

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ  
КАРТА СССР

масштаба 1:200000

*Серия Западно-Саянская*

Лист N-46-XXXII

Объяснительная записка

Составители: И. Б. Филиппова, С. А. Бродский, Г. А. Горощенко,

А. А. Ильичев

Редактор Л. П. Зоненшайн

Утверждено филиалом Научно-редакционного совета ВСЕГЕИ  
при СНИИГГИМС 8 февраля 1962 г., протокол № 3



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
МОСКВА 1966

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
Стратиграфия . . . . .	7
Инtrузивные образования . . . . .	36
Тектоника . . . . .	49
Геоморфология . . . . .	58
Полезные ископаемые . . . . .	62
Подземные воды . . . . .	75
Литература . . . . .	76
Приложения . . . . .	79

Ведущий редактор Г. Ф. Неманова Технический редактор В. В. Романова  
Корректор А. В. Сергеева

---

Подписано к печати 26/X-66 г.  
Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub> Печ. л. 5,25 Уч.-изд. л. 6,0  
Тираж 100 экз. Зак. № 05054

---

Издательство «Недра». Москва. Центр, ул. Кирова, 24  
Типография фабрики № 9 ГУГК

## ВВЕДЕНИЕ

Площадь листа N-46-XXXII расположена в центральной части Западного Саяна, ограничена координатами 91—92° в. д. и 52°—52°40' с. ш. Административно она входит в Ермаковский, Шушенский и Бейский районы Красноярского края.

Описываемая территория охватывает наиболее труднодоступную водораздельную часть Западно-Саянской горной системы. Основными орографическими элементами района являются хребты Кантегирский (выс. 2485 м), Саянский (выс. 2736 м) и группа гольцов в бассейне р. Ататах (выс. 2531 м), относящиеся к области высоких гор. Остальная часть площади представляет собой среднегорье, глубоко расчлененное притоками р. Енисей. Абсолютные отметки колеблются от 300 м (уровень р. Енисей) до 2700 м (вершина Саянского хребта); относительные превышения составляют в среднем 1000—1500 м.

Гидрографическая сеть района принадлежит системе р. Енисей. Енисей течет в узком, глубоко врезанном ущелье — «трубе» и отличается порожистым руслом. Наиболее крупными притоками его являются реки: Кантегир, Б. Пашкина, Голая, Головань, М. Уры и др. Все эти реки типично горные, с бурным водотоком. Климат резко континентальный. Минимальная температура января —40°, максимальная температура июля +34°. Среднегодовое количество осадков 430—450 мм.

Большая часть территории покрыта тайгой; на юге — кедрово-лиственничной, на севере — черной, елово-пихтовой. Выше абсолютных отметок 1600—1800 м тайга сменяется высокогорной тундрой гольцовых гор. Район практически не заселен; отдельные семьи охотников (русских и тувинцев) живут по р. Кантегир, на займище р. Пашкина, на устье р. М. Уры. Сообщение с районом осуществляется по р. Енисей: летом — на лодках, зимой — на санях. Путями передвижения внутри территории служат выочные тропы, труднопроходимые во время паводков. Основные выочные тропы проходят по долинам рек Отук-Суг, М. Уры, Головань, Пашкина. Обнаженность на территории листа средняя. Дешифрируемость контактной печати неравномерная, большей частью плохая, лишь на отдельных участках хорошая.

История геологической изученности района. Основы современных представлений о геологическом строении Западного Саяна в целом и данного района в частности заложены исследованиями И. К. Баженова и А. Г. Сивова. Первые сведения о геологии рассматриваемой территории содержатся в работах И. К. Баженова (1925, 1926, 1927, 1934). В 1933 г. им была составлена геологическая карта Западного Саяна масштаба 1 : 1 000 000, а в 1934 г. — сводка по геологии этой области «Западный Саян». И. К. Баженовым впервыедается сводная стратиграфическая схема региона; выделяются кембрийские, нижне- и верхнесилурийские, нижнедевонские отложения. В пределах описываемой площади Баженовым выделены сланцево-вулканогенные образования в бассейне р. Канчегир, которые он отнес к третьей верхней толще кембра. К югу от полосы кембрийских отложений, на всей остальной территории листа, Баженовым было установлено широкое развитие песчано-сланцевых пород. Они были отнесены им к нижнему силуру и разделены на два горизонта. В нижний горизонт объединены различные метаморфические сланцы и так называемая «красноцветная толща Саян» (1925) — пестроцветные песчано-алевритовые породы бассейнов рек Головань и Татарка. Верхний горизонт, или шинетская свита, представлен сероцветными песчано-сланцевыми породами. Они несогласно перекрыты фаунистически охарактеризованными карбонатными отложениями верхнего силура. Интрузивные породы района Баженовым расчленены на два комплекса: 1) гипербазитовые интрузии посленижнесилурийского возраста; 2) джойский комплекс гранитоидов нижнедевонского возраста. Баженовым открыто молибденовое месторождение вблизи г. Копен, связанное с Копенским гранитным массивом. Впоследствии Копенское молибденовое месторождение было детально обследовано И. П. Коценцом (1938ф\*). Гранитоиды и гипербазиты бассейна р. Канчегир изучались М. М. Злобиным (1934ф).

Период с 1933 по 1950 г. охватывает многолетние исследования А. Г. Сивова и составляет новый этап в истории изучения геологии Западного Саяна и в частности описываемой территории. Подтверждая существование установленных Баженовым стратиграфических комплексов, Сивов в то же время вносит существенные корректизы в представления предшественника. По южному и северному фасу Западного Саяна А. Г. Сивовым устанавливаются кембрийские отложения, разделенные на несколько формаций. Из них в пределах территории листа развита только нижнекембрийская западно-саянская (чингинская) формация, отвечающая третьей верхней толще кембра И. К. Баженова (Сивов, 1953). Мощный песчано-сланцевый

\* Буква «ф» означает, что данная работа имеется в списке фондовой литературы.

комплекс центральной части Западного Саяна и непосредственно рассматриваемой площади также подразделяется на ряд формаций. Наиболее древней среди них является джебашская формация метаморфических сланцев протерозоя, которая соответствует нижнему горизонту нижнего силура Баженова без «красноцветной толщи Саян» (Сивов, 1948, 1953). Выше нижнего кембра Сивовым выделяется пудингово-сланцевая, или кемтерекская, формация верхнего кембра, сопоставляемая им с «красноцветной толщей Саян» Баженова (Сивов, 1936ф, 1944). Выше нее, по Сивову, располагается зелено-фиолетовая формация нижнего силура, отвечающая шинетской свите Баженова. Она расчленяется на три свиты: 1) урскую сланцевую, сильно метаморфизованную; 2) шигнетскую алевролитово-песчаниковую; 3) керемскую красноцветную, являющуюся, возможно, верхними горизонтами шигнетской свиты. На все свиты зелено-фиолетовой формации, по Сивову, несогласно и с размывом ложатся отложения верхнего силура. А. Г. Сивовым было впервые выявлено месторождение молибдена в верховых р. Сейлюг-хем. В 1935—1937 гг. на этом месторождении были проведены детальные поисково-разведочные работы А. С. Митропольским (1935ф, 1936, 1936ф, 1937ф, 1938ф).

С 1949 по 1954 г. геологосъемочные работы в Западном Саяне проводило управление «Енисейстрой». Северная часть описываемой территории была заснята в масштабе 1 : 200 000 В. А. Евстрахином и др. (1954ф). В. А. Евстрахин пришел к иным выводам, чем А. Г. Сивов. По его представлениям, джебашская формация является среднекембрийской. Отложения нижнего кембра были описаны им под названием уйской серии. Различные свиты песчано-сланцевого комплекса считались одновозрастными частями единой шигнетской свиты. Последняя подразделена на две подсвиты: нижнюю — песчаниковую голованскую и верхнюю — сланцевую пашкинскую,

В 1955—1960 гг. в Западном Саяне проводится планомерная геологическая съемка различными организациями: ВСЕГЕИ, ВАГТом, КГУ. Большое значение для понимания геологии изученной площади имели исследования геологов ВСЕГЕИ Г. М. Владимиরского (1956ф, 1957ф, 1960) и Г. М. Александрова (1959ф), работавших непосредственно южнее данного района. В основании песчано-сланцевого комплекса Западного Саяна ими выделены сланцевая сютхольская и песчаниковая ишканская свиты, отнесенные к верхнему кембрию. Выше располагаются аласугская свита (кемтерекская формация, по А. Г. Сивову) верхнего кембра-ордовика и шигнетская серия ордоваика — нижнего силура.

