленное 19 пегматитовыми жилами, залегающими среди андалузитовых, гранат-андалузитовых и кварц-биотитовых сланцев большеберченской свиты. Жилы секции. Основное простирание северо-восточное. Мощность жил, отличающихся сложной морфологией, колеблется от 1,5 до 47 м. Полезные компоненты: касситерит, приуроченный к зонам грейзенизации, и сподумен, связанный с участками альбитового и кварц-мусковитового замещения. Касситерит обладает гнездовым характером скопления. Содержание олова в промышленных участках жил от 0,2 до 5%. До 1957 г. касситерит этого месторождения являлся предметом эксплуатации. Среднее содержание окиси лития по разведанным жилам 0,63%.

Гольцовое месторождение (74) расположено на водоразделе рек Хусан-Жалги, Большой Зимовной и правых притоков р. Тагны Белой. Оно представлено серией согласных пегматитовых жил мощностью 0,5—35 м. Площадь рудного поля 12 км². Основным полезным компонентом пегматитов является сподумен двух генераций: первой, связанной с кварц-микроклиновым пегматитом, и второй — с кварц-альбитовой зоной. Кроме сподумена, встречаются кристаллы берилла размером до 6—8 см и неравномерные скопления пластинок колумбита длиной до 1,5 см. Среднее содержание окиси лития по месторождению 0,7%, окиси бериллия 0,04%, пятиокиси тантала 0,01%.

Помимо указанных месторождений, в районе известно 25 рудопроявлений редкометалльных пегматитов, большая часть которых тяготеет к двум участкам: Большезимовнинско-Тагнинскому (40—48, 68—76) и Малозимовнинско-Бельскому (79, 85, 96, 101). Кроме лития, бериллия, тантала и олова, несколько рудопроявлений (29, 40, 44) содержат галлий (до 0,03%). Как правило, повышенные содержания галлия тяготеют к грейзенизированным частям пегматитовых жил и скоплениям касситерита.

В результате шлихового опробования установлены ореолы рассеяния касситерита и сподумена (60, 61), тяготеющие к поясе развития продуктивной большеберченской свиты. В бассейне верхнего течения р. Тагны Белой в результате металлургической съемки обнаружены геохимические ореолы рассеяния лития (37).

Висмут

В бассейнах рек Среднего Нарина и Большого Нарина в результате шлихового опробования обнаружены редкие окислительные и полуокислительные зерна висмута размером 0,2—0,5 мм. Ореол рассеяния висмута тяготеет к гнейсам ерминской свиты архей, прорванным верхнепротерозойскими гранитоидами.

Редкие земли

В западной части территории листа в бассейнах левых притоков р. Большой Белой почти все шлиховые пробы содержат монашит, в отдельных случаях составляющий до 100 г/м². При промывке протолочек, отобранных из инъекционных биотитовых гнейсов толщи нерасчлененного протерозоя, были обнаружены знаки и редкие знаки монацита.

Цветные металлы

Никель, кобальт, хром, медь

Названный комплекс полезных ископаемых связан с зонами сульфидизации, тяготеющими к разломам, архейскими и верхнепротерозойскими амфиболитами, а также с кварцевыми жилами, возраст которых не установлен. По правобережью нижнего течения р. Хусан-Жалги (77) В. П. Павлиновым [21] обнаружена густая вкрапленность пирита, халькопирита, режарсенопирита и марказита, приуроченная к милонитизированым филлитовидным сланцам урикской свиты. Бороздовые пробы показали содержание меди до 0,1%, никеля 0,08%, кобальта 0,03%. Подобного типа рудопроявления цветных металлов известны по р. Урику, выше устья руч. Дунда-Борго (103), и по р. Ерма, в 1 км ниже устья р. Малой Ерма (93). Жильное рудопроявление меди и кобальта описано в верховьях р. Сайхан-Жалги (95), где обнаружена кварцевая жила мощностью 1 м, густо насыщенная халькопиритом и охрами. Жила залегает среди кварц-биотитовых сланцев большеберченской свиты, пронизанных многочисленными кварцевыми прожилками. Содержание меди в штуфной пробе 3,48%, кобальта 0,7%, мышьяка 0,1%.

