

СБ 20461/0-49-XXXI

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ИРКУТСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ



ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

Серия Бодайбинская

Лист О-49-XXXI

Объяснительная записка

Составители: А. Н. Артемьев, Ю. П. Цылуков
Редактор В. Д. Мац

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
13 июня 1963 г. Протокол № 18

12132



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1967

ВОЗВРАТИТЕ КНИГУ НЕ ПОЗЖЕ
обозначенного здесь срока

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа О-49-XXXI, ограниченная координатами $56^{\circ}00' - 56^{\circ}40'$ с. ш. и $108^{\circ}00' - 109^{\circ}00'$ в. д., расположена в Казачинско-Ленском районе Иркутской области и в Северо-Байкальском аймаке Бурятской АССР.

Западную часть территории занимает Приленско-Киренгская плоская возвышенность. Это однообразная, слабо всхолмленная затаеженная, участками заболоченная поверхность с широкими сглаженными водоразделами и неглубоко врезанными широкими долинами. Абсолютные отметки водоразделов достигают 420—550 м, относительные превышения — 100—150 м. Лишь в юго-западной части площади резко выделяется хр. Аверичев Кряж с абсолютными отметками 1168—1243 м.

Восточная половина площади, занятая южными отрогами Аkitканского хребта, резко отличается от западной ее части и представляет собой типичную горную область преимущественно с альпийскими формами рельефа. Склоны водоразделов и вершины гор, как правило, лишены древесной растительности. Абсолютные отметки вершин достигают 1400—2089 м, а относительные превышения — 400—1200 м. Переход от Приленско-Киренгской плоской возвышенности к горной стране выражен резким орографическим уступом высотой от нескольких сот метров до километра.

Речная сеть района принадлежит системе р. Киренги. Основными водными артериями являются рр. Миня, Мал. Миня, Савкина и Окунайка. Все они несудоходны и труднопроходимы для лодок. Обнаженность западной части района весьма слабая, центральной — хорошая, восточной — средняя. Климат района континентальный. Лето умеренно жаркое, зима холодная. Глубина снежного покрова в среднем составляет 1—1,5 м. Средняя годовая температура минус 4—5°. Продолжительность полевого сезона не более 3—3,5 месяцев.

Растительность и животный мир типичны для зоны Сибирской тайги. Населенные пункты на территории листа отсутствуют и ближайший из них — с. Казачинское располагается в 60 км от западной рамки листа на р. Киренге. По долинам крупных рек проложены выючные тропы, находящиеся в удовлетворительном состоянии. С г. Иркутском район связан воздушной трассой до с. Казачинское и далее выючной тропой через с. Новоселово до оз. Дальнего.

Первым исследователем, посетившим район в 1910—1911 гг., был П. И. Преображенский. Им была составлена маршрутная геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 по рр. Окунайке, Савкиной, Мине и Мал. Мине. Автор указывает, что развитие на окраине нагорья порфиры к востоку переходят в гранит-порфиры, причем граница перехода по р. Мине резкая, а по рр. Савкиной и Окунайке постепенная.

В 1913—1914 гг. в бассейнах рр. Тын, Окунайки, Кунермы, Рели и других проводились геологические исследования М. М. Тетяевым и П. И. Преображенским, которые относили к нижнему кембрию отложения, выделяемые теперь в голоустенскую, улунтуйскую и качергатскую свиты верхнего протерозоя.

В 1932 г. бассейны рр. Мини и Лев. Мини посетил М. М. Лавров.

Первой геологической картой-схемой масштаба 1 : 2 000 000, охватывающей Северо-Байкальское и Патомское нагорья, явилась карта, составленная в 1937 г. В. В. Домбровским. Порфиры, граниты и сенинты им отнесены к про-

террозойским образованиям, а байкальская серия — к нижнему кембрию. Некоторые сведения по геологии нижнего течения р. Окунайки дают работы А. А. Арсеньева в 1936 г. Им составлена схематическая геологическая карта масштаба 1 : 500 000, которая по сравнению с картами П. И. Преображенского ничего нового по геологии площади не дает. В 1937 г. в нижнем течении рр. Окунайки и Мини проводил геологические исследования И. И. Катусионок. В 1947 г. В. Т. Дитмаром была составлена геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 (лист О-49). Покровы порфиры автором отнесены к архею, а карбонатно-терригенные отложения хр. Аверичев Кряж — к нижнему кембрию. Отложения байкальской серии на карте не выделены.

В 1956 г. в бассейнах рр. Бол. Мини, Мал. Мини и Уокита проводила поисковые и геологосъемочные работы М. М. Мануйлова. Порфиры, развитые в исследованном районе, она относит к верхнему протерозою и доказывает, что вследствие динамотермального метаморфизма они превращаются в гнейсы, не отличающиеся своим внешним видом и составом от гнейсов и мигматитов глубоких зон регионального метаморфизма.

В этом же году на площади листа проводил геологические исследования А. Я. Жидков. Им была составлена маршрутная геологическая карта масштаба 1 : 200 000 бассейна рр. Окунайки, Савкиной, Мал. Мини, Мини и Черепанихи. Осадочно-эффузивные образования автор сопоставляет с акитканской и байкальской сериями верхнего протерозоя. Акитканская серия подразделяется на малокозинскую, хибеленскую и чайскую свиты, а байкальская серия — на голоустенскую и улунтуйскую. Красноцветные терригенные породы хр. Аверичев Кряж отнесены к верхоленской свите, а подстилающие их карбонатные отложения — к нижнему кембрию. Большие интрузии гранитов А. Я. Жидков сопоставляет с ирельским комплексом и генетически связывает их с эффузивами хибеленской свиты.

Большим шагом вперед в деле изучения геологии северо-западного Прибайкалья и Витимо-Патомского нагорья явилось издание в 1958 г. геологической карты Байкальской горной области масштаба 1 : 500 000, составленной Л. И. Салопом. Издание этой карты было весьма своевременным, так как предшествовало развертыванию широкого фронта геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 в этом регионе.

В 1960—1961 гг. на площади листа проводила тематические исследования Е. А. Шалек. В этот же период южная половина района была покрыта аэромагнитной и радиометрической съемками масштаба 1 : 25 000, которые проводила контора «Востсибнефтегеофизика». Геофизические материалы нами были использованы в процессе составительских работ.

В основу геологической карты и карты полезных ископаемых листа О-49.ХХХI легли материалы геологической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1959—1961 гг. (Артемьев, Цыпуков и др. 1962ф). Кроме этого, были использованы материалы конторы «Востсибнефтегеофизика» и сотрудников ВСЕГЕИ. Почти вся территория листа охвачена поисковыми работами, включающими шликровое, металлотрическое, сколковое опробование и радиометрические наблюдения.

Необходимо отметить, что на территории листа решен ряд принципиально важных геологических вопросов. Впервые выделены и изучены отложения нижнего ордовика; установлено угловое несогласие между чуйской свитой нижнего протерозоя и акитканской серией среднего протерозоя; в бассейне р. Бол. Мини впервые выделены отложения нижнего кембрия; в зоне сочленения платформ со складчатой областью установлен крупный надвиг; выявлена зона, перспективная для поисков месторождений золота и полиметаллических руд.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории листа принимают участие стратифицированные образования протерозоя, нижнего палеозоя и кайнозоя.

Протерозой представлен тремя комплексами, разделенными крупными несогласиями. В основании залегают мощные эффузивно-терригенные мета-

морфизованные образования чуйской свиты, формирование которых происходило в начальную стадию развития байкальской геосинклинали. Выше залегают эффузивно-терригенная акитканская серия, подразделенная на терригенную малокозинскую, существенно эффузивную хибеленскую и эффузивно-терригенную чайскую свиты. Образование пород акитканской серии происходило в стадию инверсии геосинклинали. Венчают разрез протерозоя карбонатно-терригенные отложения байкальской серии, представленной голоустенской, улунтуйской и качергатской свитами.

На верхнепротерозойских отложениях без видимого несогласия залегают условно отнесенная к нижнему кембрию ушаковская свита, выходы которой известны только у южной рамки листа. Далее на север песчаники и алевролиты ушаковской свиты выпадают из разреза и отложения алданского яруса (миньская свита) со скрытым стратиграфическим несогласием ложатся на породы байкальской серии.

Выше следует однообразная толща карбонатных пород, в которых найдены остатки ископаемой фауны, позволяющие отнести эти отложения к ленинскому ярусу нижнего кембрия. Верхоленская свита на территории листа не обнажена, а терригенно-карбонатные отложения илгинской свиты вскрыты лишь в одном выходе по р. Окунайке. Нижнеордовикские отложения на основании находок окаменелостей подразделяются на устькутский ярус (устькутская свита), чуньский ярус (суринская свита) и нарьянскую свиту.

Рыхлые четвертичные отложения представлены ледниковыми, озерно-болотными, аллювиальными, элювиальными и делювиальными образованиями.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

НИЖНИЙ КОМПЛЕКС ПРОТЕРОЗОЯ

Муйская серия

Чуйская свита (Pt₁cs). Свита обнажена по р. Окунайке (у южной рамки площади листа) и в верховьях р. Савкиной. Она сложена метаморфизованными фельзитовыми и кварцевыми порфирами с подчиненным количеством песчаников, сланцев и туфов. В единичных случаях распознаются образования, напоминающие кератофиры.

На чуйской свите в бассейне руч. Медвежьего с резким азимутальным несогласием залегают конгломераты малокозинской свиты среднего протерозоя, в гальке которых встречаются породы чуйской свиты и граниты, которыми она прорвана. Степень и характер метаморфизма, а также северо-западное простирание структур резко отличают нижнепротерозойские образования от более молодых комплексов. Перечисленные факты позволили отнести описываемые породы к нижнему протерозою и условно сопоставить их с чуйской свитой. На смежной к югу площади эти образования отнесены к иликтинской свите нижнего протерозоя (Лобанов, 1962ф). Отсутствие маркирующих горизонтов и сложная геологическая структура нижнего протерозоя не позволили установить нормальный разрез чуйской свиты. Последовательная смена пород наблюдалась на водоразделе рр. Окунайки и Савкиной; однако осталось неясным, какие слои залегают внизу разреза, какие — в верхней части. Здесь по направлению с юго-запада на северо-восток наблюдался следующий разрез:

1. Фельзитовые порфиры зеленовато-серые рассланцованные, сильно измененные. Первичная природа пород распознается лишь под микроскопом. Среди порфиры части горизонты кварц-хлорито-серицитовых и серицито-хлорито-мусковитовых сланцев (мощность горизонтов от 3 до 30 м) 1000—1200 м
2. Кварцевые порфиры зеленовато-серые рассланцованные, сильно измененные с единичными маломощными (4—10 м)

горизонтами кварц-хлорито-серицитовых сланцев и метаморфизованных туфов 800—1000 м

Суммарная мощность по разрезу 2000 м.
Выше залегают базальные слои хибеленской свиты.

Южнее, по р. Окунайке, в разрезе свиты преобладают сланцы и метаморфизованные песчаники, которым подчинены отдельные горизонты сильно измененных кварцевых и фельзитовых порфиров.

Мощность чуйской свиты условно определена в 2000—2500 м.
Фельзитовые и кварцевые порфиры — зеленовато-серые рассланцованные породы, иногда с тонкой полосчатостью, совпадающей со сланцеватостью. Структура их blastопорфирная с микролепидогранобластовой основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, иногда кварцем. Размер их 1—1,8 мм. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит и титаномагнетит. Породы интенсивно катаклазированы, хлоритизированы, серицитизированы, альбитизированы, карбонатизированы, сосюритизированы и эпидотизированы. Кварцевые порфиры отличаются от фельзитовых лишь присутствием порфировых выделений кварца.

Сланцы зеленые, зеленовато-серые, темно-серые тонкоплитчатые и листоватые, иногда филлитовидные. Структура их лепидогранобластовая, микролепидогранобластовая, реже милонитовая. По составу выделяются кварц-хлорито-серицитовые, серицито-хлорито-мусковитовые, реже кварц-карбонатные сланцы. Иногда в сланцах видны реликты порфировых выделений, позволяющие считать, что они образовались за счет порфиров.

Песчаники — зеленовато-серые мелкозернистые плотные породы с массивной и сланцеватой текстурой. Структура псефито-псаммитовая. Обломки представлены только кварцем. Цемент поровый, по составу серицито-хлоритовый.

Туфы кварцевых порфиров зеленовато-серые рассланцованные. Участками в них сохранилась литокластическая структура. Обломки сложены кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Туфы катаклазированы, хлоритизированы, серицитизированы и карбонатизированы.

СРЕДНИЙ КОМПЛЕКС ПРОТЕРОЗОЯ

Аakitканская серия

Отложения среднего комплекса протерозоя занимают значительную часть территории листа. Они несогласно залегают на породах чуйской свиты и несогласно перекрываются голоустенской свитой.

Малокосинская свита (Pt_2mk). Свита обнажена в бассейне руч. Медвежьего. Сложена она ритмично чередующимися пестроцветными песчаниками, конгломератами, алевролитами и гравелитами. В среднем течении руч. Медвежьего установлено несогласное налегание ее на чуйскую свиту, а на водоразделе этого же ручья и р. Окунайки наблюдался аркозный контакт с гранитами муйского комплекса. В базальных слоях свиты часто встречается галька пород нижнего протерозоя, особенно обильны гальки гранитов муйского комплекса.

Малокосинская свита на территории описываемого листа сопоставляется со стратотипом этой свиты, описанным по р. Малой Косе (Малышев, 1954 г.), на основании следующих признаков: 1) идентичного положения в разрезе (она несогласно налегает на породы нижнего протерозоя); 2) пестроцветного характера; 3) грубообломочного состава пород; 4) широкого развития характерных текстур мелководья. Отложения свиты накапливались в мелководных континентальных условиях. Отложения свиты отличаются грубым терригенным составом пород, пестроцветная окраска, широко развитая косая слоистость потокового и бассейнового типов, а также ленточная слоистость, многочисленные микро-размывы и трещины усыхания.

Несмотря на значительное общее сходство терригенной толщи, обнаженной в бассейне руч. Медвежьего, со стратотипичными разрезами малокосинской свиты (Западное Прибайкалье), в деталях толщи несколько отличны. Это

обстоятельство наряду со значительным расстоянием, отделяющим оба района, а также недостаточной ясностью взаимоотношений терригенной толщи рч. Медвежьего с эффузивами хибеленской свиты вносит известную условность в сопоставление.

Наиболее полный разрез малокосинской свиты обнажен в среднем течении рч. Медвежьего. Здесь на метаморфизованных эффузивах чуйской свиты залегают:

1. Кварцевые песчаники зеленые грубозернистые неслоистые, переходящие по простираанию в кварцевые гравелиты	20 м
2. Конгломераты лиловые крупно- и мелкогалечные неслоистые с галькой пород чуйской свиты	25 „
3. Кварцевые гравелиты зеленовато-серые с редкими гальками зелеными песчаников чуйской свиты	130 „
4. Часто переслаивающиеся зеленовато-лиловые и лиловые гравелиты, среднегалечные конгломераты, песчаники и алевролиты. Характерно широкое развитие косослоистых текстур и ленточной слоистости	125 „
Суммарная мощность по разрезу 300 м.	

Конгломераты мелко-, средне- и крупногалечные, иногда валунные, обычно лилового, реже зеленовато-лилового цвета. Галька и валуны хорошо окатаны, реже полуокатаны; форма их уплощенная, овальная, реже округлая. Размер их от 1 до 30 см; плохо отсортированы. Количество их колеблется от 10 до 60%. Галька состоит в основном из кварца, реже встречаются эффузивы и песчаники чуйской свиты, а также граниты, инъецирующие отложения нижнего протерозоя. Цемент базальный, контактовый, реже поровый и представляет собой алевритистый песчаник, обломочная часть которого сложена окатанными обломками кварца, эффузивов, сцементированных серицито-карбонатными и серицито-хлоритовым материалом.

Гравелиты лиловые, зеленовато-лиловые, зеленые и серые с хорошо окатанными, но плохо отсортированными гравийными зернами кварца, полевых шпатов, фельзитов. Размер гравийных частиц колеблется от 2 до 5 мм. Текстура массивная, реже сланцеватая. Структура псаммитовая и псаммито-псефитовая. Цемент базальный, реже поровый, по составу хлорито-серицитовый, серицито-хлорито-карбонатный, серицито-железистый и серицито-хлорито-кварцевый.

Песчаники зеленые, серые и лиловые. Текстура параллельно-слоистая, часто косослоистая, массивная, реже сланцеватая. Структура псаммитовая и алевропсаммитовая. Обломки не отсортированы и представлены окатанными и полуокатанными зернами кварца, реже калиевого полевого шпата и микрофельзитов. Цемент базальный, контактовый и поровый, по составу кварц-полевошпатовый, глинисто-серицитовый, иногда с большим количеством гидрокислов железа.

Хибеленская свита (Pt_2hb). Отложения свиты слагают осевую часть и западные склоны Аakitканского хребта, занимая около 40% территории, и прослеживаются в виде широкой полосы субмеридионального простираания, распространяясь далее за пределы листа. В верховьях р. Савкиной хибеленская свита с угловым несогласием залегает на породах чуйской свиты нижнего протерозоя, а в бассейне рр. Окунайки и Бол. Мини несогласно перекрывает голоустенской свитой.

Хибеленская свита отчетливо делится на две части: нижнюю терригенно-эффузивную¹ и верхнюю, сложенную преимущественно порфирами. Верхняя часть отличается монотонным составом и на большей части территории не поддается расчленению. Лишь в бассейне рр. Бол. Мини и Черепанихи в ее составе установлены горизонты песчаников и туфов, выклинивающиеся к югу.

¹ По мнению некоторых исследователей (Е. А. Шалек, 1963 г.), терригенно-эффузивная толща, обнажающаяся в бассейне р. Савкиной, относится к малокосинской свите.

Полный разрез нижней части свиты хорошо обнажен в верховьях р. Савкиной, где на метаморфизованных эффузивах чуйской свиты с угловым несогласием залегают:

1. Конгломераты средне- и мелкогалечные, переходящие по простираанию в гравелиты и песчаники. В конгломератах встречается галька пород чуйской свиты	90 м
2. Фельзитовые порфиры темно-серые с редкими прослоями туфов	30 „
3. Песчаники и гравелиты серые кварцевые и аркозовые	35 „
4. Фельзитовые порфиры темно-серые	40 „
5. Песчаники серые аркозовые и кварцевые, переходящие иногда в гравелиты того же состава	50 „
6. Фельзитовые порфиры темно-серые. Редко кварцевые порфиры	680 „
7. Песчаники серые кварцевые, переходящие по простираанию в галечно-валунные конгломераты с галькой и валунами серого кварца, фельзитовых и реже кварцевых порфиров	40 „
Суммарная мощность по разрезу	930 м.

На конгломератах и песчаниках залегают фельзитовые порфиры верхней части хибеленской свиты.