В 1957—1958 гг. территория листа N-46-XXXII была полностью закартирована в масштабе 1 : 200 000 Тувинской экспедицией ВАГТа (Сулиди-Кондратьев, 1958ф, Бродский, 1959ф).

Основной результат этих работ заключается в детальном расчленении песчано-сланцевого комплекса Западного Саяна. В верхах комплекса была выделена карбонатно-терригенная отуксугская серия нижнего-верхнего силура.

В те же годы И. Н. Казаков (1957ф, 1960) посетил юго-восточную часть листа N-46-XXXII. Все развитые здесь отложения отнесены им к шигнетской серии ордовика-нижнего силура. Карбонатно-терригенная отуксугская серия силура включена Казаковым в верхнюю таслинскую толщу шигнетской серии, отнесенную к нижнему силуру.

В 1959—1960 гг. по территории листа были проведены редакционные работы сотрудниками Тувинской экспедиции ВАГТа И. Б. Филипповой, Л. П. Зоненшайном, С. А. Бродским, А. А. Ильичевым, Г. Л. Горошенко. В результате этих исследований была значительно уточнена стратиграфическая схема палеозойских отложений, которая и положена в основу настоящей записи.

В эти же годы на севере площади проводились поисковые работы Майнской ГРП (Дудковский, 1957ф, 1958ф). Выявленырудопроявления меди, золота, хрома, никеля, молибдена, бериллия.

В результате многочисленных исследований, проводившихся в Западном Саяне в последние годы (с 1955 по 1962 г.) разными организациями, сложились две различные точки зрения на геологическое строение этого региона. Геологи КГУ (Г. Г. Семенов и др.) утверждают существование в Западном Саяне крупного регионального перерыва с выпадением средне- и верхнекембрийских толщ, и все песчано-сланцевые отложения внутренней части Западного Саяна относят только к ордовику. Представители другой точки зрения, геологи ВАГТа (Л. П. Зоненшайн и др.), ВСЕГЕИ (Г. М. Владимирский, Г. П. Александров и др.) пришли к выводу об унаследованном развитии Западного Саяна в течение кембрия и ордовика, они отрицают наличие предордовикского перерыва и определяют возраст песчано-сланцевого комплекса в интервале от среднего кембрия до нижнего силура.

Вся территория листа N-46-XXXII была охвачена радиометрическими исследованиями при поисково-съемочных работах В. А. Евстрахина (1954ф), Е. Д. Сулиди-Кондратьева (1958ф), А. К. Уфлянда (Бродский, 1959ф). Площадь листа покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1:200 000 Горно-алтайской экспедицией треста Сибнефтегеофизика (Кабанов, 1959). По этим данным составлена карта в изогаммах масштаба 1:50 000 в СНИИГГИМСе под руководством О. А. Савадского. Вся площадь покрыта шлиховым и металлометрическим опробованием.

При составлении и подготовке к изданию государственной геологической карты листа N-46-XXXII были использованы:

1) материалы к государственной геологической карте СССР м-ба 1:200 000 лист N-46-XXXII, восточная половина (Сулиди-Кондратьев и др., 1957);

2). материалы к государственной геологической карте СССР м-ба 1:200 000, лист N-46-XXXII, западная половина (Уфлянд, Бродский и др., 1958);

3) обоими исследователями по северной половине территории была частично использована государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000 (Евстрахин, 1954);

4) геологическая карта м-ба 1:50 000 участка кл. Приисковый (Дудковский, 1960).

В указанные выше карты внесены существенные корректизы, полученные при редакционных работах, проведенных авторами записи.

## СТРАТИГРАФИЯ

Среди стратифицированных отложений описываемого района выделяются протерозойские, кембрийские, ордовикские, силурские и нижнедевонские образования. По литологии они объединяются в пять крупных комплексов: 1) метаморфический сланцевый комплекс протерозойского возраста (джебашская серия); 2) зеленокаменный сланцево-эффузивный комплекс нижнего кембра (чингинская свита); 3) песчано-сланцевый комплекс верхнего кембра, ордовика и нижнего силура (сютхольская, ишканская, аласугская (?), иньускская свиты, шигнетская серия); 4) терригенно-карбонатный комплекс нижнего-верхнего силура (отуксугская серия); 5) нижнедевонский вулканогенный комплекс (кендайская свита). Ограничено распространение имеют моренные и аллювиальные отложения четвертичной системы.

## ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

*Джебашская серия (Pt dg).* К джебашской серии на территории листа N-46-XXXII относится комплекс сложно дислоцированных метаморфических сланцев, слагающих небольшой участок в северо-западном углу площади листа близ г. Карлыган. Этот участок тесно связан с обширной полосой развитых сланцев джебашской серии, располагающейся непосредственно севернее. С юго-востока участок ограничен разломом, по которому рассматриваемые образования контактируют с нижнекембрийскими породами.

Джебашская серия представлена монотонными серо-зелеными, удивительно однообразными по внешнему виду сланцами. Для них характерны интенсивная плойчатость и гофрировка. Под микроскопом, в зависимости от преобладания того или

нию возраста ледниковых отложений на территории листа не имеется. Их возраст устанавливается косвенным образом, путем сопоставления с Тувой и восточной частью Западного Саяна. Там возраст максимального оледенения, на основании находок остатков млекопитающих и данных спорово-пыльцевого анализа, достаточно уверенно определяется как верхнечетвертичный (Благонравов 1957ф; Парвицкая, 1955). Поэтому ледниковые отложения описываемого района условно принимаются также как верхнечетвертичные.

### Современный отдел ( $Q_4$ )

К современным отложениям относятся пойменные и русловые фации аллювия, который в разной степени развиты в долинах большинства водотоков района. Однако на геологической карте представляется возможным показать их только по долинам наиболее крупных рек. Пойменный аллювий представлен галечниками, реже песками. В составе гальки отмечаются самые разнообразные породы. Русловой аллювий слагается главным образом валунами, галечниками и гравием. Песчаный материал находится в явно подчиненном количестве. Мощность пойменного аллювия непостоянна и сильно меняется даже в пределах короткого участка одной реки, но нигде не превышает 1,5 м.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В пределах описываемого района широким распространением пользуются разнообразные по составу и возрасту интрузивные образования. Среди них выделяются следующие интрузивные комплексы: нижне-среднекембрийский (актовракский) комплекс ультраосновных пород; ордовикский (шапшальский) комплекс катаклазированных плагиогранитов и кварцевых диоритов и два комплекса гранитоидов: среднепалеозойский (большепорожский) и нижне-среднедевонский (буйбинский).

### НИЖНЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЙ (АКТОВРАКСКИЙ) КОМПЛЕКС УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ( $\sigma Cm_{1-2}$ )

К актовракскому комплексу относятся ультраосновные породы, распространенные в бассейне р. Кантегир, в северо-западной части листа N-46-XXXII. Они образуют линейно вытянутые в северо-восточном направлении тела и приурочены к полю развития пород нижнего кембра (чингинская свита). В описываемом районе выделяются два небольших массива в бассейне р. Ора-Сук и один более крупный массив на правобережье р. Кантегир. Кроме того, присутствует ряд мелких линзовидных

тел площадью 0,1—0,3 км<sup>2</sup> в бассейне руч. Приисковый и на горе Копёны. Тела имеют крутые контакты с вмещающими породами и, по предварительным данным магнитометрии, падают на юг под углом 60—70°. Массивы по р. Ора-Сук сложены в основном серпентинитами и серпентинизированными перidotитами и в значительно меньшей мере серпентинизированными дунитами. Между указанными разностями устанавливаются постепенные переходы. Как правило, дуниты встречаются в центральных частях массивов, перidotиты же их обрамляют. Массив на правобережье р. Кантегир и все мелкие тела сложены нацело серпентинитами. Внутри более крупных серпентинизированных массивов отмечаются иногда мелкие (вне масштаба карты) поля габброидов. Взаимоотношения их с гипербазитами неясны.