Наиболее распространены в районе рудопроявления никеля, кобальта и хрома, связанные с амфиболитами (5, 6, 7, 10—15, 20, 22, 25, 23, 63, 86, 90 и 91). В устье р. Чернушки (12) в мел-

козернистых рассланцованных амфиболитах шумихинской свиты, в значительной степени диафторированных, спектральным анализом обнаружены: никель 0,3%, кобальт 0,01%, хром 1%. В аншлифах описаны мелкие зерна пирита, пегландита и хрома, расположенные по плоскостям сланцеватости.

На водоразделе рек Гихей и Самариха (57, 58, 63, 64) в амфиболитах архея содержание никеля доходит до 1%, кобальта до 0,03%, меди до 0,1%, хрома до 3%. Повышенные содержания в архейских амфиболитах хрома, никеля, кобальта и меди зафиксированы металлометрической съемкой. Содержание хрома в отдельных металлометрических пробах на водоразделе рек Буйрагты и Тагны Белой (23) достигает 10%. Содержание никеля и кобальта в пробах колеблется в пределах 0,01—0,03%, иногда достигая 0,7%.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Тальк

В юго-восточной части территории листа в междуречье Онога и Савиной расположено Оногское тальковое месторождение (106), связанное с карбонатными породами камчадалской свиты, прорванными протерозойскими гранитами и основными породами. Тальк слагает жилы и линзы мощностью до 40 м, залегающие среди доломитов и магнетитов камчадалской свиты, нередко замещающая последние. По мнению К. М. Наделева [20], образование талька связано с метасоматическими процессами. Источником магния и кремнезема являлись породы камчадалской свиты, претерпевшие интенсивную метаморфическую дифференциацию. Полоса талькодержущих пород прослежена в субмеридиональном направлении на расстоянии 25 км. По 49 жилам запасы талька по категориям A_2-C_2 составляют 2188 тыс. т, из них 36% приходится на тальк I сорта. Общие запасы месторождения 5 млн. т.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Известняки

Наиболее пригодные для производства цемента известняки приурочены к бельской, булайской и ангарской свитам нижнего кембрия. В районе горы Татарский Мыс по р. Большой Белой (67) среди пород бельской и булайской свиты обнаружен пласт известняка мощностью 5 м следующего состава: Al_2O_3 1,54%; Fe_2O_3 0,21%; CaO 52,7%; MgO 2,07%; п. п. 42%, нерастворимый остаток 2,5%.

На водоразделе рек Жежема и Самарихи (66) в делювии обнаружены глыбы известняков, содержащие CaO 54,4%; MgO 1,9%, нерастворимого остатка — 2,36%.

Минеральные краски

На правом берегу р. Худого Шерагула известно Пихтинское месторождение минеральных красок. По данным З. А. Егоровой и др. [14], минеральные краски от оранжево-красного до фиолетового цвета залегают в виде линз среди четвертичных глин, легко растрескиваются, жирны на ощупь, линзы прослежены на 40—50 м.

Анализ фактического материала позволяет наметить перспективы добычи ряда полезных ископаемых. Промышленные месторождения угля, связанные с черемховской свитой юры, приурочены к Ново-Метелкинской впадине. В юрских отложениях, развитых к западу от Хор-Тагинского вала, отмечается лишь слабая угленасыщенность. Полоса большебереченской свиты, приуроченная к своду Большезимовинской антиклинали, перспективна для поисков редкометалльных пегматитов. Диафторированные породы архея, тяготеющие к зонам разломов, являются благоприятными участками для скопления гидротермально-метасоматического железа. Повышенную титаноносность можно ожидать в амфиолитах архея и протерозоя. Поиски россыпных месторождений титана следует проводить в районе Бомской впадины, где развита 100-метровая толща рыхлых отложений с преобладанием в верхней части разреза грубообломочного материала. В оттошении медно-никель-кобальтового оруденения наиболее перспективны ортоамфиболиты архея и протерозоя, а также зоны сульфидизации, приуроченные к разломам.

Карбонатная часть камчадалской свиты благоприятна для нахождения месторождений талька и магнезита.