Верхняя, наиболее мощная часть свиты сложена преимущественно порфирами. Она не расчленена, так как в порфирах отсутствуют маркирующие горизонты и не установлен порядок напластования. Здесь наиболее широко распространены темно-серые фельзитовые, реже кварцевые порфиры. Среди них выделяются порфиры с афанитовой и мелкозернистой основной массой. Переходы между этими разновидностями постепенные. Кроме этого, довольно часты сиенит-порфиры, реже граносиенит-порфиры и гранит-порфиры. В центральной части площади эти породы прослеживаются в виде неширокой (2—3 км) полосы, вытянутой в субмеридиональном направлении от южной рамки листа до р. Мини. Повсеместны постепенные переходы к фельзитовым порфирам. Переход от типичных эффузивов, среди которых отмечены прослои туфов, к гипабиссальным породам осуществляется в интервале 0,4—1,5 км. Аналогичные переходы наблюдаются и на смежных площадях (Лобанов, 1962ф; Комаров, 1960ф, 1961ф). По составу это эффузивные и гипабиссальные аналоги граносиенитов и в меньшей мере гранитов. Химические анализы устанавливают принадлежность всех разновидностей к субщелочной магме.

По-видимому, гипабиссальные породы представляют собой корни трещинных излияний. Пространственное соотношение гипабиссальных и осадочно-эффузивных пород позволяет предполагать, что магма проникла по системе расколов, проходивших в субмеридиональном направлении. Выходя на поверхность, она растекалась к западу и востоку, где накапливались собственные эффузивные породы, нередко перемежающиеся с туфами и песчаниками.

В бассейне р. Бол. Мини, выше устья руч. Порожного, среди фельзитовых порфиров хибеленской свиты появляются быстро выклинивающиеся прослои и линзы туфов, туфолав и туфопесчаников. Мощность переслаивающихся пород достигает 500 м. На правом водоразделе р. Мини, в верховьях р. Черепанихи, среди фельзитовых порфиров залегают горизонт песчаников, который от р. Мини прослеживается в северо-восточном направлении до северной рамки площади листа. Мощность горизонта колеблется от 70 до 200 м. В его основании наблюдался метровый пласт грязно-белых среднезернистых кварц-полевошпатовых песчаников, выше залегают среднезернистые розовые кварцевые песчаники, согласно перекрытые темно-серыми фельзитовыми порфирами. К югу от р. Мини песчаники выклиниваются. Ориентировочная мощность верхней части свиты 2500—3000 м. Суммарная мощность свиты 3500—4000 м.

Породы хибеленской свиты на востоке территории листа подверглись динамометаморфизму. В пределах этой зоны породы претерпели значительные изменения. В результате динамометаморфизма и локальных динамотермальных изменений породы катаклазированы, рассланцованы, превращены в сланцы и бластомилониты и частично перекристаллизованы.

Наиболее широко распространены фельзитовые порфиры, представляющие собой темно-серые, реже зеленоватые и лиловые породы с четко выраженной порфировой структурой. Текстура их массивная, реже сланцеватая. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, реже калиевым полевым шпатом. Номер плагиоклаза определить не удается, так как зерна его частично, а иногда полностью замещены альбитом, серицитом, хлоритом и часто соссюритизированы. Размер порфировых выделений 2—6 мм. Структура основной массы фельзитовая, микроплагитовая, микрогранитовая, графолированная. Минералогический состав основной массы: плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, вулканическое стекло. Первичные темноцветные минералы в породе очень редки и представлены зеленой роговой обманкой и биотитом. Аксессуары минералы: рудный, апатит и сфен. Химические анализы фельзитовых порфиров позволяют отнести их к эффузивным аналогам граносиенитов, щелочных гранитов.

Кварцевые порфиры от фельзитовых отличаются лишь появлением выделений кварца.

Сиенит-порфиры и менее распространенные граносиенит-порфиры и гранит-порфиры связаны между собой постепенными переходами и отличаются друг от друга лишь содержанием полевых шпатов и кварца. Перечисленные разновидности розовато-серые или зеленовато-серые, часто с характерной пятнистостью, обусловленной наличием шлировых скоплений роговой обманки и биотита. Текстура пород массивная, реже гнейсовидная. Структура порфировая с микроплагитовой, микрогранитной и микролепидитовой основной массой. Порфировые выделения размером 1—5 мм сложены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Минералогический состав основной массы: калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц и роговая обманка. Последняя часто замещается биотитом. Из аксессуарных минералов обычны апатит, сфен, циркон и рудный. Эпимагматические процессы выражены серицитизацией, соссюритизацией, эпидотизацией, хлоритизацией.

Конгломераты зеленовато-серые средне- и мелкогалечные, иногда валунные, неслоистые, часто переходят в гравелиты. Размер хорошо окатанной гальки и валунов 1—5 см, редко 30 см. В конгломератах, залегающих в основании свиты, галька представлена преимущественно кварцем, реже породами чуйской свиты, гранитами муйского комплекса. В конгломератах, залегающих выше, преобладает галька кварца и реже фельзитовых порфиров. Цементом служит гравелит или грубозернистый массивный песчаник с псаммито-псефитовой структурой. Цемент преобладает над галькой. Обломки полукатаных зерен кварца, полевого шпата и фельзита сцементированы серицито-хлоритовым материалом. Цемент поровый, контактовый и базальный. Гравелиты отличаются от конгломератов лишь размерами обломков.

Песчаники серые грубо- и среднезернистые неяснослоистые или массивные. Обломки кварца, реже калиевого полевого шпата, кварцитов, микрофельзитов скреплены поровым или базальным кварцевым, кварц-полевошпатовым и серицито-карбонатным цементом.

Туфы тонкозернистые плотные темно-серые сланцеватые; структура туфов кристаллокластическая. Обломочная часть представлена угловатыми зернами кварца и калиевого полевого шпата. Основная масса микрофельзитовая.

Туфолавы сложены порфирами, в которых содержатся угловатые обломки стекла и порфиров. Размер обломков не превышает, как правило, 2—3 см.

Чайская свита (Pt₂cs). Свита слагает западные склоны Аикитканского хребта и прослеживается от р. Окунайки до северной рамки листа и далее за его пределы. Ширина выхода свиты достигает 4—6 км. К чайской свите отнесена мощная толща эффузивно-осадочных пород, залегающих на хибеленской свите и несогласно перекрытых голоустенской свитой. В общем для разреза чайской свиты характерно довольно частое переслаивание терригенных пород с фельзитовыми порфирами. Иногда отмечаются прослои и линзы туфов. Характерна лиловая и серая окраска пород, наличие косослоистых текстур, невыдержанность некоторых горизонтов по простираанию — выклинивание и фаціальная изменчивость. К северо-востоку увеличивается роль эффузивов и туфов, в этом же направлении возрастает и мощность чайской свиты.

Нижняя граница свиты проводится условно по подошве нижнего терригенного горизонта, залегающего на фельзитовых порфирах хибеленской свиты.¹ Контакт чайской и хибеленской свит наблюдается в бассейне р. Домутки (Южной), где на темно-серых фельзитовых порфирах хибеленской свиты залегают лиловые алевролиты чайской свиты. Контакт резкий, ровный. В бассейне р. Ревуны на порфирах хибеленской свиты залегают гравелиты с прослоями конгломератов, содержащих гальку подстилающих порфиров. К северу от описываемого района, на площади листа О-49-XX, отмечается несогласное наложение чайской свиты на хибеленскую (Никольский, 1961ф). Несогласное наложение голоуспенской свиты на чайскую наблюдалось во многих участках района (р. Ревунья, руч. Горелый и др.).

Наиболее полный разрез свиты обнажен по р. Ревунье, где на порфирах хибеленской свиты залегают (снизу вверх):

1. Гравелиты серого цвета с прослоями конгломератов, содержащих гальку порфиров	20—25 м
2. Песчаники полевошпато-кварцевые серые с лиловым оттенком	50 „
3. Песчаники кварцевые серые с прослоями лиловых алевролитов	25—30 „
4. Фельзитовые порфиры лилового и серого цвета	10—15 „
5. Часто переслаивающиеся лиловые и серые алевролиты	50 „
6. Песчаники и гравелиты полевошпато-кварцевые розовато-серые	180 „
7. Алевролиты, в верхней части переслаивающиеся с кварцевыми песчаниками. Цвет лиловый и зеленовато-серый	130 „
8. Песчаники параллельно- и косослоистые темно-лилового цвета, переслаивающиеся с лиловыми алевролитами	60 „
9. Фельзитовые порфиры лиловые. Видимая мощность	250 „

В правом безымянном притоке р. Ревуны разрез свиты несколько наращивается. На лиловых фельзитовых порфирах залегают:

10. Туфы лилового цвета	5 „
11. Песчаники кварцевые зеленовато-серые с прослоями зеленых алевролитов	7 „
12. Песчаники кварцевые темно-серые. Видимая мощность	3 „
Суммарная мощность по разрезу 790—805 м.	

Общая мощность свиты в пределах описываемой территории колеблется от 500 до 800 м.

Породы, слагающие чайскую свиту, отличаются от аналогичных образований хибеленской свиты характерной лиловой окраской порфиров и терригенных пород, а также значительным развитием в последних косослоистых текстур и более кислым составом эффузивов.

ВЕРХНИЙ КОМПЛЕКС ПРОТЕРОЗОЯ

Байкальская серия

Отложения байкальской серии слагают узкую (1—3 км) полосу, прослеживающуюся через всю территорию листа вдоль западного подножия Аkit-канского хребта. Кроме того, они обнажены в истоках р. Черепанихи и в бассейне р. Бол. Мини. По руч. Медвежьему известны выходы только голоуспенской свиты. Байкальская серия включает голоуспенскую, улунтуйскую и качергатскую свиты. На подстилающих породах нижнего и среднего протерозоя, а также на гранитах ирельского комплекса байкальская серия лежит с резко выраженным несогласием. Отложения качергатской свиты перекрыты уша-

¹ Ф. З. Никольский (1962 г.) и другие нижнюю границу свиты проводят по подошве мощной пачки терригенных пород.

ковской (на юге) и миньской (на севере) свитами нижнего кембрия; между собой свиты байкальской серии связаны постепенными переходами.

Голоуспенская свита (Pt_{gl}) сложена конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами; иногда в верхней части разреза присутствуют доломиты. Во многих местах района устанавливается трансгрессивное наложение свиты на образования нижнего и среднего протерозоя. В бассейне руч. Медвежьего голоуспенская свита с азимутальным несогласием залегают на породах чуйской свиты, в бассейнах рр. Бол. Мини и Окунайки она несогласно перекрывает порфиры хибеленской свиты, а по рр. Савкиной, Домутке (Южной), Домутке (Северной), Ревунье и по руч. Горелому — чайской. В базальных конгломератах голоуспенской свиты содержится галька всех подстилающих пород. В истоках р. Черепанихи свита залегают на размытой поверхности гранитов четвертой фазы ирельского комплекса.

Наиболее полный и хорошо обнаженный разрез свиты изучен по рч. Горелому. На породах чайской свиты залегают (снизу вверх):

1. Конгломераты с галькой подстилающих пород	35 м
2. Песчаники кварцевые кварцитовидные	25 „
3. Сланцы глинистые с прослоями песчаников	11 „
4. Алевролиты, доломиты, известковистые песчаники	2 „
5. Песчаники с прослоями алевритовых сланцев	13 „
Мощность по разрезу 86 м.	

Выше лежит мощная пачка глинисто-алевоитовых сланцев улунтуйской свиты.

При сопоставлении разрезов свиты, изученных в различных частях описываемой территории, отмечается их выдержанность. Различия весьма незначительны и сводятся к тому, что на некоторых участках (р. Ревунья и др.) отсутствуют доломиты, иногда увеличивается роль кварцевых песчаников (р. Черепаниха) и несколько уменьшается мощность базальных конгломератов. Мощность свиты с юга на север уменьшается от 100 до 60 м.

Конгломераты темно-серые, зеленоватые мелко- и среднегалечные. Хорошо окатанная, но неотсортированная галька эллипсоидальной формы представлена кварцем, фельзитовыми и кварцевыми порфирами, фельзитами. Галька преобладает в составе конгломератов. Структура псефито-псаммитовая, текстура массивная. Цемент песчаный, поровый, контактовый, по составу кварц-серицит-хлоритовый.

Песчаники светло-серые, зеленовато-серые кварцевого и полевошпато-кварцевого состава, неслоистые с редкими обломками фельзитов, биотита, сфена и рудного минерала. Цемент контактовый, контактово-поровый, реже базальный кремнисто-серицитовый, серицит-карбонатный.

Сланцы и алевролиты зеленовато-серые сланцеватые с алевритовой и пелито-алевоитовой структурой. Минералогический состав: кварц, полевошпат, карбонат, мусковит.

Улунтуйская свита (Pt_{ul}). Свита сложена глинистыми сланцами и известняками и согласно залегают на голоуспенской. Граница между свитами проводится по подошве пачки глинистых и глинисто-алевоитовых сланцев. Типичный разрез свиты обнажен по р. Домутке (Южной), где на песчаниках голоуспенской свиты залегают (снизу вверх):

1. Сланцы глинисто-алевоитовые	50 м
2. Известняки темно-серые оолитовые	1,5 „
3. Известняки серые мелкозернистые окремненные	1 „
4. Сланцы глинисто-алевоитовые темно-серые до черных	3 „
5. Известняки темно-серые кристаллические с прослоями пелито-морфных известняков	30 „
Суммарная мощность свиты по разрезу 85,5 м.	

Выше располагаются алевролиты качергатской свиты.

Во внутренней части нагорья (бассейн р. Бол. Мини) полный разрез свиты наблюдать не удалось, но по отдельным коренным выходам и деловию установлено, что в нижней части разреза свиты здесь также преобладают гли-

нисто-алеуритовые сланцы, а в верхней — известняки. Видимая мощность 40—50 м.

В целом состав свиты в пределах исследованной территории довольно выдержан и наблюдается лишь тенденция уменьшения ее мощности к северу. В пределах площади листа мощность изменяется от 50 до 120 м. На смежном листе N-49-I (Лобанов, 1962ф) мощность улунтуйской свиты составляет 160—250 м.

Известняки темно-серые неравномерно-среднезернистые с зубчатой, реже густковой структурой. Текстура массивная, реже неяснополосчатая. Кроме зерен кальцита наблюдаются редкие зерна кварца. Оолитовые окремненные известняки — темно-серые массивные породы. Размер оолитов 1—5 мм. Сланцы аналогичны одноименным образованиям голоуспенской свиты.

Качергатская свита (Pt_2K_5). Свита представлена переслаивающимися песчаниками и сланцами. Она согласно залегает на улунтуйской свите, и нижняя ее граница проводится по кровле верхнего выдержанного горизонта карбонатных пород. Наиболее полный разрез свиты обнажен на водоразделе рр. Мини и Солянки, где на известняках улунтуйской свиты залегают:

1. Алеуритовые сланцы темно-серые	10 м
2. Сланцы алеуритовые зеленовато-серые	15 „
3. Алеуритовые песчаники темно-серые слюдистые с прослоями зеленовато-серых слюдисто-кварцевых песчаников	12 „
4. Песчаники серые слюдисто-кварцевые мелкозернистые с прослоями темно-серых алеуритов и алеуритистых песчаников	60—65 „
5. Алеуритовые песчаники темно-серые, переслаивающиеся со сланцами	20 „
6. Песчаники серые слюдисто-кварцевые с прослоями зеленоватых алеуритовых сланцев	15 „
7. Алеуритовые сланцы зеленовато-серые с прослоями слюдисто-кварцевых и кварцевых пиритизированных песчаников	55 „
Суммарная мощность по разрезу около 190 м.	

Мощность свиты в пределах описываемой территории колеблется от 150 до 200 м.

Алеуролиты и сланцы характеризуются параллельно-полосчатой текстурой и пелитовой, алеуритовой, лепидобластовой структурами. Среди обломков преобладает кварц, реже наблюдаются полевой шпат, чешуйки мусковита и зерна рудного минерала. Цемент глинистый, серицито-хлоритовый, серицито-карбонатный с примесью лимонита.

Песчаники мелко- и среднезернистые, преимущественно кварцевые с незначительной примесью зерен калиевого полевого шпата, биотита, глауконита и рудного минерала. Обломки, как правило, хорошо окатаны и плохо отсортированы. Текстура массивная, грубослоистая. Структура псаммитовая, алеуропсаммитовая. Цемент контактово-поровый, контактовый и регенерационный, по составу серицито-хлоритовый.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Отложения нижнего кембрия распространены вдоль подножия западных склонов Аkitканского хребта, а также в нижнем течении р. Бол. Мини. По стратиграфическому положению, находкам ископаемой фауны (в ленском ярусе), литологии и на основании сопоставлений с однообразными образованиями смежных районов среди терригенно-карбонатных отложений нижнего кембрия нами выделяются ушаковская свита, миньская свита (алданского яруса) и ленский ярус нерасчлененный.

Ушаковская свита (St_1u_5). Свита распространена только в южной части площади на водоразделе рр. Хаки и Окунайки. Свита прослеживается от

южной рамки листа в северо-западном направлении до р. Окунайки в виде узкой выклинивающейся к северо-западу полосы. На исследованной территории взаимоотношения ушаковской и качергатской свит не установлены. На площади листа N-49-I отмечено параллельное несогласие между ними (Лобанов, 1962ф). В центральной и северной частях района ушаковская свита выпадает из разреза и породы миньской свиты со скрытым несогласием ложатся на качергатскую свиту верхнего протерозоя. Выпадение ушаковской свиты, по-видимому, следует объяснить наличием в то время на описываемой территории сравнительно крупного устойчивого поднятия. Это обстоятельство подтверждается наблюдениями на смежной к югу территории листа (Лобанов, 1962ф), где отчетливо наблюдается уменьшение мощности свиты по мере приближения к описываемой территории от 300 (на юге) до 80 м (на севере).

В настоящее время о стратиграфическом положении ушаковской свиты имеются различные мнения. А. С. Кульчицкий (1958ф), К. П. Калинина (1960), В. Д. Мац (1961ф) считают возможным отнести свиту к докембрию. Учитывая противоречивые мнения о возрасте ушаковской свиты, а также данные по абсолютному возрасту мотской свиты (609 млн. лет — Исакова, 1959 г.), мы ее условно относим к нижнему кембрию, но не включаем в алданский ярус. Незначительное распространение пород ушаковской свиты и плохая обнаженность не позволили составить ее послонный разрез. На площади смежного листа N-49-I (Лобанов, 1962ф) в бассейне р. Желтый разрез свиты представлен (снизу вверх):

1. Песчаники полевошпато-кварцевые	70 м
2. Сланцы алеуритовые	10 „
3. Песчаники полимиктовые	23 „
4. Песчаники полевошпато-кварцевые грязно-зеленые	25 „
5. Песчаники полимиктовые слюдистые	20—25 „
6. Переслаивающиеся песчаники кварцевые, полевошпато-кварцевые и глинисто-алеуритовые сланцы	55 „
7. Сланцы алеурито-глинистые	25 „
Суммарная мощность по разрезу 236—241 м.	

В бассейне р. Умбеллы (Лобанов, 1962ф) мощность свиты сокращается до 80 м. На описываемой территории максимальная мощность свиты принимается равной 80 м, севернее, на правобережье р. Окунайки, свита выклинивается. По составу и текстурно-структурным особенностям породы ушаковской свиты (кроме песчаников) аналогичны соответствующим разновидностям качергатской. Песчаники преимущественно полевошпато-кварцевые, реже полимиктовые массивные грубослоистые среднезернистые. Слабо окатанные и плохо сортированные обломки представлены кварцем, полевым шпатом, турмалином, биотитом, карбонатом и обломками горных пород.