### Серпентиниты, серпентинизированные дуниты и перidotиты

Серпентиниты — породы темно-серого цвета с оливково-зеленым оттенком, жирные на ощупь. Они являются преобладающими ультраосновными породами и произошли за счет серпентинизации дунитов и перidotитов. Серпентин в них представлен хризотиловыми и антигоритовыми разностями; в небольшом количестве присутствует бастит. В них имеются прожилки серпофита и скопления магнетита. Структура пород петельчатая, пекрещено-волокнистая, листоватая, спутанно-волокнистая.

Серпентинизированные дуниты и перidotиты представляют собой средне- и мелкозернистые породы темно-зеленого, почти черного цвета, покрытые бурой коркой выветривания. Оливин в дунитах и перidotитах замещается серпентином, тальком и иддингситом. По пироксенам, особенно ромбическому, развивается серпентин и уралит. Среди описываемых образований изредка встречаются серпентинизированные разности, близкие, по-видимому, по составу к пироксенитам. Структура пород паналлотриоморфозернистая, иногда петельчатая.

С гипербазитами связаны мелкиеrudопроявления хромита, асбест в разрозненных тонких прожилках, ореолы рассеяния никеля, установленные металлометрическим опробованием.

Возраст гипербазитовых массивов описываемого района можно определить как нижнекембрийский на основании их строгой пространственной приуроченности только к породам чингинской свиты. Однако, по данным Н. Н. Хераскова (Херасков, 1959ф), гипербазиты, развитые по северному фасу Западного Саяна, прорывают нижнюю часть средне-верхнекембрийской толщи и содержатся в гальке конгломератов отложений, условно относимых к верхнему кембрию — ордовику. Поэтому возраст гипербазитов Западного Саяна, в том числе и изученного района, определяется как нижне-среднекембрийский.

**ОРДОВИКСКИЙ (ШАПШАЛЬСКИЙ) КОМПЛЕКС  
КАТАКЛАЗИРОВАННЫХ ПЛАГИОГРАНИТОВ  
И КВАРЦЕВЫХ ДИОРИТОВ ( $\gamma\delta O$ ?)**

К шапшальскому комплексу относятся катаклазированные плахиограниты и кварцевые диориты, развитые на водоразделе рек Б. Пашкина, Инь-сук и Головань, в нижнем течении р. М. Пашкина и по р. Енисею. Они слагают небольшие линзовидные массивы, прорывающие отложения условно верхнекембрийского и ордовикского возраста (ишикская и иньсукская свиты). Площадь массивов этих пород незначительна (от 0,2 до 10 км<sup>2</sup>). Они являются, очевидно, межпластовыми телами.

Для внешнего облика пород характерны гнейсовидная текстура, серо-зеленый цвет, ясно различимые зерна дымчатого кварца и полевого шпата, чешуйки хлорита и мусковита. Под микроскопом устанавливается бластомилонитовый характер структуры пород. Только плахиоклаз (олигоклаз-андезин № 25—35) в некоторых случаях присутствует в виде заметно идиоморфных порфиробластов, в целом же порода состоит из агрегата раздробленных зерен плахиоклаза, кварца, мусковитизированного, хлоритизированного и эпидотизированного биотита. Структура породы в этом случае милонитовая. Чаще же указанный агрегат раздробленных зерен породообразующих минералов, подвергшихся бластезу, приобретает лепидогранобластовую структуру. Исходя из основности плахиоклаза и количественного соотношения минеральных компонентов (плахиоклаз 50—60%, кварц 25—30%, биотит 10—17%), можно полагать, что первичные породы имели, очевидно, состав плахиогранитов мезократового характера. В эндоконтактах массивов милониты образовались, вероятно, по кварцевым диоритам (количество кварца падает до 20%, а цветных минералов возрастает до 20—25%). Из акцессорных минералов присутствует циркон, апатит и магнетит.

В экзоконтактах наиболее крупных массивов наблюдается тонкая кварцевая инъекция, протяженность таких зон в направлении простирания массивов до 4 км. Вблизи мелких массивов развиты мигматиты, контакты в таких случаях расплывчатые. Зоны мигматизации не превышают 0,2—0,5 км.

Возраст описанных интрузий определяется косвенными данными. С одной стороны, эти интрузии пространственно приурочены и прорывают отложения только верхнего кембрия и ордовика и нигде не известны в более молодых отложениях. С другой, по геологическим и петрографическим признакам, они сопоставляются с ордовикским (шапшальским) интрузивным комплексом, распространенным в пределах Шапшальского хребта. В связи со сказанным для данных интрузий также принят ордовикский возраст. Однако не исключено, что они могут оказаться более молодыми интрузиями (среднепалеозойскими), расположеными в зоне интенсивного смятия.

**СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ (БОЛЬШЕПОРОЖСКИЙ)  
ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ( $\gamma\sigma Pz_2$ )**

К большепорожскому комплексу на территории листа N-46-XXXII принадлежат различные гранитоиды, слагающие интрузии, расположенные в центральной части района, в пределах Саянского и Кантегирского хребтов. Они прорывают отложения верхнего кембрия и ордовика (аласугская свита, иньсукская свита, еркырская свита). Массивы образуют юго-западное окончание «гранитоидно-роговикового пояса» Западных Саян, выделенного в 1957—1958 гг. Н. Л. Вайтроб, В. И. Володиной и Л. П. Зоненшайном (Сулиди-Кондратьев, 1958ф; Адамович, 1958ф; Зоненшайн, 1960). Этот пояс вытянут вдоль осевой части Западных Саян, и в рамках рассматриваемой территории представляет собой непрерывную цепочку гранитоидных интрузий, разобщенных различными по величине полями ороговикованных пород кровли. Ширина зон ороговикования у интрузий достигает 8 км, конфигурация массивов в плане очень сложная. Все это позволяет говорить о пологих контактах массивов и, следовательно, можно сделать вывод о соединении этих интрузий на глубине в единый крупный массив. К большепорожскому комплексу на территории листа относятся Сейлюгхемский массив\* (площадь около 160 км<sup>2</sup>), расположенный в верховьях р. Сейлюг-хем; массивы, расположенные в верховьях р. Голой (Правобережный, размеры 12×8 км) и в ее среднем течении (площадь около 45 км<sup>2</sup>), и массив по р. Гремячка (размеры 9×3 км).

Состав пород, слагающих большепорожский комплекс, сравнительно однообразен: наиболее широко развиты гранодиориты, меньшим распространением пользуются адамеллиты, еще реже встречаются кварцевые диориты. Все указанные разности связаны постепенными переходами. В Сейлюгхемском массиве преобладают гранодиориты, меньше развиты адамеллиты. В апикальных частях этого массива присутствуют кварцевые диориты. Правобережный массив сложен в основном адамеллитами и только в отдельных случаях в краевых частях они сменяются гранодиоритами. Массив, расположенный в среднем течении р. Голой, сложен гранодиоритами, хотя местами в приконтактовой зоне отмечаются кварцевые диориты. Целиком кварцевыми диоритами сложен Гремячинский массив, очевидно, слабо вскрытый эрозией. Все перечисленные разности пород, принадлежащие к большепорожскому комплексу, характеризуются однообразной серой окраской, которая обусловлена присутствием в породе хорошо различимых зерен дымчато-серого кварца, серого микроклина и светло-серого плахиоклаза. Адамеллиты и гранодиориты обычно более светло-серые мезократовые породы. Структура их неравномернозернистая, средне-крупнозернистая,

\* Расположение названных массивов показано на тектонической схеме.

часто порфировидная. В порфировидных разностях во вкрапленах присутствует калиевый полевой шпат бледно-розового цвета размером 0,5—1 см. Кварцевые диориты имеют темно-серую окраску, меланократовый облик и характеризуются неравномерным кучным расположением цветных минералов. Структура их мелко-среднезернистая.

Адамеллиты ( $\gamma Pz_2$ ) и гранодиориты ( $\gamma\delta Pz_2$ ) представляют собой макроскопически трудно различимые породы. При изучении под микроскопом устанавливается их отличие в количественном минералогическом составе.