Наличие в докембрийском поле листа многочисленных проявлений различных полезных ископаемых позволяет рекомендовать его для поисково-съёмочных работ масштаба 1:50 000—1:25 000.

18. Минеев И. К., Тестов В. И. Отчет по работам Бельской партии за 1946 год. ИГУ, 1947.
19. Наделева К. М., Львова Н. А. Отчет о геологосъемочных работах на Оногском месторождении талька и магнетита в Восточном Саяне. ИГУ, 1949.
20. Наделева К. М., Смолин П. П. Сравнительная характеристика тальковых месторождений Восточной Сибири и полевые критерии мало-железистого талька. ИГУ, 1958.
21. Назарова А. С. Изучение редкометаллового оруденения, связанного с пегматитами Оногского месторождения. ИГУ, 1957.
22. Нечаев Л. П., Беличенко В. Г. Отчет Кураятской партии по работам на цементное сырье в Нижнеудинском районе. ИГУ, 1949.
23. Обручев С. В. Геологическая съемка масштаба 1:500 000 в среднем и верхнем течении рек Большой Белой и Оки. ИГУ, 1940.
24. Павлинов В. Н. Отчет Саянской партии Забайкальской экспедиции по работам 1950 года. ИГУ, 1951.
25. Писарчик Я. К. Отчет за 1951 год по Бельской опорной скважине N-1—Р. ИГУ, 1957.
26. Плешанов С. П. Основные черты геологии Кытуйско-Окинского междуречья. ИГУ, 1954.
27. Плешанов С. П., Плешанов А. Л. Материалы по геологии Восточного Приаянья. ИГУ, 1950.
28. Покатилов Г. А., Щербачков В. Н. Геологическое строение междуречья Оки и Большой Белой. ИГУ, 1949.
29. Рассказчиков А. Н., Осокин П. В. Геология и полезные ископаемые Приаянской части бассейна реки Бирюсы. ИГУ, 1957.
30. Рожок Н. С., Зенченко В. П. и др. Отчет о результатах аэро-поисковых работ Саянской аэроадиометрической партии № 376. ИГУ, 1958.
31. Федосеев Е. Е. Годовой отчет Белореченской партии за 1958 г. ИГУ, 1959.
32. Хавчук А. В., Попова Н. А. Результаты поисковых и разведочных работ на Ново-Метелкинском угольном месторождении и подсчет запасов на 1/1 1958 года. Фонды ИГУ, 1959.
33. Чудиннов В. В. Отчет Зимовинской партии по работам 1958 г. ИГУ, 1959.
34. Шамес П. И., Серебрянников В. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Оногско-Окинского междуречья. ИГУ, 1958.
35. Шульгин Д. И. Годовой отчет Гольцовской партии за 1958 г. ИГУ, 1959.
36. Яржемский Я. Я. К литологии среднего кембрия Приангарья. ИГУ, 1935.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