Алданский ярус

Миньская свита. Свита на описываемой территории выделяется впервые. В нее включены терригенные породы, залегающие стратиграфически выше ушаковской свиты и ниже карбонатных пород ленского яруса.

Отложения миньской свиты слагают узкую субмеридиональную полосу вдоль западных склонов Аkitканского хребта и прослеживаются от р. Савкиной до северной рамки площади листа. Кроме того, свита обнажается в нижнем течении р. Бол. Мини. По литологическому составу миньская свита отчетливо делится на нижнюю и верхнюю подсвиты.

Нижняя подсвита (St_1m_1) с параллельным несогласием залегает на качергатской свите. Этот контакт наблюдался по р. Ревунье, где на зеленовато-серые полосчатые рассланцованные алеуритистые песчаники качергатской свиты налегают светло-серые кварцитовидные песчаники миньской свиты. Контакт резкий, четкий. На контакте песчаники имеют более темную окраску. Подсвита представлена довольно однообразной толщей светло-серых, иногда с кремовым оттенком мелкозернистых, существенно кварцевых и кварцитовидных песчаников. Мощность подсвиты 120—150 м.

Песчаники мелко- и среднезернистые, характеризуются массивной, грубо-параллельной текстурой и псаммитовой структурой. Обломочная часть представлена хорошо окатанными зернами кварца (90%) и незначительным количеством калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита, циркона, эпидота и рудного минерала. Цемент контактовый, поровый, частично регенерационный, по составу железисто-серпичитовый с примесью глинистого материала, реже кварцевый.

Верхняя подсвита ($Ст_1m_2$) распространена в виде узкой полосы к западу от выходов нижней подсвиты. Переход от нижней подсвиты к верхней постепенный. В кварцитовидных песчаниках верхней части разреза нижней подсвиты наблюдаются прослои зеленовато-серых алевролитов, которые выше по разрезу преобладают. Ориентировочная мощность переходной пачки около 20 м. В общем подсвита характеризуется частым переслаиванием песчаников и алевролитов серой, зеленовато-серой и вишневой окраски. Наиболее полный разрез свиты изучался по р. Ревунье, где согласно на песчаниках нижней подсвиты залегают (снизу вверх):

1. Алевролиты зеленовато-серого цвета, переслаивающиеся со слюдисто-кварцевыми песчаниками	15 м
2. Алевролиты, алевропесчаники, чередующиеся с кварцевыми и слюдисто-кварцевыми песчаниками	16 „
3. Песчаники зеленовато-серые кварцевые и кварцитовидные зеленовато-серые с прослоями алевролитов. Вверху прослой (20 см) доломита	2,5 „
4. Песчаники слюдисто-кварцевые темно-серые с редкими прослоями алевролитов	6 „
5. Алевролиты вишневые, чередующиеся с песчаниками	6 „
6. Алевролиты зеленовато-серые, переслаивающиеся с серыми слюдисто-кварцевыми песчаниками	3 „
Мощность по разрезу 92—95 м.	

Выше залегают карбонатные породы ленского яруса.

На правобережье р. Бол. Мини в разрезе подсвиты преобладают породы, окрашенные в вишневые тона, и мощность ее увеличивается до 140 м.

Песчаники верхней подсвиты несколько отличаются от одноименных пород нижней плохой окатанностью зерен и большим содержанием обломков полевых шпатов (до 25%). Алевролиты параллельно- и косослоистые с алевропелитовой и алевропсаммитовой структурой. В алевролитах встречаются плохо окатанные псаммитовые зерна кварца и полевых шпатов. Цемент по составу серпичито-хлоритовый, серпичито-хлорито-железистый с примесью глинистого материала, по типу базальный, поровый и контактовый.

Миньская свита нерасчлененная ($Ст_1m_1$) показана на геологической карте в западной части площади от южной рамки листа до р. Мини. Здесь она представлена толщей кварцевых, кварцитовидных песчаников и алевролитов. Из-за плохой обнаженности не удалось выделить подсвиты, но тем не менее повсеместно устанавливается, что в основании свиты залегают светло-серые кварцевые и кварцитовидные песчаники, а в ее верхней части наблюдаются чередующиеся песчаники и алевролиты зеленовато-серого и вишневого цвета. Мощность свиты колеблется от 210 до 290 м.

Ленский ярус ($Ст_1l$)

Отложения ленского яруса, представленные карбонатными породами, прослеживаются почти повсеместно по подножию западных склонов Аkitканского хребта, а также в районе оз. Дургань и в нижнем течении р. Бол. Мини. В обнажениях на берегу оз. Дургань в карбонатных породах найдены остатки трилобитов *Bulajaspis* sp. (определение Л. В. Огиенко, ИГУ), являющихся руководящей формой ленского яруса. Отнесение карбонатной толщи к ленскому ярусу соответствует также ее стратиграфическому положению в разрезе древних толщ района и данным, полученным на прилегающих площадях (Лобанов, 1962ф; Суханова, 1962ф; Комаров, 1961ф; Никольский, 1961ф).

Из-за недостаточной обнаженности полный разрез ленского яруса на описываемой территории не наблюдался. Переход от миньской свиты к ленскому ярусу постепенный. В верхней части разреза миньской свиты в алевролитах встречаются прослои доломитов и мергелей, которые выше по разрезу сменяются известняками. Мощность переходной пачки составляет 13—15 м. Наиболее полный разрез ленского яруса изучен по правобережью р. Бол. Мини, где на породах миньской свиты верхней подсвиты согласно залегают (снизу вверх):

1. Известняки темно-серые песчаные с прослоями доломитизированных	10 м
2. Доломитизированные известняки желтовато-серые, в верхах брекчированные	60 „
3. Песчаные известняки серые, часто косослоистые	40 „
4. Известняки серые мелкозернистые	140 „
5. Известняки темно-серые тонкокристаллические, слабобитуминозные	150 „
Общая видимая мощность по разрезу 400 м.	

В предгорьях Аkitканского хребта из-за плохой обнаженности послыйный разрез ленского яруса наблюдать также не удалось. Установлено лишь то, что в нижней части отмечаются кремново-серые, иногда доломитизированные, брекчированные и песчаные известняки. Верх сложен темно-серыми пелитоморфными и мелкозернистыми слабо битуминозными известняками. Мощность ленского яруса не менее 400 м. К югу, на площади листа N-49-VII (Суханова, 1962ф), где разрез ленского яруса наиболее полный, мощность его составляет 900—1000 м.

Песчаные известняки характеризуются неясно выраженной параллельно-слоистой текстурой и микрозернистой, участками алевропелитовой структурой. Псаммитовая примесь представлена кварцем, биотитом, серпичитом, рудным минералом и составляет около 10% породы. Известняки обладают мелко- и микрозернистой, реже пелитоморфной структурой и массивной текстурой. Брекчированные разности известняков характеризуются микрозернистой, граблостовой и сгустковой структурой; текстура брекчневая.

Верхний отдел

Верхленская свита ($Ст_{2-3}vl$). Свита на описываемой территории не обнажена. Она условно показана на геологических разрезах к карте и в стратиграфической колонке на основании наличия слоев, которые в нормальном разрезе подстилают и перекрывают верхленскую свиту.

К северу, на площади листа O-49-XXV (Комаров, 1961ф), верхленская свита обнажена и изучен ее разрез. Свита сложена часто чередующимися песчаниками, мергелями, известняками (часто песчаными) и алевролитами. Породы окрашены в кирпично-красные, лиловые тона, реже в зеленовато-серые. Мощность свиты 350 м. Возможно, в состав верхленской свиты включена илгинская свита.

Илгинская свита ($Ст_3il$). Отложения свиты выходят на поверхность лишь по р. Окунайке в 2 км ниже оз. Дальнего. Здесь в нижней части переслаиваются красноцветные, иногда косослоистые полимиктовые песчаники и алевролиты, выше сменяющиеся розоватыми и бурными известняками. Видимая мощность около 50 м. Породы в обнажении, судя по наклону слоев, согласно подстилают отложения нижнего ордовика и залегают в непосредственной близости от подошвы устькутского яруса. Взаимоотношения с подстилающими породами не установлены. На близлежащей к югу территории илгинская свита согласно залегает на верхленской. Полная мощность свиты составляет 200—240 м (Лобанов, 1962ф). Стратиграфическое положение перечисленных пород и литологическое сходство с разрезами илгинской свиты на смежных площадях (Лобанов, 1962ф; Суханова, 1962ф) позволило нам выделить эту свиту.

В отложениях илгинской свиты Иркутского амфитеатра известны находки остатков трилобитов *Kuraspis* и *Vercholenella* и гастропод *Scenella compressa* Ugr. et. Sc. Возрастная принадлежность трилобитов неясна, а гастроподы наряду с нижним ордовиком известны в отложениях кембрия (Карасев, 1950; Г. Г. Лебедь, 1960 г.).

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Нижнеордовикские отложения развиты в западной части описываемой территории. Они представлены карбонатно-терригенными осадками, в которых многочисленны находки ископаемой фауны брахиопод, гастропод и цефалопод. Ранее (Жидков, 1956ф; Салоп, 1958) эти отложения относились к нижнему кембрию, и лишь в 1959 г. работниками Миньской и Кунерминской партий (Артемьев, 1960ф; Шемякин, 1960ф) была собрана большая коллекция окаменелостей, что позволило впервые в этом районе выделить ордовик.

Нижнеордовикские образования разделены на устькутский ярус (устькутская свита), чуньский ярус (суринская свита) и нарьягинскую свиту. Последняя отнесена к нижнему ордовику условно.

Устькутская свита. Устькутская свита распространена в западной части территории, где она обнажена на небольших участках, изолированных друг от друга мощными четвертичными отложениями. Свита сложена разнообразными известняками, алевролитами и песчаниками. По распределению карбонатных и терригенных пород в разрезе свита отчетливо подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Для нижней подсвиты характерно преобладание карбонатных пород, а для верхней — терригенных.

Нижняя подсвита (O_{1uk_1}) распространена на восточном склоне хр. Аверичев Кряж и в бассейнах рр. Горбилака и Хаки. Подсвита представлена переслаивающимися известняками, известковистыми песчаниками и алевролитами. Роль терригенных пород увеличивается к верхам разреза. Характерна серая и зеленовато-серая окраска. В карбонатных породах нижней части подсвиты найдены остатки ископаемой фауны *Finkelburgia* sp., *F. of panderora* Andg. (определено О. Н. Андреевой, ВСЕГЕИ), характерные для устькутского яруса нижнего ордовика. Взаимоотношения устькутской свиты с подстилающими отложениями на описываемой территории не установлены. В прилегающих районах она постепенно и согласно сменяет илгинскую свиту.

Хорошо обнаженный разрез подсвиты изучен на восточном склоне хр. Аверичев Кряж. Здесь на породах илгинской свиты, которые обнажены у русла р. Окунайки, в 20—30 м выше по склону, залегают (снизу вверх):

1. Песчаники известковистые светло-серые	1,4 м
2. Известняки оолитовые темно-серые с окаменелостями <i>Finkelburgia</i> sp.	2,1 „
3. Известняки микрозернистые бледно- и грязно-зеленого цвета с окаменелостями <i>Finkelburgia</i> sp.	0,7 „
4. Известняки ракушечниковые серые с окаменелостями <i>Finkelburgia of panderora</i> Andg. и пелеципод	0,6 „
5. Известняки песчанистые оолитовые, микрозернистые темно-серые, грязно-зеленые, светло-серые с прослоями алевролитов	1,7 „
6. Известняки оолитовые песчанистые темно-серые	2,6 „
7. Песчаники известковистые темно-серые грязно-зеленые, серые, часто переслаивающиеся с алевролитами грязно-зелеными	5,0 „
8. Известняки песчанистые и оолитовые темно-серые	4,5 „
9. Песчаники известковистые, часто переслаивающиеся с алевролитами и известняками	25,6 „
10. Известняки песчанистые темно-серые и серые	28,8 „
11. Песчаники темно-серые известковистые, переслаивающиеся с алевролитами грязно-зеленого цвета	11,9 „

12. Известняки водорослевые темно-серые	5,4 м
13. Известковистые песчаники темно-серые, переслаивающиеся с алевролитами грязно-зеленого цвета	9,2 „
14. Алевролиты известковистые светло-серые	4,0 „
15. Известняки водорослевые темно-серые	2,2 „
16. Известковистые песчаники, часто переслаивающиеся с алевролитами грязно-зелеными	2,8 „
17. Песчанистые известняки темно-серые, переслаивающиеся с известковистыми песчаниками и алевролитами грязно-зеленого цвета	9,0 „
18. Песчаники известковистые серые, переслаивающиеся с алевролитами	13 „
19. Песчаники известковистые зеленовато-серые, серые, лиловатые, часто переслаивающиеся с алевролитами грязно-зелеными	8,9 „
Суммарная мощность по разрезу 200 м.	

Выше залегают песчаники верхней подсвиты устькутской свиты.

Верхняя подсвита (O_{1uk_2}) распространена на восточном склоне хр. Аверичев Кряж. Для подсвиты характерен карбонатно-терригенный состав, лиловая окраска ее нижней части и зеленовато-серая верхней, наличие параллельной и реже косой слоистости, присутствие на поверхностях напластования следов ряби. В нижней части подсвиты в известняках найдены окаменелости *Lingulidea*, *Nautiloidea*. Верхняя подсвита согласно залегает на нижней. Граница верхней подсвиты проводится по подошве первого горизонта темно-лиловых песчаников. Переход от нижней подсвиты к верхней фиксируется по довольно резкой смене окраски пород от серой к темно-лиловой. В литологическом отношении подсвиты сменяются постепенно. В нижней части разреза верхней подсвиты среди известковистых песчаников наблюдаются прослои известняков, аналогичных одноименным породам нижней подсвиты.

Наиболее полный разрез подсвиты обнажен и изучен на восточном склоне хр. Аверичев Кряж. Здесь непосредственно на породах нижней подсвиты согласно залегают (снизу вверх):

1. Песчаники известковистые параллельно- и косослоистые, темно-лиловые с линзами лиловых алевролитов	36,5 м
2. Известняки оолитовые розовато-серые с окаменелостями лингул и наутилоидей	2,6 „
3. Песчаники известковистые лиловые с редкими маломощными прослоями лиловых алевролитов	51 „
4. Песчаники известковистые, иногда косослоистые серые и зеленоватые, часто переслаивающиеся с алевролитами, алевропесчаниками грязно-зелеными	88 „
5. Алевролиты известковистые серые с глауконитом	1,9 „
6. Песчаники известковистые серого цвета, переслаивающиеся с алевролитами	188 „
Суммарная мощность верхней подсвиты 368—370 м.	

Выше согласно залегают малиново-красные песчаники суринской свиты.

Оолитовые известняки почти целиком (до 80%) сложены эллипсоидальными, округлыми мелкими (0,2—2 мм) оолитами с четким концентрически-скорлуповатым строением. В центре оолитов обычно находятся обломки мелкозернистого перекристаллизованного карбоната, реже зерна кварца. Оболочки оолитов сложены микро- или мелкозернистым карбонатом. Оолиты сцементированы микрозернистым карбонатом. Водорослевые известняки темно-серые тонкозернистые. Водоросли образуют короткие конусы диаметром 1—10 см. На выветрелой поверхности наблюдается концентрическое строение известняков. Песчанистые и песчано-алевритистые известняки содержат до 10% обломков кварца, полевых шпатов и микрокварцитов.

Песчаники мелко- и среззернистые, реже разномзернистые, по составу полимиктовые. Обломки представлены преимущественно крупными зернами кварца, поле-

вых шпатов, карбоната, халцедона, биотита, редко глауконита. Цемент контакто-поровый и базальный, по составу карбонатный.

Алевролиты по составу аналогичны песчанникам.

Устькутская свита нерасчлененная (O_{1uk}) распространена в западной части площади, где она слагает изолированные участки. Из-за недостаточной обнаженности на этих участках не удалось выделить под-свиты. Представлена свита мелкозернистыми песчанистыми оолитовыми серыми известняками, полимиктовыми зеленовато-серыми и лиловыми песчанниками и алевролитами. Почти повсеместно наблюдается преобладание карбонатов в низах свиты и увеличение количества терригенных пород в ее верхах. Во многих местах на устькутскую свиту ложится красноцветная суринская свита. Мощность устькутской свиты 570 м.

Суринская свита (O_{1sr}). Свита слагает восточный и западный склоны хр. Аверичев Кряж и отдельные участки по р. Домутке (Северной), по левобережью р. Мини и по западному водоразделу р. Солянки.

Свита представлена мощной толщей красноцветных песчанников, согласно залегающих на породах верхней подсвиты устькутской свиты. Переход от устькутской свиты к суринской постепенный, но контакт хорошо фиксируется по смене окраски пород. В отложениях свиты найдена ископаемая фауна *Proterocameroceas* (определение З. Г. Балашова, ЛГУ). По стратиграфическому положению и литологическим особенностям суринская свита может быть сопоставлена с ийской свитой Ангаро-Ленской структурно-фациальной зоны.

Разрез свиты изучался на восточном склоне хр. Аверичев Кряж, где на породах устькутской свиты верхней подсвиты залегают малиново-красные полимиктовые песчанники параллельно- и косослоистые. В нижней части песчанники известковистые. Иногда в песчанниках отмечаются маломощные (3—5 см) прослои алевролитов. Мощность нижней части разреза 180 м.

Выше залегают бледно- и темно-малиновые кварцевые песчанники с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Количество прослоев гравелитов и конгломератов увеличивается вверх по разрезу. В песчанниках найдены остатки *Proterocameroceas*. Мощность 40 м.

Венчают разрез свиты грубозернистые полевошпато-кварцевые песчанники с прослоями аргиллитов и гравелитов. Цвет пород лиловый. Мощность 150 м. Суммарная мощность свиты 370 м. Выше залегают песчанники нарьянгинской свиты.

Песчанники кварцевые, полимиктовые, полевошпато-кварцевые разнозернистые. Структура псаммитовая, псефито-псаммитовая. Слабоокатанные обломки представлены преимущественно кварцем, реже полевым шпатом, биотитом, глауконитом, турмалином и рудным минералом. Цемент базальный, контакто-поровый, по составу слюдисто-лимонитовый, лимонитовый. Алевролиты по составу аналогичны песчанникам.

Мелкогалечные конгломераты содержат полуокатанную гальку кварца, порфира, красноцветных песчанников. Цемент гравелитовый и песчанистый. Наблюдаются постепенные переходы от конгломератов через гравелиты к песчанникам.

Нарьянгинская свита ($O_1(?)nr$). Свита распространена на восточном склоне хр. Аверичев Кряж. Она сложена песчанниками, которые по характерной кирпично-красной пятнистой окраске хорошо опознаются и резко отличаются от нижележащих малиново-красных пород. Свита фаунистически не охарактеризована и отнесена к нижнему ордовику условно.¹

Разрез свиты наблюдался несколько южнее описываемой территории в районе хр. Суринского (Лобанов, 1962ф). В нижней части разреза на суринской свите залегают пачка кирпично-красных песчанников с прослоями и линзами бурых алевролитов и аргиллитов. Мощность 50 м. Выше они сменяются пятнистыми кирпично-красными и лиловато-красными, иногда косослоистыми

песчанниками мощностью около 200 м. Граница между нижней и средней пачкой нерезкая и проводится по исчезновению прослоев бурых аргиллитов. В кровле свиты выделены однородно окрашенные кирпично-красные косослоистые песчанники. Мощность 25 м.