Адамеллиты состоят из плагиоклаза (олигоклаз-андезин № 26—35 с зональным строением) 25—35%, кварца 20—30%, микроклина с хорошо выраженным решетчатым строением (часто перититированного) 25—35%, биотита 5—10%, роговой обманки до 3%; в гранодиоритах количество плагиоклаза увеличивается до 30—40%, а микроклина уменьшается до 15—20%, количество же кварца и цветных минералов остается тем же. Аксессорные минералы представлены цирконом, сфеоном, апатитом и магнетитом. Из вторичных изменений в породах наблюдается соссюритизация и серицитизация плагиоклаза, слабая пелитизация микроклина, хлоритизация и эпидотизация биотита и роговой обманки. Структура пород гипидиоморфно-зернистая, в отдельных случаях монцонитовая.

В табл. 1 приводятся результаты химических анализов адамеллитов и гранодиоритов и данные пересчета их, по А. Н. Заварницкому.

Сравнение химического состава пород со средним составом магматических пород по Р. Дэли показывает, что имеются разности пород Сейлюгхемского массива и массива в среднем течении р. Голой, которые близки по химическому составу к гранодиоритам и отличаются от последних только более высоким содержанием Na по сравнению с K ( $n$ ). Другие гранитоиды Правобережного и Сейлюгхемского массивов от гранодиоритов по Р. Дэли отличаются повышенной кислотностью ( $Q$ ), большей кислотностью плагиоклаза ( $\frac{a}{c}$ ), меньшей ролью цветных минералов в породах ( $b$ ). Однако по перечисленным признакам эти гранитоиды к гранитам по Р. Дэли еще отнести нельзя. Учитывая особенности минералогического состава — равное количество калиевого полевого шпата и плагиоклаза — описываемые породы следует относить к адамеллитам.

Кварцевые диориты ( $\gamma\delta Pz_2$ ). В состав кварцевых диоритов входят: плагиоклаз (по-видимому, среднего состава) 55—65%, кварц 20—25%, калиевый полевой шпат («решетчатый» микроклин) 0—5% и биотит 10—15%. Цветные компоненты характеризуются кучным распределением в породах, особенно в эндоконтактовой зоне. Из акссессорных минералов присутствуют апатит, циркон и магнетит. Вторичные изменения выра-

Таблица 1

№ пп	Название массива	Название породы		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.к.	SO <sub>4</sub>
1	Сейлюгхемский	Гранодиорит	64,78	0,56	16,17	4,87	—	0,08	1,43	4,48	4,26	2,24	0,12	0,17	0,36	—	
2	"	Адамеллит	67,18	0,59	15,20	4,7	—	0,08	1,10	2,93	4,40	2,70	0,20	—	0,05	—	
3	"	"	67,90	0,52	14,37	4,62	—	0,06	1,25	2,96	4,31	2,98	0,92	0,16	0,18	—	
4	"	"	68,29	0,43	14,63	1,01	3,65	0,08	1,22	2,64	3,98	3,35	0,11	0,15	0,41	0,01	
5	Правобережный	"	69,04	0,45	14,42	1,06	3,08	0,08	0,95	2,28	4,18	3,30	0,26	0,054	0,33	0,007	
6	Среднее течение р. Голой	Гранодиорит	66,34	0,38	14,40	5,22	—	0,07	1,90	3,55	3,78	2,18	0,15	0,28	0,75	—	
			<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>s</i>	<i>c'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>a'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>	$\frac{a}{c}$	$\frac{a}{c}$	<i>t</i>	<i>t</i>	
1			12,7	7,7	4,5	75,1	12,6	55,0	32,4	—	74,5	20,3	2,8	0,65	—	—	
2			13,7	6,1	3,3	76,9	3,4	66,2	30,4	—	71,0	24,7	4,2	0,7	—	—	
3			13,6	7,0	2,7	76,7	12,6	57,3	30,1	—	68,3	23,5	5,0	0,5	—	—	
4			13,4	7,3	2,9	76,4	3,7	68,8	27,5	—	64,5	23,1	4,6	0,4	21,1	—	
5			13,7	5,6	2,5	78,2	3,6	67,8	28,6	—	65,8	26,5	5,5	0,5	15,5	—	
6			11,6	8,3	3,9	76,2	5,0	55,8	39,2	—	72,6	25,3	3,0	0,4	—	—	

женены в соссюритизации и мусковитизации плагиоклазов, эпидотизации, хлоритизации и мусковитизации биотита. Плагиоклаз отличается резким одиоморфизмом по отношению к другим минералам породы. Структура породы гипидиоморфнозернистая.

**Жильная серия.** Породы жильной серии, связанные со среднепалеозойским интрузивным комплексом, представлены в основном разностями кислого состава и тяготеют к эндо- и экзоконтактам массивов. Среди них выделяются аплиты, микрораниты, кварцевые порфиры и плагиопорфиры. Мощность жил — первые метры, но иногда до 30 м. Менее распространены маломощные жилы микропегматитов и пегматитов. Широким распространением среди указанных образований пользуются кварцевые жилы, приуроченные, как правило, к эндоконтактам. Мощность их от 2—3 до 20—30 см. Закономерности в направлении простирации жил не установлены.

**Контактовые изменения.** Породы большепорожского интрузивного комплекса имеют активный контакт с вмещающими образованиями. Ширина экзоконтактового ореола вокруг массивов 2—8 км. В результате контактного метаморфизма терригенных пород кембрия и ордовика образуются роговики и «узловатые» сланцы. С удалением от контакта в них появляются реликты первичной обломочной структуры. Среди роговиков выделяются следующие разности: 1) массивные биотит-кварцевые роговики с турмалином, 2) плотные темно-серые, почти черные серицит-кварцевые роговики с магнетитом, 3) массивные серые серицит-кварцевые роговики с хлоритом, 4) серые серицит-кварцевые роговики с пьемонтитом. Структура роговиков обычно лепидогранобластовая. Роговики часто переслаиваются с «узловатыми» роговиковыми сланцами, которые сложены агрегатом кварца, серицита, хлорита, магнетита и биотита. Количество кварца и биотита в «узелках» меньше, чем в окружающей массе породы. Ороговиковые песчаники — зелено-серые мелкозернистые породы, состоящие из актинолита, эпидота, биотита, хлорита, агрегата мелких кварцевых зерен с реликтами обломков кварца, микрокварцитов и плагиоклаза.

В зоне эндоконтакта интрузий данного комплекса отмечается уменьшение зернистости пород и встречаются ксенолиты вмещающих пород, различные по размерам и степени переработанности. В некоторых случаях наблюдается и повышение основности пород (до кварцевых диоритов). В приконтактовой зоне Сейлюгхемского и Гремячинского массивов отмечается развитие грейзенизованных пород.

С большепорожскими интрузиями связаны рудопроявления молибдена, бериллия, изредка золота в кварцевых жилах. С ними генетически связаны орбит и оранжит; при этом шлихи с орбитом тяготеют только к большепорожским интрузиям, шлихи же с оранжитом в основной массе приурочены к этим

интрузиям, но единичные знаки оранжита встречаются в полях развития гранитоидов других комплексов.

**Возраст** большепорожского комплекса определяется на основании сопоставлений его с аналогичными интрузиями смежных районов. Гранитоиды аналогичны породам Саянской интрузии, расположенной в верховьях рек Тасли и Чинчилика (лист М-46-1). Эта интрузия прорывает отложения таслинской свиты верхнего силура и в свою очередь прорвана Сабалкиасским массивом гранитов среднедевонского возраста (Адамович, 1961ф). В районе хр. Шешпир-Тайга (лист N-46-XXXIV) интрузия кварцевых диоритов, аналогичных описанным, внедряется в отложения шиштыкской свиты верхнего силура и прорвана нижне-среднедевонскими гранитами Буйбинского массива (Красильников, 1961). Однако, по данным ряда исследователей (Казаков, 1957ф; Семенов, 1959ф), некоторые массивы большепорожского комплекса являются силурийскими. Поэтому в сводной легенде Западно-Саянской серии для большепорожского комплекса в целом принят среднепалеозойский возраст.