1. Васильев В. Г., Карасев И. П. и др. Геологическое строение юга Сибирской платформы и нефтеносность кембрия. Гостехиздат, 1957.
 2. Кобеляцкий И. А., Одинов М. М. Объяснительная записка к государственной геологической карте масштаба 1:1 000 000 (лист N-47). Гостеоиздат, 1947.
 3. Кобеляцкий И. А. Геологический очерк верхнего течения рек Урика и Онота. Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, вып. 20, 1947.
 4. Лурье М. Л., Обручев С. В. Докембрий Восточного Саяна и Хамар-Дабана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6, 1942.
 5. Обручев С. В. Основные черты тектоники и стратиграфии В. Саяна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6, 1942.
 6. Плешанов С. П. Материалы по геологии и полезным ископаемым бассейна р. Оки в ее среднем течении. Труды ИГМИ, вып. 14, сер. геол., 1957.
 7. Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. МОИП, нов. сер. геол., т. 3, вып. 3—4, 1932.
- Фондовая
8. Баянов А. Г., Плешанов С. П., Русанов И. М. Редкометалльные месторождения Урикско-Бельского междуречья. ИГУ, 1955.
 9. Грудинин М. И., Лавров С. М. и др. Отчет о поисковых работах Урик-Оногской партии за 1956 год. ИГУ, 1957.
 10. Деев Ю. П. Геологическое строение Иркутского угленосного бассейна. ИГУ, 1947.
 11. Деев Ю. П. Геологическая и углепромышленная карта Иркутского угленосного бассейна масштаба 1:500 000. ИГУ, 1955.
 12. Додин А. Л., Гурьянова В. Н. и др. Геологическое строение бассейна рек Оки, Белой и Урика (Восточный Саян). ИГУ, 1957.
 13. Дубин П. В., Ринк Л. П. Геологическая съемка и поиски в бассейне верхнего течения р. Оки. ИГУ, 1959.
 14. Егорова З. А., Блинные И. И., Скурацова М. М. и др. Минерально-сырьевая база местных строительных материалов Иркутской области. ИГУ, 1958.
 15. Колтун А. Я. Отчет о работе Оногской поисковой партии Саянской экспедиции. ИГУ, 1950.
 16. Колтун А. Я. Годовой отчет Булуинской поисково-съемочной партии за 1955 год. ИГУ, 1959.
 17. Лисовский А. Н. Отчет по работам 1931 года в районе месторождения Сосновый байц. ИГУ, 1932.

№ п/п	Фамилия, инициалы автора	Название работы	Год составления	Местонахождение материала, его фондový № или место издания
1	Баянов А. Г., Пешанов С. П., Русанов И. М.	Редкометаллические месторождения Урикско-Бельского междуречья	1955	ИПЧ
2	Деев Ю. П.	Геологическая и промышленная карта Иркутского угленосного бассейна, м-б 1 : 500 000	1955	
3	Грудинин М. М., Лавров С. М. и др.	Отчет о поисковых работах Урик-Онотской партии за 1956 г.	1957	
4	Борова З. А., Длинников И. И., Скурапова и др.	Минерально-сырьевая база местных строительных материалов Иркутской области	1958	
5	Колтух А. Я.	Отчет о работе Окнинской поисковой партии Саянской экспедиции	1951	
6	Колтух А. Я.	Головой отчет Булуинской поисково-съемочной партии за 1958 г.	1958	
7	Надеждин К. М., Смолин П. И.	Сравнительная характеристика тальковых месторождений В. Сибири и поисковые материалы маломежестного талька	1951	
8	Павлинов В. Н.	Отчет Саянской партии Забайкальской экспедиции по работам 1950 г.	1951	
9	Пешанов С. П.	Основные черты геологии Китойско-Окнинского междуречья	1954	

Список материалов, использованных при составлении карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000, лист N-47-XXX

Приложение I

10	Рожок И. С., Зенченко В. П. и др.	Отчет о результатах аэрофотогеологических работ Саянской районной партии № 326	1958	
11	Сушкевич В. И., Смирный В. В.	Онотское месторождение магнезита и талька	1955	
12	Федосеев Е. Е.	Головой отчет Белореченской партии за 1958 г.	1958	
13	Хавчук А. В., Лопова Н. А. и др.	Результаты поисковых и разведочных работ на Ново-Метелкинском каменноугольном месторождении и подсчет запасов на 1/1 1958 г.	1959	
14	Шамес П. И., Серебренников В. И., Борачков В. А.	Геологическое строение и полезные ископаемые Онотско-Окнинского междуречья	1958	
15	Шульгин Д. И.	Головой отчет Толповой партии за 1958 г.	1959	

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное)	№ использования материнского материала по списку
66	II-3	Жежемское, известняк	Не эксплуатируется	К	14
67	II-3	Угловское, известняк	То же	"	14
17	I-3	Лихтинское, красочные глины	" "	"	4

Список промышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе N-47-XXX карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

Приложение 3

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное)	№ использования материнского материала по списку
18	I-3	Горючие ископаемые Новометектинское, каменный уголь	Не эксплуатируется	К	2, 13
94	IV-1	Редкие металлы Белореченское, литий, тантал, бериллий	То же	"	1, 12
83	III-1	Бельское, олово, литий	До 1958 г. пробная эксплуатация олова	"	1, 14
74	III-1	Гольцовое, литий, бериллий	Не эксплуатируется	"	8, 15
106	IV-4	Неметаллические ископаемые Оногское, тальк	Эксплуатируется	"	7, 11