Общая мощность свиты около 270 м.

Песчанники кварцевые, реже полевошпато-кварцевые и полимиктовые. Обломочная часть представлена кварцем, полевым шпатом, которым подчинены микрозернистые кремнистые породы, микропегматиты, биотит, мусковит, карбонат, циркон, турмалин и рудный минерал. Цемент контакто-поровый, контактовый, по составу лимонитовый, лимонито-карбонатный, реже серицито-хлоритовый. Структура псаммитовая, алевропсаммитовая. Текстура слоистая, реже массивная. Окраска песчанников часто пятнистая. На кирпично-красном фоне выделяются серые и желтоватые пятна различной формы и размеров.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Верхний отдел (Q_3)

К верхнему отделу отнесены ледниковые и водно-ледниковые отложения вюрмского времени (Думитрашко, 1952), очень широко распространенные в западной части территории, где они слагают валы конечных морен, моренные холмы и покровы, занимающие значительные площади. Кроме этого, ледниковые отложения слагают боковые и донные морены по долинам крупных рек. Они представлены глинисто-песчано-щебенчистым несортированным материалом, включающим в себя большое количество хорошо окатанных валунов и галек пород нагорья. Мощность отложений колеблется от нескольких метров до 60 м.

Верхний и современный отделы объединенные (Q_{3+4})

Отложения этого возраста включают озерные торфяно-болотные осадки, широко развитые в западной части территории. Они представлены илами, тонкозернистыми песками, галечниками и торфяниками. Отложение их происходило в котловинах ледникового выпахивания, в которых располагались большие озера, подпруженные валами конечных морен. В настоящее время котловины озер заполнились илом, песками, галечниками, торфяниками и превратились в обширные, часто непроходимые болота. Послойный разрез озерно-болотных отложений не изучен, но наблюдается, что в нижней части разреза залегают пески, переслаивающиеся с галечниками, а верхи сложены илами и торфяниками. Мощность от нескольких метров до 10—15 м.

Современный отдел (Q_4)

К современному отделу отнесены аллювиальные, пролювиальные и элювиально-делювиальные отложения. Аллювиальные отложения распространены только в долинах рек в виде песчано-галечниковых русловых и пойменных образований. Аллювиальные аккумулятивные террасы (кроме пойменных) на описываемой территории отсутствуют. Мощность отложений 1—5 м.

В высокогорной части района часты пролювиальные конуса выноса временных водотоков. Элювиальные и делювиальные отложения распространены повсеместно в пределах Аkitканского хребта и хр. Аверичев Кряж. Они образуют крупно-, средне- и мелкогалечниковые россыпи и осыпи на водоразделах и склонах. Мощность их достигает 2—6 м.

¹ По данным Н. В. Сухановой (1962ф), нарьянгинская свита залегают на суринской несогласно.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Изверженные породы представлены муйским интрузивным комплексом нижнего протерозоя, ирельским и кутминским комплексами среднего протерозоя.

Наиболее широко развиты среднепротерозойские интрузии, подавляющее большинство которых представлено в виде тел, вытянутых в субмеридиональном направлении согласно простиранию основных структур района и приуроченных, вероятно, к тектонически ослабленным зонам.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

МУЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

В пределах описываемой территории известны лишь интрузии третьей фазы муйского комплекса ($\gamma\text{Pt}_1\text{ms}^3$), развитые среди пород гуйской свиты по р. Окунайке и представленные биотитовыми гранитами и плагиогранитами. Граниты образуют небольшие (2—5 км²) неправильной формы согласные тела, а также жилы и инъекции в породах чуйской свиты и вместе с последними смяты в складки, что позволяет считать их синорогенными образованиями. В зонах контактов с вмещающими породами обычны инъекции. Муйские граниты перекрыты породами малокосинской свиты, в базальных конгломератах которой содержится их галька.

Биотитовые граниты светло-серые лейкократовые, текстура их линейно-параллельная, реже сланцеватая или массивная. Структура гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, катакластическая. Главными породобразующими минералами являются плагиоклаз (25—40%, реже до 50%), калиевый полевой шпат (30—35%), кварц (25—30%), биотит (1—5%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном и магнетитом. В качестве новообразований присутствуют серицит, хлорит, мусковит, эпидот и лейкоксен. Плагиограниты тесно связаны с биотитовыми гранитами и отличаются лишь количественным соотношением полевых шпатов и отсутствием темноцветных компонентов. Калиевый полевой шпат отмечается крайне редко и то в подчиненном количестве. Структура пород катакластическая, реликтовая, гипидиоморфнозернистая, гранитная, редко порфириовидная. Текстура линейно-параллельная. Плагиоклаз имеет изогнутые и разорванные двойники, а кварц обладает волнистым и столбчатым угасанием.

СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

ИРЕЛЬСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Породы ирельского комплекса широко развиты на описываемой территории. Подавляющее большинство интрузий слагает крупные и мелкие тела, вытянутые в субмеридиональном направлении согласно простиранию основных структур района. В составе ирельского комплекса четко выделяются четыре фазы. Выделение фаз обосновано их взаимоотношениями, а также сопоставлением с аналогичными интрузивными образованиями смежных районов.

Среднепротерозойский возраст ирельского комплекса устанавливается совершенно определенно. Породами комплекса прорваны малокосинская и хибеленская свиты. Образования четвертой фазы ирельского комплекса в истоках р. Черепанхи трансгрессивно перекрыты голоуспенской свитой. В бассейне рр. Куермы. Огневой голоуспенская свита залегает на породах первой, второй и третьей фаз (Лобанов, 1962ф).

Первая фаза — сиенит-порфиры ($\xi\text{Pt}_2\text{ir}^1$), диабазы и кварцевые диабазы ($\mu\beta\text{Pt}_2\text{ir}^1$) пользуются на площади листа незначительным распространением. Сиенит-порфиры встречаются по руч. Горелому, где они слагают небольшое (4 км²) изометричное тело, а диабазы и кварцевые диабазы — небольшое (7—10 км²) вытянутое в субмеридиональном направлении тело в северо-восточном углу описываемой территории. Сиенит-порфирами и диабазами прорваны пор-

фиры хибеленской свиты; на территории смежного листа (N-49-I) породы первой фазы прорваны гранитоидами второй фазы (Лобанов, 1962ф).

Сиенит-порфиры и диабазы с порфирами хибеленской свиты имеют четкие волнистые контакты, часто с апофизами, но без видимых приконтактных изменений.

Сиенит-порфиры серые и темно-серые, розоватые массивные с порфириовой структурой. Основная масса полностью раскристаллизована и характеризуется аллотриоморфнозернистой и микропегматитовой структурой. Порфириовые выделения размером 2—5 мм представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Основная масса тонко- и мелкозернистая. Минералогический состав пород: калиевый полевой шпат (50—70%), плагиоклаз (20—25%), кварц (3—5%), роговая обманка (3—5%) и биотит (1—3%). Из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, титаномагнетит, сфен. Вторичные минералы представлены хлоритом, альбитом, субшелочной роговой обманкой, биотитом, серицитом, эпидотом.

Диабазы и кварцевые диабазы массивные плотные темно-серые, зеленовато-серые среднезернистого сложения. Структура диабазовая, пойкилитовая, участками микропегматитовая и офитовая. Минералогический состав: битовинит (70%), эгирин-авгит (25—30%) и кварц (1—5%). В незначительных количествах присутствует калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы представлены апатитом и рудным минералом. Плагиоклазы серицитизированы, сосюртитизированы и хлоритизированы. По эгирин-авгиту развита эпимагматическая роговая обманка, а рудный минерал лейкоксенизирован.

Вторая фаза ($\gamma\xi\text{Pt}_2\text{ir}^2$) — порфириовидные и гигантопорфириовидные граниты, граносиениты слагают небольшое (22—25 км²) изометричное тело в верховьях руч. Медвежьего. Возрастное положение гранитоидов второй фазы устанавливается довольно определенно. На исследованной территории ими прорвана малокосинская свита, а на смежной к югу площади (N-49-I) они интродуцируют породы первой фазы ирельского комплекса. Во многих местах граниты второй фазы прорваны гранитоидами третьей фазы (Лобанов, 1962ф).

Граниты и граносиениты связаны между собой постепенными переходами, и распределение этих разновидностей в массиве не установлено, но отмечается некоторая дифференцированность пород по характеру структур. Наибольшее количество крупных порфириовидных выделений полевых шпатов содержится в разновидностях, слагающих центральную часть массива. Среднезернистые и редко мелкозернистые разновидности гранитов и граносиенитов имеют гораздо меньшее распространение, чем крупнозернистые, и приурочены к периферической части интрузива. В краевых частях интрузии средне- и мелкозернистые разновидности иногда слабо огнейсованы.

Гравелиты малокосинской свиты на контакте с массивом ороговикованы, а песчаники окварцованы. Мощность измененных пород составляет 5—15 м. Эндоконтактные изменения выражены в появлении маломощной (0,5 м) аплитовидной оторочки.

Граниты, граносиениты характеризуются розовой, зеленовато-розовой, иногда мясо-красной окраской и крупнозернистым порфириовидными гигантопорфириовидным сложением. Порфириовидные выделения розового калиевого полевого шпата (размером до 2—3 см) имеют таблитчатую форму. Текстура пород массивная, структура порфириовидная, аллотриоморфнозернистая. Минералогический состав: плагиоклаз (20—40%), калиевый полевой шпат (30—40%), кварц (10—25%) и небольшое количество биотита. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом и рудным. Эпимагматические процессы проявлены в серицитизации плагиоклаза, микроклинизации полевого шпата, в окварцевании.

Третья фаза включает граниты, граносиениты, гранит-порфиры, сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры. Все эти разновидности связаны между собой постепенными переходами. В зависимости от эрозионного среза на дневной поверхности обнажены либо среднезернистые, иногда порфириовидные глубинные породы, либо породы гипабиссального облика. На основании этого при-

знака третья фаза подразделяется на глубинную (окунайскую) и гипабиссальную (огневскую) фации¹.

Нижняя возрастная граница описываемой фазы отчетливо определяется на основании эруптивных контактов с хибеленской свитой, с гранитоидами первой и второй фаз ирельского комплекса. Последнее отмечено на смежной к югу площади листа N-49-I (Лобанов, 1962ф). В бассейне р. Джелтуя гранит-порфиры огневской фации трансгрессивно перекрыты породами байкальской серии, а в верхнем течении р. Окунайки они прорваны гранитами четвертой фазы. Указанные данные определяют возрастное положение вулканических пород третьей фазы.

На описываемой территории тела, сложенные глубинными и гипабиссальными разновидностями, пространственно разобщены, но в южной части Окунайского массива, в непосредственной близости (1,5—2 км) от южной рамки района, на площади листа N-49-I установлен постепенный переход от гранитов и граносиенитов к гранит-порфирам, граносиенит-порфирам (Лобанов, 1962ф).

Глубинная (окунайская) фация ($\gamma\xi Pt_2ir^3$) представлена гранитами, граносиенитами. В центральной части района они слагают Окунайский массив, имеющий форму крупной линзы, ориентированной в субмеридиональном направлении, и прослеживающийся от южной рамки листа на 65—66 км к северу. Максимальная ширина массива 15—16 км. Интрузия приурочена к западному крылу акитканского антиклинория. С запада гранитоидами Окунайского массива прорваны сиенит-порфиры первой фазы и эффузивы хибеленской свиты. С востока на большем своем протяжении контакт интрузии тектонический.

Эндоконтактовые изменения выражаются в появлении аплитовидной оторочки шириной 10—50 см, иногда в образовании гибридных пород. В экзоконтактах изредка отмечается окварцевание и ороговикование.

В составе окунайской фации преобладают биотитовые, роговообманко-биотитовые граносиениты и граниты. Закономерности распределения указанных разновидностей в массиве не установлены и поэтому они не выделены на геологической карте.

Граносиениты розовые, розовато-серые средне- и крупнозернистые, слабо порфировидные. Структура пород массивная, реже гнейсовидная. Структура гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, порфировидная. Редкие порфировидные выделения микроклина с неотчетливыми очертаниями имеют размеры 0,3—1 см. Породы сложены калиевым полевым шпатом (60—70%), альбит-олигоклазом (5—10%), кварцем (7—15%), биотитом (3—5%) и амфиболом. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, магнетитом и ортитом. Эпимагматические процессы выражены в альбитизации, серицитизации, сосюритизации, в замещении плагиоклаза микроклином, частичной перекристаллизации основной массы в гранобластовый агрегат. Отмечаются новообразования гидробиотита. Граниты отличаются от граносиенитов лишь по количеству кварца и характеризуются следующим минералогическим составом: калиевый полевой шпат (45—55%), кварц (25—30%), олигоклаз № 10—20 (10—15%), биотит, роговая обманка, магнетит, апатит.

В восточной части Окунайского массива развиты огнейсованные граниты, граносиениты, связанные постепенными переходами с массивными разновидностями. Степень гнейсовидности постепенно нарастает с запада на восток. В восточной части массива породы характеризуются отчетливо выраженной гнейсовидной, реже очковой текстурой и гранобластовой, лепидогранобластовой, катакlastической, blastokataclastической структурой. Почти повсеместно наблюдается катаклаз. Минералогический состав пород аналогичен составу массивных разновидностей. Возникновение гнейсовой текстуры связано с тектонической зоной.

Гипабиссальная (огневская) фация, представленная гранит-порфирами ($\gamma t Pt_2ir^3$), сиенит-порфирами ($\xi t Pt_2ir^3$) и редко граносиенит-порфирами, слагающимися в юго-восточной части территории небольшие (от 2 до 25 км²) изо-

метричные и вытянутые в субмеридиональном направлении тела, залегающие среди пород хибеленской свиты.

Массивы в основном сложены гранит-порфирами и в меньшей степени сиенит-порфирами и граносиенит-порфирами. Указанные разновидности связаны между собой постепенными переходами и отличаются друг от друга главным образом содержанием кварца. В массиве, расположенном в среднем течении р. Мал. Мини, установлена отчетливая дифференциация. Центральная часть сложена сиенит-порфирами, а периферия — гранит-порфирами. Контакты с вмещающими породами, как правило, резкие извилистые. В эндоконтактовой части отмечаются мелкие ксенолиты порфиров хибеленской свиты и аплитовидная оторочка шириной 2—30 см. Экзоконтактовые изменения выражены неотчетливо. Иногда наблюдается слабое окварцевание.

Гранит-порфиры, сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры — розовато-серые, розовые, иногда мясо-красные породы с явно выраженной порфировой структурой. Характерна округлая форма порфировых выделений, обусловленная, вероятно, частичным оплавлением и коррозией. Основная масса тонко- и мелкозернистая с микропегматитовой и микрографической структурой. Текстура пород массивная. Порфировые выделения представлены калиевым полевым шпатом. Размер выделений 3—5 мм. Минералогический состав пород: калиевый полевой шпат (30—75%), кварц (3—25%), олигоклаз № 15—20 (3—10%), биотит и роговая обманка. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и магнетитом. В качестве новообразований присутствуют серицит, эпидот, хлорит и гидробиотит.

Четвертая фаза (γPt_2ir^4) — аляскитовые граниты и гнейсо-граниты слагают в восточной части территории довольно большие тела длиной 20—30 км при ширине 3—5 км, залегающие среди пород хибеленской свиты.

Контакты гранитоидов четвертой фазы с породами хибеленской свиты резкие слабо волнистые. Иногда наблюдаются апофизы, прослеживающиеся на расстояние от нескольких сантиметров до 10 м. Эндоконтактовые изменения проявлены слабо и выражаются в появлении узкой (2—10 см) аплитовидной оторочки. Экзоконтактовые изменения заключаются в перекристаллизации и окварцевании.

Нижняя возрастная граница четвертой фазы определяется отчетливо на основании рвущих контактов с хибеленской свитой и с более древними фазами ирельского комплекса (Лобанов, 1962ф). В бассейне р. Окунайки в граносиенит-порфирах третьей фазы наблюдались многочисленные апофизы гранитов четвертой фазы. Верхняя возрастная граница установлена в истоках р. Черепанихи, где породы, отнесенные к четвертой фазе, трансгрессивно перекрыты голоустенской свитой.

Граниты характеризуются розовато-серой, розовой, серой окраской и среднезернистым порфировидным сложением. Порфировые выделения (размер 3—5 мм), представленные калиевым полевым шпатом, имеют таблитчатую форму. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая. Минералогический состав: калиевый полевой шпат (50—55%), альбит-олигоклаз (25—30%), кварц (20—25%), биотит (2—3%). Из акцессориев известны сфен, циркон, апатит, рудный минерал, ортит. Вторичные изменения выражены в альбитизации калиевого полевого шпата, серицитизации плагиоклаза и частичном замещении биотита мусковитом.

На основании щелочного состава полевых шпатов, слабой насыщенности темноцветными минералами и значительного содержания кварца гранитоиды четвертой фазы следует отнести к аляскитовым гранитам.

Гнейсо-граниты слагают массив, расположенный в юго-восточной части территории, и по составу не отличаются от описанных выше гранитов. Появление гнейсовидных текстур здесь связано с наложенным динамотермальным метаморфизмом в Даванской зоне смятия. На смежной к югу территории листа (N-49-I) наблюдались постепенные переходы от массивных и порфировидных разновидностей к гнейсо-гранитам (Лобанов, 1962ф).

Гнейсо-граниты характеризуются гнейсовидной, иногда очковой текстурой, обусловленной взаимопараллельной ориентировкой чешуй биотита. Структура

¹ Е. А. Шалек (1963 г.) указанные фации рассматривает как самостоятельные фазы.

гранобластовая, лепидогранобластовая, нематогранобластовая и реликтовая гипидиоморфнозернистая. Минералогический состав аналогичен составу массивных разностей.

КУТИМСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Кутимский комплекс представлен дайками, штоками гранодиоритов, габбро-диабазов, диабазов и габбро и развит только в восточной части описываемой территории. Породами комплекса прорваны образования среднего протерозоя, а с более молодыми отложениями (верхнего протерозоя и палеозоя) они пространственно разобщены. Поэтому верхняя возрастная граница даек, штоков и малых тел не установлена и среднепротерозойский возраст их принят условно.

Гранодиориты ($\gamma\delta Pt_2$) в бассейне р. Бол. Мини слагают небольшие (от нескольких сотен квадратных метров до 15 км^2) тела и штоки оваловидной, вытянутой формы, ориентированные в северо-восточном направлении и приуроченные к Даванской зоне смятия. Гранодиоритами прорвана хибеленская свита. Контакты с вмещающими породами четкие неровные. В породах хибеленской свиты наблюдаются жилы гранодиоритов. В правом борту р. Бол. Мини в гранодиоритах отмечаются ксенолиты пород хибеленской свиты. Форма ксенолитов округлая. Размер их от 1 до 7 м^2 . Экзоконтактовые изменения выражены в интенсивном окварцевании, серицитизации, частичном ороговиковании и сульфидизации. Ширина зоны измененных пород измеряется первыми десятками метров. В эндоконтактовой части наблюдается аплитовидная оторочка шириной от 3 до 30 см.