#### ПОСЛЕ-НИЖНедевонский (Буйбинский) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

К буйбинскому комплексу на изученной территории относятся разнообразные породы преимущественно кислого состава. Они слагают различные по величине массивы, выделяющиеся в северной и южной частях района. Эти массивы полукольцом обрамляют интрузии большепорожского комплекса и прорывают отложения различного возраста (от нижнего кембрия до нижнего девона). Буйбинские интрузии по величине и форме разделяются на три группы: 1) крупные неправильной формы; 2) штокообразные и 3) линейно вытянутые тела. К первой группе относится крупный массив по р. Кантегир (Копенский) площадью 180 км<sup>2</sup>. Этот массив имеет неправильные очертания в плане и несколько вытянут в широтном направлении. Он имеет мощную (до 4—5 км) зону роговиков и характеризуется пологими kontaktами. Ко второй группе принадлежат: массив, расположенный в среднем течении р. Ататах (Ататахский, имеющий в поперечнике до 10 км), массив в верховьях рек Багазей и Мургулук (Багазейский) площадью около 80 км<sup>2</sup>; массив в верховьях р. Такмагаш (Верхнетакмагашский), размер которого в поперечнике 6 км; массив в среднем течении р. Такмагаш (Такмагашский) — в поперечнике 8—10 км; крайняя западная часть Шигнетского массива, расположенного у восточной границы территории. Эти массивы имеют округлую форму в плане, крутые контакты с вмещающими породами, зоны роговиков до 1—1,5 км. Они, очевидно, представляют собой крутопадающие штокообразные тела. Исключение составляет Ататахский массив, у которого с юга зона роговиков достигает 12 км. Вероятно,

он является полого падающим телом, погружающимся в юго-западном направлении. В третью группу входят: массив, расположенный по р. Енисею в устье р. Б. Березовая (Березовский) с размерами  $7 \times 3$  км; массив, расположенный в верховьях р. Б. Пашкина (Верхнепашкинский) протяженностью 9 км, в по-перечнике 2—3 км; массив по р. Ора-Суг и р. Кантегир (Кантегирский) — с размерами  $18-20 \times 1-2$  км и массив по руч. Блан-Суг (Блансугский) площадью около 20 км<sup>2</sup>. Указанные массивы вытянуты в северо-восточном направлении и характеризуются соотношением продольных размеров к поперечным (в плане) как 3:1, а для Кантегирского массива — 10:1. Они имеют крутое контакты и сравнительно маломощные зоны роговиков (0,1—1 км).

В составе буйбинского комплекса преобладают граниты и адамеллиты. Реже встречаются гранодиориты и еще реже кварцевые диориты и диориты. При всем разнообразии состава между всеми разностями существуют постепенные переходы. Гранитами целиком сложены Березовский, Ататахский, Верхнепашкинский и Блансугский массивы. Верхнетакмагашский массив сложен в основном гранитами, в краевых частях его местами отмечаются гранодиориты. В Багазейском и Копенском массивах основное значение имеют граниты и адамеллиты. В краевых частях этих интрузий граниты и адамеллиты сменяются гранодиоритами, кварцевыми диоритами и даже диоритами (Багазейский массив). Такмагашский, Шигнетский, Кантегирский массивы полностью сложены гранодиоритами.

Граниты, адамеллиты и частично гранодиориты имеют характерную серо-розовую окраску, обусловленную присутствием в породах розового калиевого полевого шпата, серого кварца и плагиоклаза. Указанным породам, как правило, свойствен лейкократовый облик и крупнозернистая порфировидная структура. Вкрапленники в них представлены серо-розовым калиевым шпатом с двойниковым строением. Размеры вкрапленников в среднем 0,5—1 см, а в Верхнепашкинском массиве они достигают 1,5—3 см. Кварцевые диориты и диориты в отличие от вышеописанных разностей пород обладают серой окраской, имеют мезократовый облик и более мелкозернистое сложение. Текстура пород буйбинского комплекса в целом массивная.

Граниты ( $\gamma D_{1-2}$ ). В составе гранитов выделяются перититированный калиевый полевой шпат (представлен в основном «нерешетчатой» разностью) 25—40%, кварц 25—40%, зональный плагиоклаз (от андезина № 30—32 в центре зерна до олигоклаза № 10—15 по краям) 20—30%, биотит 1—5%; в Ататахском массиве отмечаются плагиограниты, в которых полевые шпаты представлены преимущественно плагиоклазом. Аксессорные минералы: апатит, циркон, сфен, магнетит, реже ортит.

Вторичные изменения гранитов в большинстве массивов сводятся к замещению биотита хлоритом, эпидотом и мусковитом;

серicitизация плагиоклаза и пелитизация калиевого полевого шпата. Структурной особенностью гранитов является идиоморфизм биотита и плагиоклаза и ксеноморфизм кварца и калиевого полевого шпата (иногда последние немного идиоморфнее кварца). Структура пород гипидиоморфозернистая.

В гранитах Березовского массива наблюдается окварцевание и альбитизация, породы носят следы катаклаза. Для пород массива характерно совмещение гипидиоморфозернистой структуры с гранобластовой.

В табл. 2 приводятся результаты химических анализов и данные пересчета на числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, для пород этой группы.

Лейкократовые граниты Ататахского и Березовского массивов очень близки по химическому составу к лейкократовым разностям по Р. Дэли. Граниты Верхнетакмагашского и Блансугского массивов отличаются от среднего типа по Р. Дэли несколько повышенной ролью Na и K в породе по сравнению с  $Ca\left(\frac{a}{c}\right)$ . Пересыщенные аллюминием граниты Верхнепашкинского и Багазейского массивов близки к среднему типу гранитов по Р. Дэли.

Адамеллиты ( $\gamma D_{1-2}$ ) и гранодиориты ( $\gamma\delta D_{1-2}$ ). Средний минералогический состав пород следующий: зональный плагиоклаз (от олигоклаза № 20 по краям зерен до андезина № 45 в центре) 30—50%, нерешетчатый, иногда перититизированный калиевый полевой шпат 15—35%, кварц 10—25%, биотит и роговая обманка 10—15%, аксессорные минералы — сфен, циркон, апатит, ортит, магнетит. Вторичные процессы выражены в соссоритизации и серicitизации плагиоклазов, пелитизации калиевых полевых шпатов и хлоритизации и эпидотизации биотита и роговой обманки. В ряде случаев наблюдаются мирамективые прорастания кварца в плагиоклазе — на стыке с калиевым полевым шпатом.

Структура породы гипидиоморфозернистая, на отдельных участках монционитовая. В табл. 3 приведены данные химического анализа и результаты пересчета на числовые характеристики по А. Н. Заварицкому для пород этой группы.

Приведенные породы Копенского массива отличаются по химическому составу от среднего состава гранита по Р. Дэли по повышенной роли цветных минералов (b) и несколько пониженной кислотностью (Q). Учитывая равное количество плагиоклаза и калиевого полевого шпата, эту разность возможно отнести к адамеллитам. Гранодиориты Кантегирского массива близки по химическому составу к гранодиоритам по Р. Дэли.

Кварцевые диориты, диориты ( $\gamma\delta D_{1-2}$ ). Образование кварцевых диоритов и диоритов, по-видимому, связано с процессами ассимиляции интрузиями вмещающих пород. Кварцевые диориты слагаются следующими минералами: зо-