Список промышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе N-47-XXX карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

Приложение 2

14	Повышенное содержание никеля в сульфидизированных диафоритах	Левый борт долины р. Тагны Белая, в 6 км выше устья	11-1	30
14	Повышенное содержание меди и никеля в амфиболитах шумихинской свиты	Водораздел рек Тагны Белой и Буректы, в 1 км южнее высоты 1351 м, медь и кобальт	11-1	31
14	Повышенное содержание никеля в диафоритовых породах архея	Белогатинское, никель	11-1	32
14	То же	Водораздельное, никель, хром	11-1	39
14	Повышенное содержание меди в микронитах	Восточный склон горы Шарыповской, медь	11-2	49
14	Халькопирит в амфиболитах шумихинской свиты	Река Тагна в 1,5 км ниже устья р. Б. Хунтай, медь	11-2	50
14	То же	Среднее течение р. Анташ, медь	11-2	51
14	Ореол рассеяния никеля в металомертвых породах	Водораздел рек Тагны Белой и Анташа, никель	11-2	53
14	Повышенное содержание меди и никеля в амфиболитах шумихинской свиты	Северо-западный склон горы Ирен, медь, хром	11-2	55
14	Повышенное содержание меди и никеля в микронитизированных амфиболитах	Река Тагна Белая, в 2 км выше устья р. Буректы, медь, никель	11-2	56
14	Повышенное содержание меди, никеля, кобальта в обломке амфиболита	Верховья р. Тихей, медь, никель, кобальт	11-2	63
14	Повышенное содержание меди, кобальта, никеля в амфиболитах шумихинской свиты	Правый борт долины р. Куркавки, в 3 км выше устья, медь, никель, кобальт	11-2	64
8-14	Повышенное содержание никеля и кобальта в сульфидизированных микронитах	Хусан-Жагинское, никель, кобальт	11-1	77
14	Зона сульфидизации в микронитах	Водораздел рек Хусан-Жагли и Тихей, никель, кобальт	11-2	86
14	Ореол рассеяния кобальта в металомертвых породах	Среднее течение р. Куркавки, кобальт	11-2	87

№ по карте	Индекс на карте	Название (местонахождение ископаемого и вид полезного ископаемого)	Характеристика проявления	№ инпользованного материала по списку
------------	-----------------	--	---------------------------	---------------------------------------

№ по карте	Индекс на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ иполь- зованного материала по списку
88	III-2	В 2 км юго-восточнее устья р. Котлы-гей, медь	Халькопирит в амфиболитах шумихинской свиты	14
89	III-2	Правый борт долины р. Д. Белой, в 2,3 км ниже устья р. Куркряки, медь, никель	Повышенное содержание меди и никеля в амфиболитах	14
90	III-2	В 3,7 км северо-западнее устья р. За-полошной, медь	Зона сульфидизации в милонитах	14
93	III-2	Ерминское, кобальт	Повышенное содержание кобальта в милонитах	1, 14
95	IV-1	Сайхан-Жагалинское, медь, кобальт	Кварцево-сульфидные жилы	14
103	IV-2	Левый борт долины р. Урик, в 1,8 км выше устья Дузда-Борто, кобальт, медь	Сульфидизированные дисады и филли-товидные сланцы	14
104	IV-3	Южный склон горы Улугуй, медь	Халькопирит в амфиболитах шумихинской свиты	14
29	II-1	Водопад Черной и Белой Татны, в 2 км южнее высоты 1559 м, бериллий, тантал, ниобий, галлий	Петматовая жила среди пород болы-переченской свиты	14
34	II-1	Белотатнинское, тантал, ниобий	Колумбит-танталит в глыбе петматита	14
37	II-1	Водопад Белой и Правой Татны, литий	Ореол рассеяния лития в шиховых про-бах	14
38	II-1	Водопад Белой и Правой Татны, литий, бериллий, тантал, ниобий	Сполумен, бериллий, колумбит в петма-тиновой жиле	14