Гранодиориты зеленовато-серые среднезернистые, иногда порфириовидные. Структура офитовая, участками микропегматитовая, порфириовидная и призматическизернистая. Минералогический состав: плагиоклаз (60—70%), кварц (10—15%), хлорит (3—15%), эпидот (2—10%), иногда роговая обманка (до 25%). Аксессуары представлены цирконом, сфеном, рудным минералом. Эпимагматические процессы выражены эпидотизацией, альбитизацией, пелитизацией, хлоритизацией. Иногда наблюдаются новообразования зеленой роговой обманки по первичной бурой.

Габбро-диабазы ($\gamma\beta Pt_2$), диабазы ($\beta\mu Pt_2$), габбро (νPt_2) слагают дайки и мелкие ($0,3—1,2 \text{ км}^2$) оваловидной формы тела. Последние известны только в истоках рр. Черепанихи и Мал. Мини. Тела ориентированы в северо-восточном направлении и приурочены к Даванской зоне смятия. Дайки развиты незначительно, и наибольшее их количество известно в бассейнах рр. Окунайки и Черепанихи. Ориентировка даек разнообразная. Преобладают дайки северо-западного и субмеридионального направлений. Мощность их колеблется от 10 до 200 м. По простиранию они прослеживаются на 2—5 км. Углы падения даек крутые — от 70 до 90°. Контакты габбро-диабазов, диабазов и габбро с вмещающими породами резкие прямолинейные, без видимых приконтактовых изменений. Большинство даек сложено диабазами, а мелкие штокообразные тела — габбро-диабазами и редко габбро.

Диабазы и габбро-диабазы — зеленовато-серые, темные массивные, редко сланцеватые породы мелко- и среднезернистого сложения. Структура диабазовая, призматическоофитовая, габбро-диабазовая. Минералогический состав: основной плагиоклаз (40—50%), калиевый полевой шпат (15—25%), моноклинный пироксен (15—20%), роговая обманка (8—10%), кварц (1—2%). Аксессуары минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом. Эпимагматические процессы проявлены в серицитизации, сосюритизации, лейкоксенизации, эпидотизации и в появлении новообразований гидроблотита, роговой обманки, тремолита и актинолита.

Габбро темно-зеленые среднезернистые массивные. Структура габбровая. Минералогический состав соответствует нормальному габбро: плагиоклаз (близкий к лабрадору) и моноклинный пироксен. Из аксессуарных минералов присутствует магнетит и апатит. Эпимагматические процессы проявлены в сосюритизации, в появлении новообразований роговой обманки, актинолита и эпидота.

ТЕКТОНИКА

Исследуемый район расположен в зоне сочленения краевого геантиклинального поднятия Байкальской складчатой области и Ангаро-Ленского прогиба Сибирской платформы.

В формировании современной тектонической структуры района отразилось влияние нескольких тектонических эпох, из которых наиболее отчетливо выражены нижнепротерозойский и среднепротерозойский тектоно-магматические циклы.¹ Характерно, что складчатость конца докембрия, проявившаяся во внутренних частях геосинклинальной системы байкалид и на южной окраине Ангаро-Ленского прогиба (Павловский, 1959), в исследованном районе не выражена — отложения нижнего кембрия залегают на верхнепротерозойских образованиях с параллельным несогласием и образуют единый структурный ярус².

Большое влияние на формирование структуры района в ее нынешнем виде имели новейшие тектонические движения. Сводные поднятия, в результате которых возникли современные хребты, привели к образованию пологих чешуйчатых надвигов и покровов, значительно осложнивших структуру района.

Наиболее крупной структурой краевого геантиклинального поднятия на территории листа является Аkitканский антиклинорий. В ядре антиклинория в бассейнах рр. Окунайки и Савкиной обнажаются нижнепротерозойские отложения, смятые в узкие изоклиналиные складки северо-западного простирания. Крылья сложены породами среднего и верхнего протерозоя, а также нижнего кембрия. Отложения этих комплексов собраны в пологие линейные складки субмеридионального простирания. К своду антиклинория приурочены интрузии гранитов среднепротерозойского ирельского комплекса.

Антиклинорий простирается в северо-восточном направлении. Протягивается он, по-видимому, на сотни километров при ширине в несколько десятков километров. Шарнир антиклинория погружается к северу и югу от р. Окунайки. Строение его асимметрично. Восточное крыло, обращенное внутрь складчатой области, в отличие от западного (приплатформенного), вмещает интрузии гранитного и гранодиоритового состава; породы этого крыла сравнительно высоко метаморфизованы и собраны в более узкие складки. Осевые поверхности некоторых складок этого крыла опрокинуты на восток.

Ось Аkitканского антиклинория отмечается положительными (до +500 гамм) аномалиями геомагнитного поля, которые прослеживаются через всю территорию листа в виде узкой зоны с субмеридиональным простиранием изодинам. Геомагнитным аномалиям соответствует отрицательное значение гравитационного поля. Повышение магнитного поля связывается с выходами гранитоидов ирельского комплекса в центральной части антиклинория. Выделяется также серия положительных магнитных аномалий, связанных с зоной глубинного разлома (Даванская зона смятия).

На территории листа четко устанавливается трехъярусное строение антиклинория. Здесь выделяются нижнепротерозойский, среднепротерозойский и раннекаледонский структурные ярусы.

Западная часть района находится в пределах Ангаро-Ленского прогиба — зоны перикратонного опускания (по Е. В. Павловскому). Начало формирова-

¹ Среднепротерозойской эпохой, по нашему мнению, заканчивается геосинклинальный этап развития района. С верхнего протерозоя он вступил в относительно спокойную субплатформенную стадию развития. В верхнем протерозое и нижнем кембрии район испытывал небольшие колебательные движения, влияние которых сказалось лишь на характере отложений.

² Таким образом, наиболее древний возраст, который может быть принят для складчатости, дислоцировавшей отложения верхнего протерозоя, — раннекаледонский. Некоторую ясность в определение возраста складчатости вносит появление на территории листа N-49-I девонских (?) отложений, которые с резким угловым несогласием залегают на образованиях кембрия и ордовика.

ния прогиба на данной территории не установлено, поскольку разрезы отложений молодых систем не обнажены. Резкое увеличение мощности ордовикских отложений свидетельствует о том, что в ордовикское время район уже входил в состав этого прогиба. По-видимому, следует согласиться с мнением Е. В. Павловского (1959) о том, что Ангаро-Ленский прогиб заложен в начале палеозойской эры или даже в конце докембрия¹. Прогиб в качестве отрицательной структуры существовал в девонское время (Лобанов, 1962ф). В мезозой-кайнозойе в его краевой части была сформирована предгорная депрессия.

Участок района, входящий в состав Ангаро-Ленского прогиба, характеризуется положительным значением геомагнитного поля (до +200 гамм). К области предгорной депрессии приурочена полоса его нулевых значений. Гравитационное поле в этой части листа имеет отрицательное значение. Минимальное значение гравитационного поля (до -60 мгл) отмечается в северо-западной части планшета в междуречье Мини и Черепанихи. Характерной чертой гравитационного поля является незначительное убывание аномалий силы тяжести с запада на восток.

Наиболее древним в районе является нижнепротерозойский структурный ярус (см. рисунок). Поле нижнепротерозойских отложений имеет форму крупной линзы, вытянутой по оси антиклинория в меридиональном направлении. Между образованиями нижнего и среднего протерозоя четко фиксируется крупное структурное несогласие: отложения среднего протерозоя полого налегают на сложно дислоцированные слои чуйской свиты и прорывающие их граниты муйского комплекса. Структуры нижнепротерозойского яруса, имеющие северо-западное простирание, ориентированы почти под прямым углом к более молодым складкам.

По некоторым характерным особенностям отложений можно предполагать существование нижнепротерозойской геосинклинали. Об этом свидетельствует наличие мощного² эффузивно-осадочного комплекса, в котором значительно высокая степень метаморфизма пород и их интенсивная дислоцированность³.

Внутренняя структура нижнего протерозоя не расшифрована при съемке масштаба 1 : 200 000, что связано с отсутствием маркирующих горизонтов и высокой степенью метаморфизма, затушевывающего в большинстве случаев первичную слоистую текстуру. Редкие наблюдения над соотношениями слоистости и кливажа свидетельствуют о вероятном преобладании узких линейных изоклинальных складок: имея в целом довольно крутое падение (60—80°) в северо-восточных румбах, слои часто имеют опрокинутое залегание. Оси складок простираются на северо-запад, их крылья наклонены главным образом на северо-восток, редко на юго-запад. Размах крыльев не превышает первые сотни метров, а чаще измеряется несколькими десятками метров. Крылья сложены складками волочения и межформационными срываами.

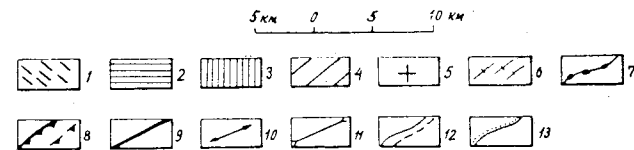
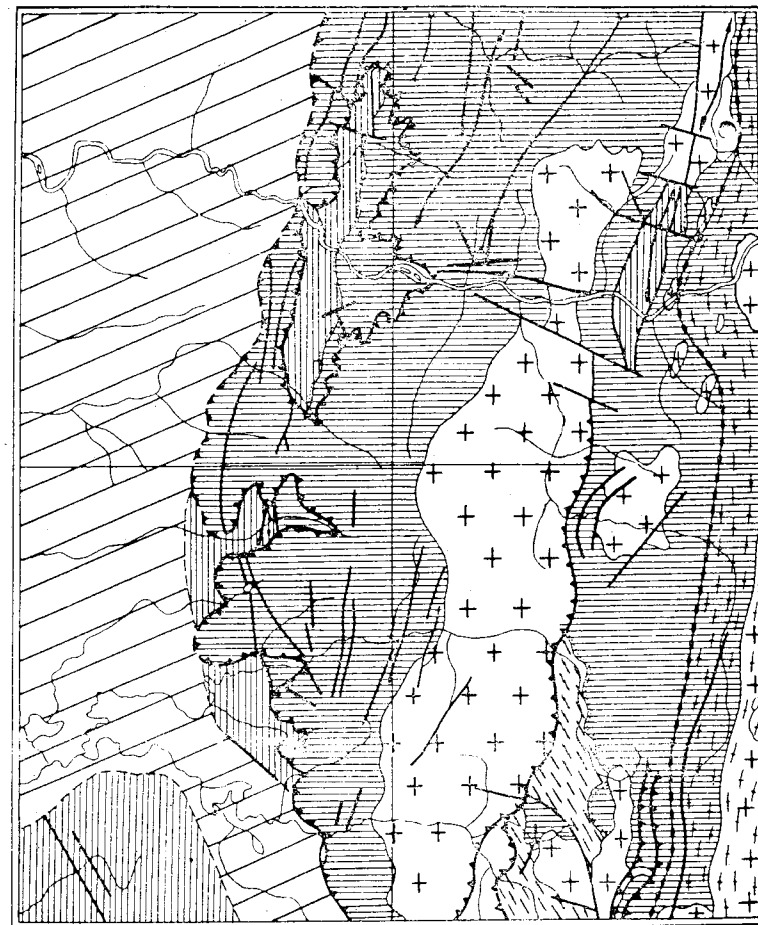
Следует отметить, что в целом для Западного Прибайкалья не характерно азимутальное несогласие между нижнепротерозойскими и более молодыми образованиями и проявляется лишь на данном относительно небольшом участке (Мац, 1961; Бухаров, 1962ф; Лобанов, 1962ф). Возможно, это связано с тем, что нижнепротерозойские слои облекают древний жесткий массив, существовавший продолжительное время. Размеры и границы его в нижнем протерозое определить невозможно. Влияние жесткого массива, по-видимому, сказалось на характере и структуре среднепротерозойских образований в бассейнах рр. Окунайки, Савкиной и Мал. Мини.

Образования среднепротерозойского структурного яруса занимают почти всю область нагорья. Породы среднего протерозоя, в том числе гранитоиды

¹ В пользу более раннего времени заложения прогиба свидетельствует отсутствие в районе четко выраженного несогласия между отложениями нижнего кембрия и верхнего протерозоя.

² Мощность нижнего протерозоя в 2500 м является неполной. К югу (лист. N-49-1) она достигает 5000—5500 м (Лобанов, 1962ф).

³ Характер отложений нижнего протерозоя сближает их со спилито-кератофировой формацией.



Тектоническая схема территории листа О-49-XXXI

1—3 — структурные ярусы: 1 — нижнепротерозойский, 2 — среднепротерозойский, 3 — раннекаледонский; 4 — мезозой-кайнозойская предгорная депрессия, наложенная на Ангаро-Ленский краевой прогиб; 5 — среднепротерозойские интрузии; 6 — зоны развития тектонитов; 7 — граница Даванской зоны смятия; 8 — надвиги, установленные и предполагаемые; 9 — крупные разрывы (сбросы, взбросы, сдвиги); 10 — оси антиклинальных структур; 11 — оси синклинальных структур; 12 — границы нормальных стратиграфических и интрузивных контактов, достоверные и предполагаемые; 13 — границы стратиграфических несогласий

ирельского комплекса, трансгрессивно перекрыты отложениями верхнего протерозоя.

Характер образований среднего комплекса протерозоя свидетельствует о позднем этапе геосинклинального развития. Об этом можно судить по преобладанию среди терригенных пород красноцветов, грубообломочному составу и характерным текстурным особенностям этих отложений, что свидетельствует о накоплении осадков в мелководных континентальных бассейнах, широкому развитию гипабиссальных интрузий, тесно связанных с наземными излияниями кислой магмы, повышенной щелочности изверженных пород и сравнительно невысокой степени метаморфизма пород.

Складчатые формы среднепротерозойского яруса наиболее отчетливы в северной части района, где среди порфиров хибеленской свиты содержатся горизонты терригенных пород. Здесь выделяется Домугдинская синклинали¹ и смежные с ней Домугдинская и Междуреченская антиклинали.

Домугдинская синклинали на площади листа прослежена на 25—30 км. Видимая ширина складки, определенная по положению опорного горизонта песчаников, колеблется в пределах 3—8 км. Углы падения крыльев на разных уровнях эрозионного среза составляют 5—20°. Шарнир синклинали изогнут: азимут простирания оси меняется от 360° до СВ 45°. Устанавливается общее погружение шарнира к северу (Комаров, 1961ф).

Междуреченская антиклинали, расположенная к востоку от Домугдинской, имеет асимметричное строение: в ее восточном крыле слои падают на восток под углами до 60°, а падение слоев в западном крыле до 20—25°. Таким образом, осевая поверхность антиклинали наклонена к востоку от оси Ачитканского антиклинория. К сводовой части этой складки приурочен массив аляскитовых гранитов, вытянутый в северо-восточном направлении. Ширина антиклинали изменяется от 6 до 10 км и более. Характерно значительное сокращение ширины складки на севере, что связано с погружением ее шарнира в этом направлении.

К западу от Домугдинской синклинали расположена одноименная антиклинали, которая распознается по смене падения слоев с восточного (западное крыло Домугдинской синклинали) на западное. Ширина складки несколько превышает 10 км. Ее западное крыло осложнено пологим надвигом.

В южной части площади в пределах среднепротерозойского поля отчетливо выделяется Окунайская антиклинали, приуроченная к своду Ачитканского антиклинория. В ее ядре обнажаются образования нижнего протерозоя и малокосинской свиты. Это пологая симметричная линейная складка с шарниром, погружающимся к северу и югу. Углы падения крыльев составляют 25—30°. Ширина складки в ее своде превышает 10 км.

В междуречье Савкиной и Мал. Мини отложения среднего протерозоя несколько отличны от распространенных на остальной площади:

1. В правом борту р. Савкиной сокращается мощность нижней части ачитканской серии.

2. Отложения малокосинской свиты по руч. Медвежьему интенсивно дислоцированы, а рядом (7—8 км на северо-восток) отложения, условно относимые к нижней части хибеленской свиты, полого (25°) залегают на нижнепротерозойской толще.

3. В интрузии гранитондов (бассейнов р. Мал. Мини) четко выражена дифференциация массива, не характерная для других интрузий ирельского комплекса. Это, по-видимому, свидетельствует о ее становлении в относительно спокойных условиях.

4. Породы среднего протерозоя в этой части не подвержены динамометаморфизму, а те же образования к востоку и западу интенсивно огнейсованы.

Отмеченные особенности проявляются на участке, имеющем форму линзы шириной 15 км, вытянутой в субмеридиональном направлении на 40—50 км. Приведенные факты вместе с северо-западным направлением нижнепротерозойских структур, дают основание предполагать существование жесткого мас-

сива в нижнепротерозойское и среднепротерозойское время. По-видимому, данный массив занимал в нижнем протерозое значительно большую территорию.

Отложения малокосинской свиты смяты в узкие, почти изоклинальные складки шириной не более 1 км, их крылья наклонены под углом 70—75° и осложнены мелкими складками волочения. Выдержано общее для среднепротерозойских структур северо-восточное простирание осей складок и погружение шарниров к северу.

Раннекаледонский структурный ярус включает отложения верхнего протерозоя, кембрия и ордовика. В описываемом районе они нерасчленены в структурном отношении и, несмотря на существование стратиграфических перерывов (последокембрийский, среднекембрийский), не разделены углавыми несогласиями. Таким образом, имеющийся фактический материал соответствует представлениям Е. В. Павловского (1959) о том, что «нижний возрастной предел складчатости определяется интервалом времени от уинлока до даунтона»¹.

В то же время от более древних отложений толщ, включаемые в каледонский структурный ярус, отделены несогласием, которое наиболее отчетливо проявлено в южной части территории. Здесь голоустенская свита залегает на разных горизонтах чайской, а на правом борту р. Окунайки — на хибеленской свите. В этой части района структуры рассматриваемого яруса имеют северо-западное простирание, в бассейнах рр. Озерной и Домутки (Южной) они ориентированы в меридиональном направлении, а севернее их простирание меняется на северо-восточное.

Осадочные толщи, слагающие раннекаледонский структурный ярус, накапливались в обстановке субплатформенного режима. Об этом можно судить по небольшой мощности формаций, отсутствию изверженных образований, наличию характерных кварц-песчаных толщ и другим признакам. Выделяется три цикла осадконакопления. Общими для них являются унаследованность бассейнов последующих эпох от предыдущих, что привело к сохранению единого структурного плана. Ранний цикл характеризуется некоторой дифференцированностью движений, что устанавливается по уменьшению мощности отложений байкальской серии в районе и выпадению ушаковской свиты на севере описываемой площади. Ее аналоги известны севернее на территории листа О-49-XX (Никольский, 1961ф). Складчатости конца докембрия, по-видимому, соответствовал перерыв в осадконакоплении, продолжительность которого не установлена. Второй перерыв фиксируется между нижнекембрийским и верхнекембрийско-ордовикским циклами (Павловский, 1959). Последний цикл симметричен: красноцветные терригенные формации отлагались в начале и конце цикла. Характерно, что терригенные породы суринской свиты содержат обломки эффузивов, что, вероятно, указывает на интенсивность движений положительного знака в восточной части района.

По характеру складок в пределах раннекаледонского яруса можно выделить две зоны: зону узких линейных складок, развитых в полосе, непосредственно примыкающей к нагорью, и зону пологих широких линейных складок, распространенных к западу от него.