Таблица 2

№ пп	Название массива	Название породы		SiO <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.к.	SO <sub>2</sub>
		a	b	c	s	c'	f	m'	a'	n	Q.	$\frac{a}{c}$	$\frac{a}{c}$	t	φ		
1	Атагахский	Лейкократовый гранит	74,01	0,37	12,46	0,85	1,94	0,06	0,47	1,18	3,34	4,46	0,15	0,0017	0,28		
2	Березовский	То же	74,9	0,21	12,02	1,44	1,43	0,04	0,45	0,89	3,1	4,97	0,19	—	0,20		
3	Верхнетакмачинский	Гранит	68,64	0,47	13,78	4,58	—	0,08	1,1	2,57	4,39	3,06	0,26	—	—		
4	Блансугский	"	69,5	0,48	13,47	4,68	—	0,09	0,57	1,9	3,74	4,24	0,09	0,37	0,19		
5	"	"	71,2	0,34	14,48	1,07	1,79	0,06	0,59	2,08	4,04	3,76	—	—	0,64		
6	Верхнепаписинский	"	71,58	0,20	14,35	3,20	—	0,09	0,56	1,57	3,52	3,49	0,21	—	0,13		
7	Батазейский	"	70,31	0,42	14,11	0,60	3,08	0,07	0,97	1,68	4,64	2,41	0,48	0,04	0,34	0,023	
1	13,4	3,3	1,4	81,9	0	78,0	22,0	—	53,0	35,6	9,6	0,4	22,0				
2	13,5	3,1	1,1	82,3	0	77,2	22,8	—	49,0	36,5	12,3	0,25	37,5				
3	13,9	6,7	2,1	77,3	14,0	59,0	27,0	—	69,0	24,7	6,6	0,5					
4	14,3	5,5	1,8	78,4	9,9	72,8	17,3	—	57,0	26,4	8,0	0,5	—				
5	14,1	3,7	2,5	79,7	1,8	71,4	26,8	—	61,9	28,7	5,6	0,3	25,0				
6	12,5	6,1	1,9	79,5	—	45,3	15,1	39,6	60,4	32,1	6,6	0,25	—				
7	13,4	6,1	2,0	78,5	—	56,5	26,1	17,4	75,0	28,2	6,7	0,4	8,7				

нальный плагиоклаз (от андезина № 35 по краям зерен до лабрадора № 55 в центре) 45—70%, кварц 10—20%, «нерешетчатый» калиевый полевой шпат 2—10%; цветные минералы представлены роговой обманкой 5—30%, биотитом 10—15% и иногда моноклинным пироксеном (типа диопсида) 0—2%. Диориты отличаются от кварцевых диоритов меньшим содержанием кварца (1—3%) и несколько повышенным количеством цветных минералов: биотита до 25%, роговой обманки до 35%. Аксессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, рудным минералом.

Вторичные изменения выражаются в соссюритизации плагиоклазов, хлоритизации и эпидотизации биотита и роговой обманки, актинолитизации диопсида. Структура пород гипидоморфнозернистая, но в некоторых более основных разностях плагиоклаз заметно идиоморфнее цветных минералов (биотита, роговой обманки, пироксена), что придает структуре сходство с офитовой.

В табл. 4 приводятся результаты химического анализа и данные пересчета на числовые характеристики по А. Н. Заварicкому для пород описываемой группы.

Кварцевые диориты Копёнского массива по химическому составу близки к среднему типу по Р. Дэли.

**Жильная серия.** Жильная серия буйбинского интрузивного комплекса представлена породами среднего и кислого состава. Среди жил среднего состава встречаются диорит-порфиры,

№ пп	Название массива	Название породы		SiO <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.к.	φ
		a	b	c	s	c'	f	m'	a'	n	Q.	$\frac{a}{c}$	$\frac{a}{c}$	t	φ		
1	Копенский	Адамеллит	67,58	0,42	14,32	5,17	—	0,09	1,33	2,15	3,91	3,58	0,30	0,084	0,66		
2	Кантегирский	Гранодиорит	67,96	0,41	15,39	1,04	3,25	0,08	1,40	2,00	3,87	2,83	0,24	0,084	0,49		
3		"	66,13	1,10	14,29	1,55	3,45	0,085	1,33	3,48	3,62	3,56	0,27	0,07	0,44	—	
1	13,7	6,9	2,5	76,9	—	65,3	32,7	2,0	62,4	23,9	5,5	—	0,44				
2	12,4	9,3	2,4	75,9	—	42,4	25,2	32,4	67,7	24,6	5,2	—					
3	13,1	8,0	3,0	75,9	15,3	57,6	27,1	—	61,0	22,6	4,4	—					

Таблица 4

№ п/п	Название массива	Название породы	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{FeO}$	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$			
1	Копенский (эндоконтакт)	Кварцевый диорит	61,66	0,68	15,80	7,67	—	0,13	3,00			
№ п/п	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>s</i>	<i>c'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>	$\frac{a}{c}$	<i>t</i>	$\varphi$
1	11,4	13,4	4,9	70,3	12,7	49,7	37,6	75,0	13,1	2,3	0,9	—

развиты в зоне эндо- и экзоконтакта интрузий. Их мощность 0,2—10 м, протяженность до 60 м. Жильные образования кислого состава распространены значительно шире и представлены аплитами, микрогранитами, гранит-порфирями, гранодиорит-порфирами. Их размеры весьма различны: мощность от 0,5 до 5—7 м, протяженность от метров до десятков метров. Развиты они как внутри массивов, так и за их пределами. В целом жильные образования имеют беспорядочную ориентировку.

*Экзоконтактовые изменения.* Экзоконтактовые изменения, связанные с буйбинским комплексом, зависят от первичного состава вмещающих пород.

По терригенным породам образовались роговики кварц-биотитового и плагиоклаз-биотит-кварцевого состава. Реже встречаются «узловатые» роговики, сложенные кварцем, биотитом и кордиеритом. Структура роговиков гранобластовая и порфиробластовая. С уменьшением степени ороговикования пород появляются реликты первичных обломочных структур. Известняки отуксусской серии вблизи южного контакта Ататахского массива превращены в белые фарфоровидные окварцованные породы. Карабонатно-терригенные образования таслинской свиты в зоне экзоконтакта ряда массивов интенсивно окремнены.

К известковистым алевролитам и известнякам отуксусской серии в среднем течении р. Такмагаш приурочены скарны. Связаны они, вероятно, с Ататахским гранитным массивом и представлены гранат-пироксеновыми разностями с магнетитом и сульфидами. Прослежены четыре зоны скарнированных пород протяженностью 1—1,5 км. Каждая зона состоит из нескольких отдельных линз, мощностью 10—15 м и длиной 30—50 м.

С буйбинским комплексом гранитоидов связаны рудопроявления молибдена, пространственно к буйбинским интрузиям приурочены в основной массе шлихи с монацитом; при этом конкретно с Багазейским и Верхнетакмагашским массивами связаны шлихи с содержанием монацита от 50 до 200 зн. Возможно к этим массивам приурочены коренные рудопроявления

монацита. Восточнее (лист N-46-XXVIII), по данным Е. Н. Станкевич (1961ф), в протолочках гранитов Буйбинского массива того же комплекса присутствует фергусонит, в протолочках щелочных разностей этого массива обнаружены пирохлор (0,2 г/т), радиоактивный циркон (12 г/т) и флюорит (12 г/т).

Нижняя возрастная граница буйбинского комплекса определяется на основании рвущих соотношений пород этого комплекса с вулканогенными образованиями нижнего девона. Указанные соотношения гранитоидов с нижнедевонскими породами известны на юге территории в бассейне р. Отук-Суг (Багазейский массив) и на смежной к западу территории листа N-46-XXXI в бассейне р. Кантегир (Копёнский массив). Верхний возрастной предел устанавливается на том основании, что галька гранитоидов буйбинского комплекса находится в составе базальных конгломератов верхнего девона в верховьях р. Б. Уры (лист M-46-II) (Александров, 1959ф; Владимирский, 1960). Учитывая эти данные, возраст буйбинского комплекса определяется как нижне-среднедевонский.

## ТЕКТОНИКА

Территория листа N-46-XXXII расположена в центральной части каледонского складчатого сооружения Западного Саяна, охватывающая его внутренние, наиболее прогнутые участки. Описываемая площадь имеет сложную складчато-глыбовую структуру. Многочисленные продольные разломы разбивают складчатую структуру района на отдельные тектонические клинья и блоки, внутри которых слои смяты в систему разнообразных складок. Все структурные элементы вытянуты в северо-восточном или субширотном направлении.

В тектоническом отношении на территории листа выделяются два структурных этажа: нижний, охватывающий образования докембрия и нижнего палеозоя, и верхний, сложенный отложениями силура и нижнего девона. Они отличаются друг от друга различным типом складчатости и отделены крупным региональным несогласием (рис. 3).