40	II-1	Верхний правый приток р. Татны Белой, тантал, галлий	Колумбит в глыбе петматита	14
41	II-1	Верхнетатнинское, литий, тантал	Сполумен и колумбит в глыбах петма-ти	14
42	II-1	Верховья р. Татны Белой, тантал	Колумбит в петматите	14
43	II-1	Истоки р. Татны Белой, бериллий	Берилл в глыбах петматита	14
44	II-1	Верховья правого верхнего притока р. Татны Белой, литий, бериллий, галлий	Сполумен и берилл в петматовой жиле	14
45	II-1	Верховья левого верхнего притока р. Татны Правой, литий, бериллий, тантал	То же	14
46	II-1	Правотатнинское, литий, бериллий, тантал	Сполумен, колумбит и берилл в глыбах петматита	5, 14
48	II-1	Правый склон долины р. Правой Татны, в 3,6 км северо-западнее высоты с отм. 1351 м, бериллий	Повышенное содержание бериллия в глыбе петматита	14
60	III-1	Водопад рек Д. Белой и Татны Чер-ной, олово	Ореол рассеяния касцитерита в шихо-вых пробах	5, 8, 14
61	III-1	Водопад рек Мал. Зимовной и Та-ны Черной	Ореол рассеяния сполумена в шиховых пробах	5, 14
68	III-1	Студенческое, литий, бериллий, тантал, олово	Касцитерит, сполумен, и колумбит в се-ри петматовых жил среди пород болы-переченской свиты	8, 14
69	III-1	Верховья р. Татны Правой, литий, олово	Сполумен и касцитерит в глыбах петма-ти	14
70	III-1	Правотатнинское, литий, олово, бериллий	Сполумен, берилл и касцитерит в глы-бах петматита	5, 14
71	III-1	Верховья верхних правых притоков р. Татны Правой, литий, бериллий, олово	То же	5, 14, 15
72	III-1	Рудопромысловое кт. Прямое, литий, бе-риллий, тантал	Сполумен, берилл и колумбит в свалах петматитов	8, 14

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ ипользованного материала по списку
73	III-1	Разупоравливание кт. Прямого, олово, бериллий	Касситерит и повышенное содержание бериллия в глыбах перматитов	8, 14
75	III-1	Водораздел рек Хусан-Жалги и Б. Зимовной, литий	Спудумен в перматитовых жилах	14, 15
76	III-1	Зимовнинское, олово, бериллий	Касситерит и берилл в перматитовой жиле	5, 14
79	III-1	Левый борт долины р. Б. Белой, против устья руч. Захребетного, олово	Повышенное содержание олова в перматитовой жиле	14
80	III-1	Левый борт долины р. Б. Белой, в 0,8 км выше устья руч. Захребетного, олово	То же	14
82	III-1	Левобережное, олово, бериллий	Касситерит и повышенные содержания бериллия в перматитовой жиле	5
84	III-1	Левый склон долины р. Б. Зимовной, литий	Спудумен в свалах перматитов среди пород большереченской свиты	14
85	III-1	Сайхан-Жалгинское, олово, бериллий	Берилл и касситерит в перматитовых жилах	6, 14
91	IV-1	Водораздел рек Б. Белой и Б. Зимовной	Ореол рассеяния монацита в шлиховых пробах	14
96	IV-1	Руч. Мякульский, бериллий	Берилл в перматитовой жиле	6
98	IV-1	Бассейн р. Сап-Жалга, молибден	Ореол рассеяния молибдена в металлометрических пробах	14
99	IV-1	Бассейн р. Ермосхи, молибден	Ореол рассеяния молибдена в шлиховых пробах	14
100	IV-2	Бассейн верхнего течения р. Б. Ермы, черий	Ореол рассеяния монацита в шлиховых пробах	14
101	IV-1	Хэртэ-Жалгинское, литий, бериллий	Спудумен и берилл в перматитовых жилах среди пород большереченской свиты	6
105	IV-3	Бассейн верхнего течения р. Нарин, висмут	Ореол рассеяния висмута в шлиховых пробах	14