Складки первой группы, погребенные под рыхлыми отложениями и надвинутыми породами среднего протерозоя, обнажаются главным образом в тектонических окнах по долинам рек. Наиболее полно складки изучены в междуречье Савкиной и Окунайки и в бассейне р. Домутки (Южной). Это симметричные, редко асимметричные линейные складки с углами наклона крыльев 20—30°. Ширина складок обычно составляет 1—2 км. Для большинства структур характерно погружение шарниров к югу под углом до 15°. По наличию пологих продольных изгибов в крыльях можно предполагать слабую ундуляцию шарниров складки. В бассейнах рр. Домутки (Северной) и Мини

¹ На площади листа N-49-I терригенные породы предположительно девонского времени залегают с резким несогласием на отложениях кембрия и ордовика.

¹ Название заимствовано у Л. Д. Комарова (1961ф).

слои характеризуются спокойным, довольно пологим залеганием. Здесь известны мелкие складки северо-восточного протирания со слабо ундулирующими шарнирами. Размах крыльев от 15—20 м до нескольких десятков и первых сотен метров. Углы погружения слоев на крыльях составляют 20—40°. Следует отметить Укульчанскую антиклиналь, выделяемую по выходу улунтуйских известняков среди пород качергатской свиты. Ее осевая поверхность несколько наклонена на запад. Падение слоев в восточном крыле составляет 35—40°, западное крыло имеет углы падения 10—20°. Не исключено, что ее образование связано с формированием надвига.

Отложения верхнего протерозоя — нижнего кембрия, залегающие внутри нагорья в крупном грабене, слагают антиклиналь, прослеженную по простиранию на 15 км, при ширине грабена от 1 до 3,5 км. В южном блоке грабена в ядре антиклинали залегают породы качергатской и улунтуйской свит, а в северном (поднятом) — граниты среднего протерозоя. Восточное крыло складки почти нацело срезано сбросом, залегание слоев в западном крыле довольно крутое (до 60°). Шарнир складки слабоволнистый, о чем свидетельствует наличие продольных изгибов в ее западном крыле. Углы погружения шарнира достигают 25—30°.

Зона развития пологих линейных складок изучена слабо, что обусловлено очень плохой обнаженностью. На юге территории листа выделяется Суринская синклинали¹, ширина которой составляет 12 км. Строение складки асимметричное: ее западное крыло наклонено под углом 30—35°, а углы падения слоев в восточном крыле не превышают 20°. Ось простирается к северо-западу. Шарнир складки под углом 10—15° воздымается в юго-восточном направлении.

Далее на север в редких выходах ордовикских пород слои имеют северо-восточное простирание. По единичным замерам слоистости можно судить о том, что отложения ордовика смяты в крупные пологие складки с более резко выраженной ундуляцией шарниров. Обрывки таких складок закартированы в междуречье Домутки (Северной), Мини и Солянки.

Выходы девонского структурного яруса на исследуемой территории не известны.

Кайнозойский структурный ярус сложен рыхлыми четвертичными образованиями, залегающими с резким несогласием на отложениях древних систем. Наибольшее развитие рыхлые образования получили в области предгорной депрессии, протягивающейся через всю площадь листа согласно с общим направлением структур раннекаледонского яруса. Предгорная депрессия имеет асимметричное строение: ее восточное крыло круче западного. Ширина депрессии в разных частях района варьирует от 5 до 15 км. Определенная по разности гипсометрических отметок максимальная глубина ее превышает 500 м. Заложение депрессии произошло, по-видимому, в конце мезозоя — начале кайнозоя.

Разрывные нарушения в районе многочисленны и разнообразны по морфологии, размерам, пространственной ориентировке и времени заложения. Преобладают круглые разрывы — сбросы, взбросы и зоны смятия, широко проявлены надвиги и покровы. Господствующее направление разрывов северо-восточное. Реже отмечаются крутые нарушения северо-западного и субширотного направлений².

Наиболее значительной разрывной структурой является Даванская зона смятия³, расположенная к восточной части территории. Это крупнейшее региональное тектоническое нарушение, прослеживающееся в северо-восточном направлении на несколько сотен километров при ширине до 10—20 км. Даванская зона смятия разграничивает различные структурно-фациальные зоны и

¹ Наиболее полно она изучена на площади листа N-49-I.

² Следует оговориться, что некоторая часть этих нарушений осталась, по-видимому, неизученной, поскольку геологические маршруты располагались вкостр простирания основных структур, т. е. по направлению поперечных разрывов.

³ На территории листа ее ширина составляет 6—8 км.

может рассматриваться в качестве глубинного разлома, проходящего в крайней части Байкальской складчатой области. Время заложения этого тектонического шва относится, по-видимому, к нижнему протерозою, о чем можно судить по различиям в составе и структуре нижнепротерозойских отложений, распространенных к западу и востоку от него (Лобанов, 1962ф). Интенсивные движения вдоль зоны продолжались и в более поздние эпохи, что подтверждают многочисленные магматические тела, вытянутые в едином северо-восточном плане (лист N-49-I), а также высокий метаморфизм и повышенная дислоцированность среднепротерозойских образований. Заключительный этап тектонических движений произошел, вероятно, в мезозой-кайнозое.

На территории листа зона смятия проходит по эффузивам среднего протерозоя. К ней приурочены массивы гранитоидов IV фазы ирельского комплекса и малые тела гранодиоритов. Эффузивные породы превращены в сланцы и гнейсы, связанные постепенными переходами с неметаморфизованными образованиями. Зона смятия не отделена сколько-нибудь значительными разрывами. В пределах зоны метаморфизм неравномерен. Характерно его нарастание в центральных частях, где проявились процессы динамотермального метаморфизма. Степень изменения пород достигает здесь эпидото-амфиболитовой и амфиболитовой фазий метаморфизма (Мануйлова, 1960), тогда как для периферийной части зоны характерна фация зеленых сланцев. Интенсивность расланцевания и перекристаллизации непостоянная в поперечном сечении: к западу и востоку от центральной части зоны среди метаморфизованных образований отмечаются линзы слабо переработанных пород. Ориентировка линз согласуется с общим простиранием зоны. Их размер в поперечном сечении варьирует от нескольких десятков метров до 1 км и более. Внутреннее строение зоны смятия, по М. П. Лобанову (1960), характеризуется широким развитием складок волочения с амплитудой до нескольких метров. Это находит подтверждение в нижнем течении р. Бол. Мини, где устанавливается, что расланцованные орто- и парапороды хибеленской свиты внутри зоны смяты в серию мелких изоклиальных складок с размахом крыльев в несколько метров.

Даванская зона смятия имеет практическое значение: к внутренним ее частям приурочены высокотемпературные проявления редкометальной и редкоземельной минерализации (лист N-49-I), а на периферии в толще расланцованных эффузивов отмечаются проявления полиметаллических руд и золота.

В районе широко развиты сравнительно мелкие разрывы, которые выделяются при картировании по выпадению (появлению) некоторых горизонтов или свит, а чаще по наличию тектонитов — зон милонитизации, тектонических брекчий, катаклизитов. Крутые разрывы обычно сопровождаются зеркалами и штрихами скольжения и продуктами гидротермальной деятельности: окварцеванием, флюоритизацией, карбонатизацией. Амплитуды перемещения различны: для одних нарушений они измеряются метрами и десятками метров, для других — сотнями метров и первыми километрами. Протяженность разрывов от сотен метров до нескольких десятков километров.

Довольно крупными нарушениями образован Большеминский грабен, выявленный в бассейне р. Бол. Мини. Он отчетливо картируется по наличию глубоко опущенных отложений верхнего протерозоя — нижнего кембрия в поле среднепротерозойских образований. Грабен сформирован серией продольных и поперечных ступенчатых сбросов с амплитудами перемещений от двух-трех десятков до нескольких сотен метров. Поперечные разрывы моложе продольных.

Многие разрывные нарушения заложены, вероятно, в ранние эпохи тектогенеза и подновлялись в процессе дальнейшего развития данного участка. Значительная часть нарушений имеет геоморфологическое выражение на местности, что свидетельствует о их активизации во время новейших тектонических движений, с проявлением которых связано образование системы крупных надвигов.

В районе выделяются три группы надвигов, из которых наиболее значительна западная группа, где надвиги приурочены к современной границе

складчатой области и платформе. Здесь проходит крупный Миньский надвиг и несколько мелких, по которым массы перемещались к западу. К востоку от оси Ачитканского антиклинория известен Окунайский надвиг, по которому перемещение происходило в восточном направлении. Далее на восток выявлены еще два параллельных надвига. Их плоскости наклонены на восток.

Главный Миньский надвиг впервые был выделен и изучен в 1960 г. геологом Ю. П. Цыпуковым (1962). На площади листа он прослежен от р. Окунайки на юге до северной его рамки. Это пологое ($10-30^\circ$) нарушение, по которому древние образования (главным образом вулканогенные породы хибеленской свиты) перемещены с востока на запад и надвинуты на отложения верхнего протерозоя и палеозоя. Амплитуда перемещения варьирует в широких пределах: от нескольких сотен метров до 3—5 км. Поверхность надвига имеет выдержанное северо-восточное простирание (СВ $10-25^\circ$). Ее падение непостоянно: внутри нагорья поверхность наклонена к восток-юго-востоку под углом $35-50^\circ$, по восстанию она постепенно выполаживается до горизонтальной. Нередко в крайних западных блоках отмечается пологое погружение поверхности в сторону движения всякого крыла, т. е. надвиг переходит в покров¹.

Анализ фактического материала свидетельствует о тесной генетической связи между надвигом и покровом. Если образование надвига — результат бокового сжатия, проявившегося на большом участке, то покров — следствие гравитационного скопления надвинутых масс и заполнения ими пониженных участков. В участках смены наклона сместителя в понижениях рельефа образуются тектонические окна площадью от 1—2 км² (русло р. Озерной) до 120 км² (бассейны р. Домутки (Северной), Мини, Ревуны и Солянки). В тектонических окнах обнажены отложения чайской свиты, верхнего протерозоя и нижнего кембрия. С запада тектонические окна ограничены цепью экзотических скал, которые сложены этими же образованиями, перемещенными в область распространения пород кембрия. Вследствие пологого наклона плоскости надвига и резкого расчленения рельефа, линия выхода сместителя на поверхность имеет фестончатый характер.

Строение зоны надвига различно на разных уровнях эрозионного среза. Внутри нагорья, где вскрыты более глубокие части надвига, зона сопровождается милонитами, тогда как для внешней части нагорья характерно наличие мощных зон брекчий, в которых разлинзованные обломки и глыбы разнообразных пород слабо сцементированы глиной трения. Мощность милонитов обычно измеряется несколькими метрами или первыми десятками метров, зоны брекчирования имеют мощность до 40—50 м. Местами тектониты интенсивно изменены гидротермами, что создает впечатление припаивающего контакта между брекчий среднепротерозойских порфиров и кембрийскими песчаниками (левый борт р. Домутки Южной).

Породы всячего бока испытали значительный катаклиз и дробление. Сравнительно податливые слои верхнего протерозоя вблизи поверхности надвига имеют опрокинутое залегание и образуют мелкие разорванные лежащие складки, не выражающиеся в масштабе карты.

Доказательством связи Главного Миньского надвига с неотектоническими горообразовательными движениями являются следующие факты.

1. Экзотические скалы четко выражены в рельефе.
2. Поверхность надвига выражается в рельефе уступом.
3. В некоторых участках поверхности гравитационного скопления, представляющей собой выровненные уплощенные склоны, в виде отдельных «карманов» сохранились реликты тектонической зоны. Это заполненные слабо сцементированным кластическим материалом неровности на поверхности

¹ По простиранию надвига также отмечаются значительные вариации угла наклона его поверхности. В междуречье Окунайки и Савкиной углы падения достигают $35-40^\circ$, далее на юг надвиг переходит во взбросо-надвиг (Лобанов, 1962ф).

скопления. Как правило, они контролируются крутыми тектоническими трещинами, вероятно, более древнего заложения.

Формирование надвига произошло под влиянием сводового поднятия, ось которого совпадает с гипсометрически наиболее высокой частью цепи гор Северо-Байкальского нагорья. Об этом свидетельствует наличие смежного надвига к востоку от оси поднятия.

Окунайский надвиг — также довольно пологое нарушение, поверхность которого под углом $25-30^\circ$ наклонена навстречу поверхности Главного Миньского надвига. К северу от р. Окунайки, в междуречье Савкиной и Бол. Мини, надвиг постепенно переходит в крутой взброс (углы падения сместителя достигают $60-70^\circ$). Величина перемещения по данному надвику не установлена, однако она значительно меньше амплитуды Главного Миньского нарушения. Последнее обстоятельство объясняется тем, что движения по Главному Миньскому надвику были направлены в сторону предгорной депрессии и, таким образом, двигавшиеся массы почти не встречали сопротивления, тогда как надвиг, развивавшийся по другую сторону поднятия, испытывал сопротивление масс, двигающихся с востока от оси соседнего поднятия. Следы этих перемещений выражены соседней к востоку серией надвигов, развитых в правом борту р. Савкиной на отрезке ее меридионального течения. Поверхности этих надвигов наклонены к востоку. Амплитуды перемещений не установлены.

Внутри нагорья в толще среднепротерозойских образований широко проявились процессы динамометаморфизма, охватившие породы хибеленской свиты и граниты Окунайской интрузии. Образование гнейсовидных текстур связано, по-видимому, со складчатыми процессами, проявившимися в конце среднего протерозоя, поскольку отложения более молодых систем в этой части района не разгнейсованы. В большинстве случаев гнейсовидность совпадает с напластованием.

В междуречье Окунайки и Савкиной гранитоиды Окунайской интрузии разгнейсованы в северо-западном плане согласно с простиранием слоев в нижнепротерозойском ярусе. Это, возможно, связано с влиянием древнего жесткого массива, обусловившего северо-западное простирание структур нижнего протерозоя.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Главной особенностью геоморфологического строения района является его положение на стыке двух резко различных тектоно-геоморфологических областей: 1) области высокогорного рельефа, охватывающей Ачитканский хребет, который входит в систему Байкальской горной области; 2) области Приленско-Киренгской плоской возвышенности. Четкая граница этих областей определяется наличием предгорной депрессии, занимающей всю западную часть территории листа. Она характеризуется почти плоскими междуречьями, слабо расчлененными неглубокими долинами и отдельными резко выраженными пологими формами рельефа (хр. Аверичев Кряж).

Возникновение предгорной депрессии и Ачитканского хребта связано с проявлением неотектонических движений. На Ачитканском хребте происходили крупные поднятия и сопряженная с ними интенсивная эрозионно-денудационная деятельность; в депрессии — опускания и аккумуляция материала, выносимого из горной страны.

Косвенную роль в формировании рельефа сыграла литология пород района. Кристаллические породы докембрия (эффузивы хибеленской свиты и интрузивные образования) приурочены к высокогорной области. Терригенные и карбонатные породы слагают пониженные части района и хр. Аверичев Кряж. Значительное влияние на современный облик рельефа оказало кайнозойское оледенение. В целом рельеф полностью отвечает геологической структуре: с одной стороны передовой прогиб Сибирской платформы соответствует плоской возвышенности, с другой — Байкальская складчатая область представлена здесь высокогорным районом с альпийскими формами рельефа.

Область высокогорного рельефа занимает около $\frac{3}{4}$ описываемой площади и приурочена к юго-западной части Аkitканского хребта. Меридиональное направление хребта обусловлено субмеридиональными простираниями складчато-разрывных дислокаций. Абсолютные отметки высокогорной области достигают 2100 м, относительные высоты варьируют от 500 до 1200 м. К востоку поверхность гор постепенно понижается и теряется резкость форм рельефа. Во внутренних частях нагорья водоразделы обладают сравнительно плавными очертаниями, отмечаются отдельные ледниковые формы, долины врезаны сравнительно неглубоко.

Рельеф Аkitканского хребта, особенно в передовой цепи гольцов, отличается контрастностью. Для водоразделов свойственны остроконечные вершины типа карлингов, пилообразные хребты, часто последние прорезаны глубокими троговыми долинами. Широко распространены кары, цирки, висячие трюги и иные формы ледниковой экзарации.

Предгорная депрессия, входящая в состав Приленско-Киренской плоской возвышенности, характеризуется мягкими очертаниями форм рельефа с абсолютными отметками 350—640 м и относительными превышениями от 100 до 300 м. Абсолютная отметка хр. Аверичев Кряж достигает 1230 м. В пределах депрессии повсеместно развиты формы ледниковой аккумуляции: конечные морены, аккумулятивные водно-ледниковые поля, ледниковые котловины. Описанные различные тектоно-геоморфологические области разделены хорошо выраженной горной ступенью, уступ которой круто обращен в сторону Приленско-Киренской плоской возвышенности. На фоне этих крупных геоморфологических областей выделяются:

1. Водноэрозионные формы рельефа.
2. Ледниковые формы рельефа.

Водноэрозионные формы рельефа включают долины рек исследованной территории.

По отношению к геологическим структурам главные реки района (Окунайка, Савкина, Миня) являются несогласными. В среднем течении почти все они делают резкий поворот на юг и текут в направлении простирания структур; в верхнем течении вновь секут структуры почти под прямым углом. Согласными, редко диагональными, являются долины боковых притоков, развитые в высокогорной области.

Морфология долин в пределах горной области и плоской возвышенности различна. Долины рек, прорезающих Аkitканский хребет, в верховьях имеют типично троговый характер, крутой, неразработанный, часто ступенчатый продольный профиль. Долины мелких боковых притоков узки, глубоко врезаны, их поймы не сформированы, устьевые участки высоко (до 200 м) подвешены по отношению к руслу реки низшего порядка. Террасовые уровни во всех долинах не выработаны вследствие интенсивной глубинной эрозии. Борты долин заняты ледниковыми образованиями, которые слагают аккумулятивные увалы. Общий рисунок гидросети характеризуется ортогональными очертаниями. При выходе долин в предгорную депрессию их облик резко меняется. Русла рек, особенно рр. Савкина, Окунайка, образуют сложный меандровый рисунок. Долины слабо врезаны, поймы сильно заболочены. Террасовые площадки отсутствуют в силу угнетенности эрозионных процессов.

Среди ледниковых форм рельефа возможно выделение: 1) форм ледниковой экзарации, и 2) форм ледниковой аккумуляции.

К формам ледниковой экзарации относятся троговые долины верховьев рек, кары, цирки, карлинги, ригели, «бараны лбы» и нунатаки, широко распространенные в пределах высокогорной области.

Формы ледниковой аккумуляции представлены боковыми и конечными моренами, плащеобразными основными моренами, выполняющими долины рр. Бол. Миня, Домутка (Северная) и др. Довольно часто наблюдаются подпруженные озера (Дальнее, Ближнее и др.). Часть форм, подобных сериям валов и гряд конечных морен, закрывающих с запада долины рр. Миня, Савкина, Окунайка, Домутка (Северная), обязана своим происхождением работе активного льда; другая часть — холмисто-рядовый мезорельеф меж-

дуречий — по-видимому, возникла при разрушении «мертвого» льда (просадочные воронки, инверсионные конусы и др.).