**Нижний структурный этаж** образован тремя типично геосинклинальными формациями: сланцевой протерозойской, зелено-каменной сланцево-вулканогенной нижнекембрийской и терригенной верхнего кембрия, ордовика — нижнего силура. Для нижнего структурного этажа характерна в целом чрезвычайно напряженная складчатость. Интенсивность ее убывает снизу вверх по разрезу. В докембрийских и кембрийских толщах преобладают узкие, сильно сжатые, изоклинальные складки. В ордовик-нижнесилурийских отложениях наблюдаются разнообразные формы пликативных дислокаций. Обычно развиты сопряженные узкие килевидные синклинали и антиклинали. На отдельных участках отмечается сложная перемятость слоев,

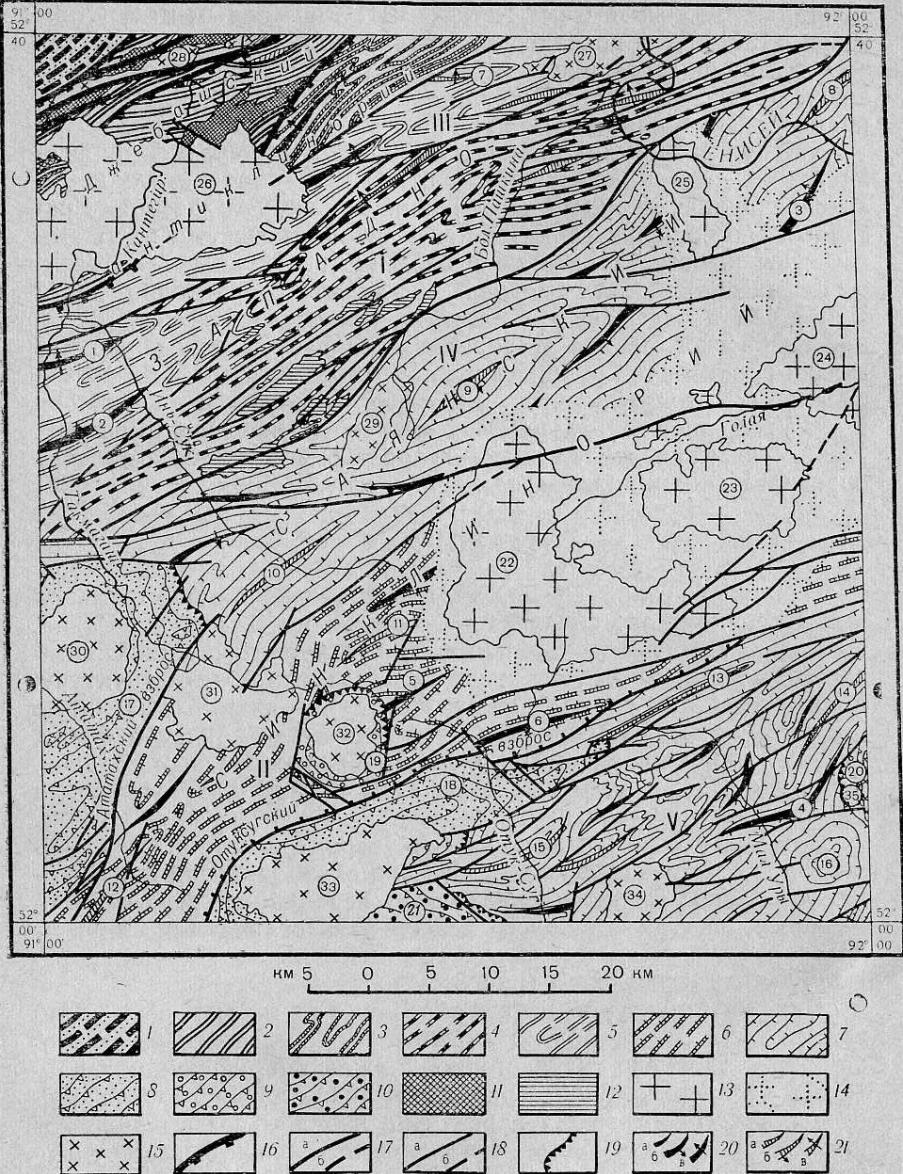


Рис. 3. Тектоническая схема

**Нижний структурный этаж. Джебашский антиклиниорий:** 1 — осевые части антиклиниория, сложенные сланцевой формацией протерозоя (джебашская серия); 2 — зоны глубинных разломов, сложенные зеленокаменной сланцево-вулканогенной формацией нижнего кембрия и гипербазитами (офиолитовый пояс); 3 — краевые части антиклиниория, сложенные условно верхнекембрийскими отложениями (сютхольская, ишканская свиты). **Западно-Саянский синклиниорий. Краевые части синклиниория:** 4 — антиклининальные зоны, сложенные верхнекембрийскими отложениями (ишканская, аласугская? свиты); 5 — синклиниальные зоны, сложенные ордовик-нижнесилурскими (в скромном объеме) отложениями (еркырская, оржакская свиты). Осевые части синклиниория: 6 — антиклинальные зоны, сложенные породами верхнего кембрия, ордовика (аласугская, инсусская, еркырская свиты); 7 — синклиниальные зоны, сложенные породами ордовика, орловика — нижнего силура (инсусская свита, шигнетская серия в полном объеме). **Верхний структурный этаж.** 8 — унаследованные мега-антклининальные зоны, выполненные карбонатно-терригенной формацией силура и вулканогенной формацией нижнего девона (отуксугская серия в полном объеме, кендайская свита); 9 — наложенные мульды, сложенные формацией рифогеных известняков верхнего силура (верхняя часть верхнеонинской подсвиты, таслинская свита); 10 — грабены, выполненные пестроцветной молассовой формацией верхнего силура и вулканогенной формацией нижнего девона (верхняя часть верхнеонинской подсвиты, таслинская свита, кендайская свита). **Структурное положение интрузий:** 11 — конкордантные линейные тела нижне-среднекембрийских гипербазитов; 12 — кинорогенные межплатостовые интрузии ордовикских катаклазированных плагиогранитов и кварцевых диоритов; постороговые среднепалеозойские и постдениксидевонские интрузии гранитоидов; 13 — крупные батолитообразные тела неправильной формы; 14 — невскрытые части массивов, фиксирующиеся на поверхности по ороговикенным породам; 15 — штокообразные, линейные и различной другой формы тела. **Прочие обозначения:** 16 — глубинные разломы типа взбросов и кругих надвигов, заложившиеся в нижнем кембре и развивающиеся до девона; 17 — крупные региональные разломы, чаще взбросы, заложившиеся в ордовике и силуре: а — достоверные, б — предполагаемые; 18 — прочие разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 19 — крупные региональные несогласия в основании верхнего структурного этажа; 20 — антиклинали: а — прямые, б — наклонные, в — опрокинутые. **Структуры:** А н т и к l i n i a l n a l i z o n e s : I — Пашкинская; II — Мургулурская. С i n k l i n i a l n a l i z o n e s : III — Голованьская; IV — Инсуская; V — Урская. А n t i k l i n i a l i : 1 — Резакинская; 2 — Такмагашская; 3 — Таловская; 4 — Еркырская; 5 — Верхнеотуксугская; 6 — Сейлюгхемская горст-антиклиналь С i n k l i n i a l : 7 — Мадоржакская; 8 — Карынкусская; 9 — Среднепашкинская; 10 — Верхнеинсусская; 11 — Каднаская; 12 — Верхнеататахская; 13 — Каракурекская; 14 — Оржакская; 15 — Индигейская; 16 — Малоурская мульда; 17 — Ататахская мегасинклиналь; 18 — Отуксугская мегасинклиналь. М u l l d y : 19 — Багазейская; 20 — Узунсукская; 21 — Чулаксинский грабен. Г r a n i o i d i n e m a s s i v e s : 22 — Сейлюгхемский; 23 — Правобережный; 24 — массив р. Головы; 25 — Гречемячинский; 26 — Копенский; 27 — Березовский; 28 — Кантегирский; 29 — Верхнепашкинский; 30 — Ататахский; 31 — Таммагашский; 32 — Верхнетакмагашский; 33 — Багазейские; 34 — Блансугский; 35 — Шигнетский

иногда, напротив, встречаются изометричные пологие мульды. Наконец, на ряде участков слои образуют выдержаные моноклинали.