История развития рельефа. Важнейшим событием в истории развития рельефа явилось сводовое поднятие Байкальской горной области, начало которого относится к мезозой-кайнозой. Реликты наиболее древнего неогенового рельефа в настоящее время сохранились в виде выровненных площадок на вершинах Аkitканского хребта.

На границе неогена и плейстоцена резко усилились сводовые поднятия, осложненные глыбовыми движениями. В это время формировался Аkitканский хребет. Одновременно к западу от него образовалась предгорная депрессия. Восходящие движения вызвали интенсивную глубинную эрозию и, следовательно, резкое расчленение горной страны речной сетью. В пределах возвышенности наряду с аккумуляцией происходила боковая эрозия.

В пределах Северо-Байкальского нагорья в последнее время выделяют четыре этапа оледенения (Золотарев, 1961), из которых на территории листа О-49-XXXI четко фиксируются два последних — третий и четвертый.

Третий этап оледенения носил типично горнодолинный характер. Ледники использовали уже сложившуюся гидросеть, видоизменяли ее, придавали высокогорью альпийский облик. Конечные языки ледников выходили за пределы горной области и сбрасывали здесь принесенный материал, образуя аккумулятивные формы. О фазовых колебаниях ледникового края свидетельствуют параллельные гряды конечных морен, а о продолжающихся поднятиях — система вложенных трогов, лестничные кары. О молодости этого этапа оледенения говорит высокая сохранность ледниковых форм рельефа. Возраст третьего оледенения относится ко второму веку новочетвертичной эпохи. Четвертичное оледенение является небольшим по размерам и относится к типу каровых и долино-каровых.

Последний этап оледенения устанавливается по наличию серии конечных морен, расположенных в верховьях долин (исток р. Савкиной и др.), а также по наличию многочисленных каров, трогов и ригелей.

В настоящее время восходящие тектонические движения охватывают не только Аkitканский хребет, но и предгорную депрессию, о чем свидетельствует прорезание современными долинами ледникового плаща и подстилающих его коренных пород (русло р. Миня).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Гематитовые руды. Сосновское проявление (8) находится в правом борту р. Миня к юго-востоку от вершины горы Ламбор-Голец. Литокластические туфы хибеленской свиты в зоне субмеридионального сброса интенсивно дроблены и окварцованы. Мощность прожилков кварца колеблется от 1—2 см до 0,6 м. В зальбандах кварцевых инъекций отмечаются крупные включения и прожилки гематита. Мощность прожилков до 2 см. Зона окварцевания и гематитизации прослежена на 75—80 м при мощности ее до 5 м. Содержание гематита в общей массе породы не превышает 0,5—2,0%. Промышленного значения проявление не имеет.

Прожилки и включения гематита в ассоциации с жильным кварцем отмечаются в некоторых сульфидных проявлениях (19, 28). Имеют космическое значение как индикатор низкотемпературной гидротермальной деятельности.

Марганец. Горбилакский ореол рассеяния (22) расположен в междуречье Горбилака и Окунайки (содержание марганца 0,01—0,03%). Ореол приурочен к сбросу, пересекающему отложения нижнего ордовика.

Верхнесавкинский ореол рассеяния (20) выявлен в бассейне р. Савкиной. Ореол приурочен к низам хибеленской свиты. Содержание марганца в металлогенетических пробах до 0,06%. Природа ореола не установлена.

Титан. Минералы титана (рутил, ильменит, титаномагнетит) встречаются почти во всех шиховых пробах. Их количество в отдельных пробах дости-

гает 50—150 г/м³. Наличие титановых минералов в аллювии объясняется преобладающим развитием изверженных образований, содержащих эти минералы в качестве аксессуаров.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Березовское проявление (9) расположено в правом борту руч. Игривого, правого притока р. Бол. Мини. Тяготеет к краевой части Даванской зоны смятия. Рассланцованные порфиры и туфы хибеленской свиты в зоне экзоконтакта небольшого массива гранодиоритов, которые обнажаются в 600 м южнее, интенсивно окварцованы. В измененных сланцах отмечается мелкая обильная вкрапленность пирита и халькопирита, а также примазки малахита и азурита. Здесь же выявлена жила молочно-белого кварца, содержащая мелкую вкрапленность халькопирита и вторичные минералы меди. Мощность жилы 3—4 м. По свалам она прослежена по простиранию на 50 м. Истинная ширина зоны экзоконтакта не установлена вследствие плохой обнаженности.

Спектральным анализом штуфов, отобранных из минерализованных пород, устанавливается содержание меди около 6% в сланцах и до 0,3% в кварцевой жиле, серебра (в сланцах) до 10 г/т, следы свинца и цинка. Кроме того, оруденелые сланцы содержат тысячные доли процента кобальта и галлия, а в кварцевой жиле обнаружены следы олова и никеля. Практический интерес представляет сравнительно высокое содержание меди и серебра. Проявление заслуживает более детального изучения.

На площади листа известно еще несколько аналогичных мелких проявлений свинца и меди (14, 5, 16, 32). Все они имеют гидротермальное происхождение, связаны с зонами разрывных нарушений. Содержание полезных компонентов десятые и сотые доли процента. Представляют интерес как прямые признаки низкотемпературной гидротермальной минерализации.

Светловское проявление (12). В пачке мелкозернистых кварцитовидных песчаников голоуспенской свиты, обнажающейся в левом борту р. Бол. Мини, отмечается мелкая вкрапленность пирита и халькопирита с налетами бурых охр и медной зелени по трещинкам. Содержание меди 0,1%, свинца, никеля, кобальта и галлия — следы.

Свинец. ореол рассеяния галенита в аллювии выявлен в бассейне р. Окунайки (29). Содержание галенита в шлихах определяется знаками и редкими знаками. Коренные источники не установлены. Редкие знаки галенита отмечаются в аллювии рр. Мал. Мини, Савкиной, Домутки (Южной) и Озерной.

Проявление Близкое (21) расположено на северо-восточном склоне хр. Аверичев Кряж. Редкая мелкая вкрапленность галенита приурочена к горизонту оолитовых известняков нижней части устькутской свиты. Мощность горизонта 2,0—2,5 м; среднее содержание свинца по горизонту не превышает 0,04%. Горизонт со значительными перерывами, связанными с плохой обнаженностью, прослежен на 5000 м. Вкрапленность галенита отмечается во всех пересечениях. Приуроченность сульфидов только к этому горизонту и отсутствие каких-либо следов гидротермальной деятельности свидетельствует, по-видимому, об аутигенном характере минерализации.

Металлометрическим опробованием выявлено несколько мелких ореолов рассеяния свинца и цинка в делювии (1, 15, 23, 27). Они, как правило, приурочены к зонам разрывных нарушений, где породы окварцованы, флюоритизированы, карбонатизированы. Содержание свинца в металлометрических пробах варьирует в пределах 0,01—0,06%, содержание цинка до 0,03%.

Проявление Водораздельное (25) находится в левом борту руч. Горелого, правого притока р. Окунайки. Редкая мелкая вкрапленность галенита отмечается в кварцевой жиле, секущей небольшой массив граносениит-порфиры I фазы ирельского комплекса. Мощность жилы до 1 м. Протяженность по простиранию 20—25 м. Спектральный анализ штуфной пробы устанавливает содержание свинца (0,3%) и меди (0,01%).

Громовское проявление (3) расположено в верхнем течении притоков р. Кутимы. В этой же пачке голоуспенской свиты обнаружена вкрапленность галенита и пирита. Содержание свинца до 0,2%, золота 0,03 г/т, меди — тысячные доли процента. Генезис этих проявлений неясен. Представляют некоторый поисковый интерес.

Подметаллические руды. Окунайское проявление (28) расположено в левом борту р. Окунайки в месте ее выхода из гольцов. В катаклазированных фельзитовых порфирах хибеленской свиты отмечается несколько мелких ветвящихся жил молочно-белого кварца. Их мощность составляет первые сантиметры, редко десятки сантиметров. Длина прожилков не более 3 м. Кварц содержит редкую вкрапленность халькопирита, пирита и гематита, реже отмечается галенит и флюорит. Спектральные анализы штуфных проб устанавливают содержание свинца (до 1%), цинка (до 1%) и меди (до 0,1%). По простиранию зона катаклазированных порфиров прослежена на 800 м, но сульфидная минерализация имеет локальное распространение и практического значения не имеет.

Проявление Пограничное (2) находится на границе листов О-49-XXXI и О-49-XXXII в верховьях рч. Ветвистого, правого притока р. Бол. Мини. Район сложен интенсивно рассланцованными метаморфизованными фельзитовыми и кварцевыми порфирами, их туфами, конгломератами и песчаниками хибеленской свиты, которые прорваны мощными (до 100 м) дайками среднезернистых габбро-диабазов. Метаморфизованные породы слагают крутую синклинали, в ядре которой залегают кварцевые порфиры, а крылья сложены терригенными породами и фельзитовыми порфирами. В западном крыле складки проходит зона дробления и окварцевания мощностью до 300 м. В зоне отмечается обильная вкрапленность пирита, реже встречается халькопирит и галенит. Размеры вкрапленников рудных минералов от 0,2 до 1,0 мм. Спектральные анализы бороздовых проб, отобранных на участках с повышенной активностью, устанавливают содержание свинца до 0,5%, цинка до 0,01%, меди до 0,003%. Результаты пробирных анализов: серебра до 9,5 г/т, золота — следы. Проявление представляет интерес как возможный источник извлечения серебра и золота. Требуется дальнейшее изучение.

Пороженское проявление (13) расположено в районе руч. Порожного, в правом борту левого базальтового притока р. Бол. Мини. Проявление приурочено к восточной части Даванской зоны смятия, в пределах которой порфиры, туфы и терригенные породы хибеленской свиты превращены в зеленые кварц-серицит-хлоритовые и кварц-хлоритовые сланцы.

В районе проявления сланцы прорваны малыми интрузиями гранодиоритов среднего протерозоя. На контактах сланцы окварцованы, сульфидизированы. Ширина зон экзоконтакта измеряется первыми сотнями метров. Проявление локализуется в одной из таких зон, расположенной, вероятно, в кровле небольшого интрузива, не вскрытого эрозией. Гидротермально измененные кварц-хлоритовые сланцы распространены на площади около 1,5 км². Форма участка почти изометричная. В восточной части зоны выявлена жилеобразная залежь мощностью от 3 до 7 м, прослеженная в коренном залегании по простиранию на 40 м.

Жильные минералы представлены кварцем двух генераций, серицитом и кальцитом. Рудные минералы: халькопирит, пирит, блеклые руды, галенит, сфалерит. Вторичные: лимонит, малахит, халькозин и азурит. Сульфиды приурочены к зальбандам залежи, наиболее обогащен ее висячий бок. Рудные минералы содержатся в виде прожилков, толщина которых измеряется первыми миллиметрами, и вкрапленников, достигающих 10—15 мм в поперечнике. Химические анализы устанавливают содержание в пробах свинца от 0,3 до 1,0%, цинка 0,3—0,6%, меди до 0,6%, серебра до 280 г/т, золота до 12 г/т, сурьмы до 0,2%.

Рудное тело образовалось, вероятно, путем метасоматического замещения кварцем вмещающих пород. Об этом свидетельствуют следующие факты:

1. Наличие в теле реликтов осветленных сланцев, в которых плоскости сланцеватости согласны со сланцеватостью вмещающих пород.

2. Отсутствие четких контактов залежи с окружающими породами.

3. Минералогический анализ устанавливает наличие магнетита, рутила, сфена, циркона, которые отмечаются как акцессорные минералы во вмещающих эффузивах хибеленской свиты.

Порожненское проявление полиметаллических руд, как источник меди, свинца и цинка, практического значения не имеет вследствие малых параметров рудного тела и низкого содержания этих компонентов. Заслуживает внимания высокое содержание золота и серебра.

Савкинское проявление (19) расположено в левом борту р. Савкиной в месте ее выхода из гольцов. В всячем боку надвига породы чайской свиты брекчированы и сцементированы кварцем, который содержит редкую вкрапленность галенита, гематита, пирита и халькопирита. Размеры вкрапленников достигают 5 мм в поперечнике. Оруденение по простиранию зоны не прослеживается. Результаты спектрального анализа штучной пробы: свинца 1%, цинка 0,03%, меди 0,3%, никеля и кобальта — следы. Представляет интерес как поисковый признак на наличие гидротермальной минерализации в «молодых» разрывах.

Никель. В междуречье Горбилака и Окунайки выявлен металлометрический ореол рассеяния никеля в делювии (24). Содержание никеля в пробах не превышает 0,01%. Ореол рассеяния приурочен к зоне разлома субмеридионального направления. Содержания никеля в тысячных долях процента отмечаются в некоторых сульфидных проявлениях (3, 9, 12, 14, 19).

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. К настоящему времени на территории листа известны два проявления золота, заслуживающие дальнейшего изучения: Порожненское и Соседнее.

Порожненское проявление (13) детально описано в разделе «Полиметаллические руды». Золото в количестве до 12 г/т отмечается в вышеописанной жилеобразной залежи¹, где установлено также повышенное содержание свинца, меди, цинка и серебра. Кроме того, золото зафиксировано в трех штучных пробах, взятых в стороне от рудного тела из зоны гидротермально измененных кварц-хлоритовых сланцев. В этих пробах содержание золота составляет 0,03 г/т, 0,1 г/т и 0,6 г/т (спектрометрический анализ). Таким образом, общая площадь распространения золотосодержащих пород составляет около 1,5 км². Золото находится, по-видимому, в дисперсном состоянии, поскольку при минералогическом анализе протолок не улавливается. Характерно, что окварцованные сланцы не содержат галенита и сфалерита, которые отмечаются в рудной залежи, но интенсивно пиритизированы. Это приводит к мысли о том, что золото отлагалось в иную стадию рудного процесса и парагенетически связано лишь с пиритом.

Пограничное проявление (2) подробно охарактеризовано при описании полиметаллических руд. Здесь на золото проанализировано шесть штучных проб из пиритизированных обохренных песчаников и гравелитов хибеленской свиты. Минимальные содержания — следы и 0,03 г/т, максимальные² 3,0—6,0 г/т. На участке опробованы только породы, обладающие повышенной гамма-активностью. Поэтому судить о истинных масштабах оруденения мы не можем. Проанализированные пробы взяты из зоны дробления и окварцевания, ширина которой около 300 м. Расстояние между крайними (по простиранию зоны) пробами составляет 3 км. Золото минералогическим анализом не улавливается. Генезис рудопроявления не выяснен. Наиболее вероятно его гидротермальное происхождение.

Громовское проявление (3) находится в северо-восточной части площади листа в верхнем течении притоков р. Кутимы. Здесь повышенное содер-

¹ Всего на участке проанализировано на золото 16 штучных проб (спектральный анализ). Содержание золота (от 0,03 до 6,0 г/т) устанавливается в 12 пробах, две из которых были отданы на пробирный анализ, установивший содержание золота 5,2 и 12,0 г/т.

² Спектральный анализ.

жание золота (0,03 г/т) зафиксировано в штучной пробе кварцевых песчаников голоуспенской свиты (анализ спектральный). Кварцевые песчаники пиритизированы, разложение пирита обуславливает их обохренность. Генезис проявления неясен. Имеет поисковое значение.

В других частях этой полосы голоуспенской свиты анализы на золото не проводились. Проанализировано две пробы из низов голоуспенской свиты во внешней части нагорья. Повышенного содержания золота не установлено.

Несмотря на наличие в районе рудных проявлений, золото в шлихах отмечается довольно редко. Это объясняется, по-видимому, тем, что золото присутствует в дисперсном виде. Шлиховым опробованием выявлен ореол рассеяния золота по р. Бол. Мине и руч. Игривому в его нижнем течении (10). Содержание золота в знаках и редких знаках. Единичные знаки золота отмечаются в верхнем течении руч. Ветвистого, правого притока р. Бол. Мини, и в вершине левого притока р. Черепанихи. Источники золота в аллювии, несомненно, находятся в пределах Даванской зоны смятия.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

Олово. Ореолы рассеяния касситерита в аллювии установлены в бассейнах ручьев Скелет (6) и Игривого (7), правых притоков р. Бол. Мини, и связаны, по-видимому, с размывом коренных источников, расположенных в районе выхода интрузии аляскитондных гранитов IV фазы ирельского комплекса. Тип размываемых проявлений не установлен. Редкие знаки касситерита отмечаются в аллювии верхнего течения р. Лев. Мини. Возможным источником касситерита в этой части района являются кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы, генетически связанные также с гранитами IV фазы ирельского комплекса.

Вольфрам. Шеелит в единичных и редких знаках отмечается в аллювии всех крупных рек. Генетически связан, вероятно, с гранитоидами ирельского комплекса. Об этом можно судить по тому, что в аллювиальных отложениях рр. Озерной, Домутки (Южной и Северной), в бассейнах которых не известны выходы интрузивных пород, шеелит отсутствует.

Молибден. Проявление Светлое (4) расположено в верхнем течении руч. Ветвистого, правого притока р. Бол. Мини. Приурочено к зоне экзоконтакта аляскитовых гранитов IV фазы ирельского комплекса, прорывающих массив основных пород. На контакте габброиды осветлены, содержат новообразования кварца и серицита, обильную вкрапленность пирита и редкие мелкие выделения молибденита. Химическим анализом штучных проб устанавливается содержание молибдена до 0,1%, свинца и меди в тысячных долях процента. Ширина зоны экзоконтакта до 50 м, но молибден содержится в единичных обломках. Практического значения данное проявление не имеет.

Тантал и ниобий. Единичные знаки фергусонита и колумбита отмечаются в аллювии рр. Лев. Мини и Окунайки. Коренные источники находятся, по-видимому, в верхнем течении р. Лев. Мини, где известны выходы кварц-полевошпатовых жил, связанных с гранитоидами IV фазы ирельского комплекса. Основные источники рассеяния тантало-ниобиевых минералов находятся к западу от нашей территории, во внутренней части Даванской зоны смятия.

Редкие земли. В верхнем течении р. Лев. Мини шлиховым опробованием выявлен ореол рассеяния монацита в аллювии (31). Ореол пространственно и генетически связан с выходами кварц-полевошпатовых жил в Даванской зоне смятия.

Цирконий. Все магматические образования в районе содержат циркон в качестве одного из основных акцессорных минералов. Это обуславливает сравнительно высокое содержание циркония в изверженных породах (от 0,003% до 0,01%) и присутствие циркона почти во всех шлихах. Некоторые шлихи содержат циркон в количестве до 50 г/м³.

Шлиховой ореол (11) с содержанием циркона от 25 до 50 г/м³ зафиксирован в долине р. Бол. Мини в восточной части листа. Повышенная концент-

рация циркона в шлихах связана, возможно, с комплексом малых интрузий гранодиоритового состава.

В междуречье Савкиной и Окунайки выявлен металлометрический ореол рассеяния циркона (30). Содержание циркония в рыхлых отложениях здесь достигает 0,3%. Ореол приурочен к участку слабо альбитизированных гранитов Окунайской интрузии.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Флюорит. Большая часть известных проявлений флюорита приурочена к зоне Главного Миньского надвига или его висячему крылу.

Комаровское проявление (17) расположено в левом борту р. Домутки (Южной). Локализуется в брекчированных туфах и песчаниках чайской свиты. Цементом брекчи является кварц, кальцит и флюорит. Отмечается также мелкая вкрапленность халькопирита и пирита. Мощность минерализованных пород 5—10 м. Среднее содержание CaF_2 3—5%. Мелкая вкрапленность флюорита отмечается почти по всей зоне надвига в левом борту р. Домутки (Южной). Таким образом, протяженность минерализованной зоны составляет 8—10 км. Представляет интерес как признак низкотемпературной гидротермальной минерализации в зонах молодых нарушений.

Аналогичный характер имеет и Таборное проявление (18), приуроченное к небольшим зонам трещиноватости в висячем боку надвига. Здесь содержание CaF_2 по отдельным штуфам достигает 34,5%. Параметры проявления незначительны. Практического интереса не представляет.

Апатит. Маломиньское проявление (33) расположено в верховьях р. Мал. Мини. Приурочено к Даванской зоне смятия. Редкие мелкие кристаллики апатита отмечены в небольших кварц-полевешчатых жилах гранитоидов IV фазы Ирельского комплекса. Мощность жил до 1 м; они прослежены по простиранию на 10—20 м. Кроме апатита содержится мелкие выделения флюорита и мелкочешуйчатый биотит.

Фосфориты. Гореловское проявление (26) выявлено Жидковым А. Я. в 1956 г. Расположено в правом борту руч. Горелого правого притока р. Окунайки. В битуминозных темно-серых известняках улунтуйской свиты выявлен прослой фосфоритов мощностью 15 см; содержание P_2O_5 достигает 12%.

Отложения улунтуйской свиты послойно опробованы на фосфор в районе оз. Дальнего и в правом борту Домутки (Южной). Содержание P_2O_5 не превышает 0,17%.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ДЛЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ПОИСКОВ, НЕКОТОРЫЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ ДЕТАЛЬНЫХ РАБОТ

На территории листа выделяются три зоны, перспективность которых для дальнейших поисков эндогенных месторождений различна:

- 1) Даванская зона смятия,
- 2) зона сопряжения складчатой области и платформы (зона широкого развития дизъюнктивных нарушений),
- 3) зона подавляющего развития интрузивных образований ирельского комплекса.

Наиболее перспективной является Даванская зона смятия. Центральная часть этой зоны, где сосредоточены разновозрастные интрузии кислого и субщелочного состава, расположена за пределами изучаемой территории. На площади соседнего к югу листа (Лобанов, 1962ф) к ней тяготеют проявления бериллия, тантало-ниобатов и редких земель, связанные с зонами альбитизации, флюоритизации и амазонитизации. Для краевых частей зоны смятия, в которых широко проявились процессы хлоритизации, серицитизации, окварцевания и пиритизации, а интрузивные образования представлены комплексом малых интрузий гранодиоритового состава, характерны проявления полиме-

таллов и золота. Ни одно из выявленных проявлений полиметаллических руд практического значения не имеет, но их приуроченность к зонам гидротермально-метасоматического изменения пород, широкое развитие постмагматических процессов в зонах экзоконтакта малых интрузий и наличие благоприятной литологической среды для рудоотложения обуславливает перспективность более детальных поисков месторождений меди, свинца, золота и серебра.

Особый интерес этот участок представляет с точки зрения поисков месторождений золота. Тот факт, что золото отмечается не только на участках интенсивной постмагматической деятельности, но в довольно больших количествах содержится и в слабо измененных породах, заставляет предполагать связь оруденения с низкотемпературными гидротермальными процессами, проявившимися на значительной территории. Это обстоятельство позволит осуществить эксплуатацию даже при сравнительно низких содержаниях золота и серебра.

Наши рекомендации по этому участку сводятся к следующему: провести поисково-съемочные работы масштаба 1:50 000 на листах О-49-122-Б и О-49-122-Г.

Зона сопряжения складчатой области и платформы представляет некоторый интерес при поисках низкотемпературных проявлений свинца и меди.

Некоторый интерес представляет контакт порфировидных гранитов II фазы ирельского интрузивного комплекса с отложениями малокосинской свиты. В зоне эндоконтакта, ширина которой измеряется 30—50 м, отмечается окварцевание и пиритизация. Измененные породы содержат следы меди, цинка, свинца. Сравнительно широко проявлена гидротермальная деятельность в зоне экзоконтакта интрузии аляскитовых гранитов IV фазы ирельского комплекса. Приконтактные изменения выражены в интенсивном окварцевании вмещающих порфиров. Мощность зоны некоторых участков достигает 80—100 м. Наличие в шлихах касситерита и проявлений молибденовой минерализации свидетельствует о высокотемпературном характере гидротермальных процессов. Зона эндоконтакта на следующей стадии работ заслуживает изучения как возможное местонахождение оловянных, сульфидных и золоторудных проявлений.

Перспективы поисков осадочных проявлений рудного сырья во многом неясны. Некоторый интерес представляют находки сульфидов меди и свинца, а также повышенное против кларкового содержание золота в отложениях голоустенской свиты. Проявления не сопровождаются признаками гидротермальной деятельности. Не исключена возможность их происхождения за счет размыва и переотложения в голоустенское время золото-полиметаллических проявлений, сформировавшихся в среднем протерозое в Даванской зоне смятия. Характерен тождественный для обеих групп рудный комплекс: свинец, медь, золото¹. Содержание цинка² в породах байкальского комплекса составляет 0,01—0,02%, т. е. превышает кларковое (Л. Д. Комаров, 1960 г.; Артемьев, 1961ф). Эти особенности отличают данные проявления от телетермальных рудопроявлений полиметаллических руд, выявленных в последнее время в Западном Прибайкалье. В то же время и на описываемой территории возможны открытия телетермальных месторождений в отложениях байкальской серии и ленского яруса.

Обширная область предгорной депрессии осталась непоискованной. Литохимические поиски по потокам рассеяния в долинах р. Окунайки и Мини положительных результатов не дали. Из нерудных ископаемых в районе возможны находки месторождений строительных материалов. В некоторых штурфных пробах, отобранных в известняках ленского яруса и улунтуйской свиты, содержание CaO , MgO , SiO_2 и Al_2O_3 удовлетворяет требованиям цементной промышленности.

Территория листа для поисков марганца, флюорита и фосфатного сырья мало перспективна.

¹ Анализ на серебро не проводился.

² Результаты литохимических поисков по первичным ореолам рассеяния.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

На территории листа выделяются две группы подземных вод: грунтовые воды четвертичных отложений и воды трещинных горных пород.

Грунтовые воды четвертичных отложений распространены в современных аллювиальных и древних моренных отложениях долин и в пределах мезозой-кайнозойской предгорной депрессии. Уровень грунтовых вод располагается на глубине от 1 до 10—12 м. Режим вод непостоянен, зависит от уровня воды в реках. Питание их происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и дренажа речных вод. Воды делювиально-элювиальных отложений питаются в основном за счет таяния снегового покрова.

Воды трещинных пород по характеру трещиноватости и литологии вмещающих образований подразделяются на пластово-трещинные воды осадочных отложений, трещинно-карстовые воды карбонатных пород и трещинные воды изверженных образований.

Пластово-трещинные воды осадочных отложений распространены в основном в поле выхода отложений нижнего палеозоя и верхнего протерозоя. Вмещающими породами их являются конгломераты, песчаники и алевролиты, водоупорные горизонты сложены глинистыми сланцами. На склонах водоразделов пластово-трещинные воды образуют источники, дебит которых не превышает 1,0—1,5 л/сек. Питание подземных вод этого типа происходит в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока грунтовых вод из четвертичных отложений. По составу воды гидрокарбонатно-кальциевые (Комаров, 1960 г.), характеризуются содержанием ионов (мг/л): HCO_3^- 125,05; Cl^- 19,3; SO_4^{2-} 7,41; $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 24,61; Mg^{2+} 5,35; Ca^{2+} 24,8; $\text{pH} = 7,2$; общая жесткость 1,67, устраняемая 1,1.

Трещинно-карстовые воды распространены среди карбонатных пород ордовика и нижнего кембрия. Трещины в известняках обычно сопровождаются процессами карстования и являются хорошими проводниками воды. Дебит источников колеблется в пределах 0,5—7,0 л/сек. По составу воды пресные, имеют гидрокарбонатно-кальциево-магниевый состав (мг/л): HCO_3^- 250,2; Cl^- 5,87; Ca^{2+} 47,12; $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 8,51; Mg^{2+} 20,2; $\text{pH} = 7,4$; жесткость общая 4,01, устраняемая 2,7 (Комаров, 1960 г.).

Трещинно-карстовые воды по качеству и дебиту могут быть использованы для водоснабжения.

Трещинные воды изверженных образований распространены в области Северо-Байкальского нагорья. Обводненность пород связана с широким развитием зон трещиноватости и трещин выветривания. Многочисленные источники вод этой группы наблюдаются по склонам долин рр. Окунайки, Савкиной, Домутки, Мини и их притоков. Питание источников осуществляется за счет атмосферных осадков. Дебит источников от 1,0 до 10—12 л/сек. По составу это пресные воды, обладающие отличным вкусовым качеством.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

- Дитмар В. Г. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист О-49. Госгеолгиздат, 1947.
- Думитрашко Н. В. Геоморфология Прибайкалья. Тр. Ин-та географ. АН СССР, вып. 23, 1936.
- Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области. Тр. Ин-та географ. АН СССР, вып. 9, 1952.
- Золотарев А. Г. Геоморфология и геология четвертичных отложений северной части Северо-Байкальского нагорья. Мат-лы по геол. и полез. ископ. Иркут. обл., вып. 1 (XXVIII), 1961.
- Калинина К. П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист N-49. Госгеолтехиздат, 1960.
- Карасев И. П., Лебедь Г. Г. О первых находках фауны в отложениях верхоленской свиты юга Сибирской платформы. Сб. «Геол. и нефтегаз. Иркутского амфитеатра». 1960.

Мануйлова М. М. Вулканогенные породы бассейна р. Бол. Мини и их метаморфизм (Северо-Байкальское нагорье). Тр. Лаборатории докембрия АН СССР, вып. 9, 1960.

Мац В. Д., Аносов В. С., Дунская Н. К. Геологическая карта СССР масштаба 1:2000 000. Лист N-48-XXIV. Госгеолтехиздат, 1961.

Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. Госгеолтехиздат, 1957.

Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1959.

Преображенский П. И. Западная окраина Северо-Байкальского нагорья. Геол. исслед. в золотоносной обл. Сибири, вып. 8, 1912.

Салоп Л. И. Геологическая карта Байкальской горной области масштаба 1:500 000. Госгеолтехиздат, 1958.

Салоп Л. И. История геологического развития докембрийской системы Байкалид. Международный геол. конгресс, XXI сессия, изд. АН СССР, 1960а.

Салоп Л. И. Докембрий Байкальской горной области. Геологическое строение. Развитие производ. сил Вост. Сибири, изд. АН СССР, 1960б.

Тетяев М. М., Преображенский П. И. Северо-Западное Прибайкалье. Бассейн р. Тыи (работы 1913 г.). Тр. Геолкома, н. сер., вып. 108, 1915.

Цыпук Ю. П. Следы проявления позднейшей тектоники в бассейнах рек Савкиной, Домутки и Мини (Северо-Западное Прибайкалье). Мат-лы по геол. и полезным ископаемым Иркутской области, вып. 4 (XXXI), Иркутск, 1962.

Фондовая

Арсеньев А. А. Северо-Западное Прибайкалье. Геологическая карта масштаба 1:500 000. Фонды ИГУ, 1936.

Артемьев А. Н., Цыпук Ю. П. и др. Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1:200 000 (лист О-49-XXXI), проведенных Миньской партией в 1959 г. Фонды ИГУ, 1960.

Артемьев А. Н., Цыпук Ю. П. и др. Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1:200 000 (лист О-49-XXXI), проведенных Миньской партией в 1960 г. Фонды ИГУ, 1961.

Артемьев А. Н., Цыпук Ю. П. и др. Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1:200 000 (лист О-49-XXXI), проведенных Миньской партией в 1961 г. Фонды ИГУ, 1962.

Бухаров А. А., Виниченко В. Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 (лист N-49-XIII). Фонды ИГУ, 1962.

Гусак М. Т. Отчет о работах Братской аэрограмметрической партии № 12/58 в 1958 г. Фонды ИГУ.

Жидков А. Я. Новые данные по геологии северной части Байкальской горной области. Отчет Ачитканской партии за 1956 г. Фонды ИГУ.

Катушонко И. И. Геологическая карта Лено-Киренского водораздела масштаба 1:1 000 000. Объяснительная записка. Фонды ИГУ.

Комаров Л. Д., Федорова Л. Г., Файзулин Р. М. Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1:200 000 (лист О-49-XXV), проведенных Кутимской партией в 1960 г. Фонды ИГУ, 1961.

Комаров Л. Д., Федорова Л. Г. Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1:200 000 (лист О-49-XXV), проведенных Кутимской партией в 1961 г. Фонды ИГУ, 1962.

Кульчицкий А. С. и др. Геологическое строение центральной части Западного Прибайкалья (Приольхонье). Отчет Прибайкальской геологической партии по работам 1954—1957 гг. Фонды ИГУ, 1958.

Лебедь Г. Г., Животягин Н. М. Стратиграфия ордовика верховьев р. Лены. Отчет стратиграфической партии по работам за 1958 г. Фонды ИГУ, 1959.

Лобанов М. П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 (лист N-49-I). Объяснительная записка. Фонды ИГУ, 1962.

Мануйлова М. М. Отчет по работам Миньской поисковой партии за 1956 г. Л., фонды ВСЕГЕИ.

Мац В. Д., Ставский Э. Ф., Кобылкина Д. Н. К стратиграфии позднего докембрия западной окраины Байкало-Патомского нагорья. Фонды ИГУ, 1961.

Никольский Ф. З., Дольник Т. А. Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1:200 000 (лист О-49-XX), проведенных Рассохинской партией в 1960 г. Фонды ИГУ, 1961.

Никулин В. И., Егоров Ю. М. Отчет о результатах работ Прибайкальской аэрогеофизической партии за 1960—1961 гг. Фонды ИГУ, 1962.

Ревякин Л. В., Фомин Д. П., Сульдин В. А. и др. Отчет Чайской геологосъёмочной партии за 1960 г. Геологическое строение бассейна среднего течения р. Чаи. Фонды ИГУ, 1961.

Ревякин Л. В., Фомин Д. П., Шиверский Ю. И., Еникеев Г. К. Геологическое строение междуречья рек Чаи, Лимпей, Мал. Чуи. Отчет Чайской геологосъёмочной партии за 1961 г. Фонды ИГУ, 1962.

Суханова Н. В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. (лист N-49-VII). Фонды ИГУ, 1962.

Шемякин Ю. В., Лобанов М. П. и др. Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1:200 000 (лист N-49-I), проведенных Кунерминской партией в 1959 г. Фонды ИГУ, 1960.

Шемякин Ю. В., Лобанов М. П. и др. Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1:200 000 (лист N-49-I), проведенных Кунерминской партией в 1960 г. Фонды ИГУ, 1961.

Шемякин Ю. В., Лобанов М. П. и др. Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1:200 000 (лист N-49-I), проведенных Кунерминской партией в 1961 г. Фонды ИГУ, 1962.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1
СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
1	Артемьев А. Н., Цыпуков Ю. П. и др.	Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1:200 000, проведенных Миньской партией	1960	Фонды ИГУ, № 05455
2	Артемьев А. Н., Цыпуков Ю. П. и др.	Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1:200 000, проведенных Миньской партией	1961	Фонды ИГУ, № 05929
3	Артемьев А. Н., Цыпуков Ю. П. и др.	Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1:200 000, проведенных Миньской партией	1962	Фонды ИГУ
4	Жидков А. Я.	Новые данные по геологии северной части Байкальской горной области. Отчет Ахитканской партии	1957	Фонды ИГУ, № 3446

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ O-49-XXXI КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилож. 1)
Металлические ископаемые				
<i>Черные металлы</i>				
		Гематитовые руды		
8	II-2	Сосновское	Включения и прожилки гематита в зальбандах кварцевых инъекций в литокластических туфах хибеленской свиты	2
		Марганец		
20	III-4	Верхнесавкинское	Ореол рассеяния. Выделен по данным металлотометрического опробования	1
22	IV-1	Горбилакское	То же	1
<i>Цветные металлы</i>				
		Медь		
9	II-4	Березовское	Вкрапленность пирита и халькопирита в порфирах и туфах хибеленской свиты в зоне экзоконтакта массива гранитондов	3
32	IV-4	Заозерное	Редкая вкрапленность сульфидов в кварцевых жилах. Содержание меди до 1%	1
14	III-2	Наумовское	Вкрапленность халькопирита, пирита, флюорита в кварцевых жилах. Содержание меди до 1%	2

Продолжение прилож. 2

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилож. 1)
12	III-4	Светловское	В кварцитовидных песчаниках голоустенской свиты мелкая вкрапленность пирита и халькопирита	2
16	III-2	Скальное	В порфирах редкая вкрапленность халькопирита	2
5	I-4	Гранинское	Вкрапленность сульфидов в породах хибеленской свиты	4
		Свинец		
29	IV-3	Бассейн р. Окунайки	Ореол рассеяния. Выделен по данным шлихового опробования	1
21	IV-1	Близкое	Вкрапленность галенита в известняках устькутской свиты	1
23	IV-1	Верховья р. Горбилак	Ореол рассеяния. Выявлен по данным металлотометрического опробования	1
15	III-2	Верховья р. Домутки (Южной)	То же	2
27	IV-2	Среднее течение р. Окунайки	" "	1
25	IV-2	Водораздельное	Вкрапленность галенита в кварцевой жиле	1
3	I-4	Громовское	В песчаниках голоустенской свиты редкая вкрапленность галенита и пирита	3
		Полиметаллические руды		
1	I-2	Междуречье Ревуньи и Солянки	Ореол рассеяния. Выделен по данным металлотометрического опробования	3
28	IV-2	Окунайское	Вкрапленность халькопирита, пирита, гематита, галенита и флюорита в кварцевой жиле	1

Продолжение прилож. 2

№ по-карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилож. 1)
2	I-4	Пограничное	В зоне дробления и окварцевания пород хибеленской свиты отмечается вкрапленность пирита, халькопирита и галенита	3
13	II-4	Пороженское	В зоне экзоконтакта гранодиоритов вкрапленность пирита, галенита, сфалерита и халькопирита	3
19	III-2	Савкинское	Брекчированные породы чайской свиты сцементированы кварцем, содержащим редкую вкрапленность галенита, гематита, пирита и халькопирита	2
24	IV-1	Никель Междуречье Горбилак-Окунайка	Ореол рассеяния. Выявлен по данным металлометрического опробования	1
<i>Благородные металлы</i>				
<i>Золото</i>				
3	I-4	Громовское	Пиритизированные кварцевые песчаники голоустенской свиты содержат золота до 0,03 г/т	3
2	I-4	Пограничное	Пиритизированные обохренные песчаники и гравелиты хибеленской свиты содержат золота до 6 г/т	3
13	II-4	Пороженское	Кварцево-хлоритовые сланцы хибеленской свиты содержат до 12 г/т золота	2
10	II-4	р. Бол. Миня и нижнее течение руч. Игривого	Ореол рассеяния. Выявлен по данным шлихового опробования	2

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Стратиграфия	4
Интрузивные образования	20
Тектоника	25
Геоморфология	33
Полезные ископаемые	35
Подземные воды	42
Литература	—
Приложения	45