К нижнему структурному этажу принадлежат два крупных, сложно построенных тектонических элемента Западного Саяна: Джебашский антиклиниорий и Западно-Саянский синклиниорий, отдельные части которых входят и в пределы рассматриваемой территории. Граница между ними совпадает с крупным разломом, протягивающимся в северо-восточном направлении от верховьев р. Таловки до устья р. Головань.

К Джебашскому антиклиниорию относится северо-западный угол территории листа. В пределах этого участка структура антиклиниория образована тремя крупными блоками, последовательно более погруженными с севера на юг. Северный, наиболее приподнятый блок, сложенный сланцевой формацией протерозоя, представляет собой осевую часть антиклиниория. Слои здесь очень сложно дислоцированы. Они имеют общее северо-восточное простиранье с повсеместным опрокидыванием на северо-запад под углом 60—80°. Характерно широкое развитие мелкой плойчатости и гофрировки. Следующий к югу блок имеет очень своеобразное строение. Он является юго-западным продолжением Борусской зоны глубинных разломов (Херасков,

1959ф). Эта зона сложена зеленокаменной сланцево-вулканогенной формацией нижнего кембрия и прорывающими генетически связанными с нею линейными телами гипербазитов. В совокупности они образуют олиолитовый пояс, выделенный В. А. Кузнецовым (1948). На рассматриваемом участке Борусская зона представляет собой систему разновеликих разломов (крутопадающих надвигов), разбивающих геологическую структуру на ряд субпараллельно вытянутых тектонических клиньев, слегка надвинутых друг на друга. В каждом из таких клиньев слои дислоцированы в серию узких изоклинальных складок. Плоскости сместителей разломов, так же как и осевые поверхности складок и тела гипербазитов, падают на юг под углом 60—70°. По данным аэромагнитной съемки, Борусская зона характеризуется полем узких локальных положительных аномалий (500—2000 гамм), ориентированных согласно с простиранием разломов. Максимальные аномалии (до 2000 гамм) отвечают выходам на поверхность наиболее крупных массивов гипербазитов.

Южный, опущенный блок, в строении которого участвуют сланцевые породы условно верхнего кембрия, принадлежит к краевой части антиклиниория. Внутри этого блока наблюдается система узких, сильно сжатых мелких изоклинальных складок северо-восточного простирания, образующих в целом крупную опрокинутую на север мегантиклиналь. Складки сопровождаются иногда мелкой плойчатостью.

*Западно-Саянский синклиниорий* охватывает большую часть описываемой территории. Синклиниорий выполнен мощным комплексом песчано-сланцевых пород верхнего кембрия, ордовика и ордовика — нижнего силура, объединяемых в единую терригенную формацию. Этому терригенному комплексу отвечает ровное, выдержанное, либо отрицательное магнитное поле (от 0 до —50; —100 гамм). Синклиниорий также имеет сложную складчато-блоковую структуру. Он представляет собой совокупность закономерно перемежающихся синклинальных и антиклинальных зон, разделенных многочисленными продольными разломами, согласными с простиранием основных складчатых элементов. Синклинальные и антиклинальные зоны состоят из серий сопряженных синклиналей и антиклиналей. В пределах рассматриваемой территории выделяется северная, приподнятая краевая часть синклиниория и южная, погруженная осевая его часть.

*Краевая часть синклиниория* состоит из ориентированных в северо-восточном направлении Пашкинской антиклинальной зоны (I) и Голованьской синклинальной зоны (III). Непосредственно к Джебашскому антиклиниорию примыкает Голованьская синклинальная зона. На значительном протяжении она представляет собой узкий грабен. В нем зажаты грубообломочные и вулканогенные породы ордовика — нижнего силура (еркырская и оржакская свиты в резко сокращенном объеме). В пределах зоны развиты большей частью узкие линейные опрокинутые

складки, крылья которых падают на юг под углом 60—70° (Мадоржакская синклиналь (7), Резакинская (1) и Такмагашская (2) антиклинали). Отмечаются также сравнительно простые линейные складки с полого падающими крыльями (от 35 до 60°).

Расположенная южнее Пашкинская антиклинальная зона сложена верхнекембрийскими породами (ишклинской и аласугской свитами). Она образована системой узких линейных, нередко изоклинальных складок, в большинстве случаев опрокинутых на север под углом 70—80°. Шарниры складок в основном погружаются в северо-восточном направлении. От смежных с юга и севера синклинальных зон рассматриваемая зона отделена региональными разломами, вероятно, взбросами. Последние представляют собой непрерывную цепь кулисообразных, разветвляющихся нарушений. В юго-западной части Пашкинская зона расчленена этими нарушениями на несколько узких тектонических клиньев, в пределах которых слои находятся в крутом (70—80°) опрокинутом залегании.

*Осевая часть синклиниория* выполнена, главным образом, породами ордовика-нижнего силура (шигнетской серией в полном объеме), в меньшей мере отложениями ордовика (иньсукская свита) и верхнего кембрия (аласугская свита). В пределах ее особенно четко выступает складчато-блоковая структура синклиниория, проявившаяся в сложном сочетании пликативных и дизъюнктивных дислокаций, имеющих общее северо-восточное простиранье. Последовательно с северо-запада на юго-восток по направлению к оси синклиниория выделяются Иньсукская синклинальная зона (IV), Мургулукская антиклинальная зона (II) и Урская синклинальная зона (V).

*Иньсукская синклинальная зона* по Пашкинскому разлому граничит с Пашкинской антиклинальной зоной, ее выполняют породы нижних свит шигнетской серии (еркырской, оржакской, блансугской). Описываемая зона расчленена ветвящимся пучком разломов на три своеобразные тектонические ячейки северо-восточного простирания. Каждая из них представляет либо одну крупную самостоятельную синклиналь, либо систему синклиналей, разделенных небольшими антиклинальными пережимами со слабо ундулирующими шарнирами. Крупные складки обычно линейные, килевидной формы, прямые или наклонные. В последних осевые поверхности в большинстве случаев падают на юг, лишь в Таловской антиклинали (3) установлено северное падение осевой поверхности. В структурах первого порядка наблюдается дополнительная мелкая складчатость более высоких порядков. Складки более высоких порядков имеют ту же форму, нередко опрокинутые, с размахом крыльев от 150—100 до 10—30 м с падением слоев на крыльях от 45—50 до 70—80°. Подобное строение имеют Верхнеиньсукская (10), Среднепашкинская (9), Карынсукская (8) синклинали и Таловская антиклиналь (3).

Мургулукская антиклинальная зона (*II*) прослеживается по выходам на поверхность пород аласугской (?) свиты, иньсукской и частично еркырской свит. По отношению к смежным синклинальным зонам Мургулукская зона является крупным горстом, приподнятым по ограничивающим его взбросам северо-восточного простирания. Сместитель южного Отуксугского взброса падает на северо-запад под углом 60—70°. Описываемая зона состоит из серии сопряженных, линейно вытянутых согласно с общим северо-восточным направлением зоны, прямых синклиналей и антиклиналей с углами падения на крыльях 60—75°. К наиболее крупным складкам принадлежат: Верхнеотуксугская антиклиналь (*5*), Верхнеататахская (*12*) и Каднакская (*11*) синклинали. Они сложены дополнительной мелкой складчатостью, сходной со складчатостью в пределах Иньсукской зоны. Лишь на отдельных участках, главным образом в ядрах антиклиналей, наблюдается интенсивная изоклинальная складчатость.

В междуречье Мургулука и Отук-Суга Мургулукская зона осложнена поперечным поднятием, к юго-западу и северо-востоку от которого наблюдается закономерное погружение шарниров складок синклиналей и антиклиналей в разные стороны от этого поднятия. Юго-восточный край Мургулукской зоны разбит системой продольных разломов на ряд тектонических блоков, среди которых выделяется Сейлюгхемская горст-антиклиналь (*6*), сложенная породами аласугской (?) свиты.

Урская синклинальная зона (*V*), расположенная на юго-востоке территории, сложена шигнетской серией в полном объеме. От других зон она отличается наиболее разнообразным строением. Здесь наблюдается система узких тектонических блоков и клиньев северо-восточного простирания, внутри которых установлен различный тип складок. Так, по северной окраине зоны расположена серия тектонических клиньев, в которых зажаты моноклинали и линейно вытянутые синклинали (Караачурекская синклиналь, *13*). В пределах этих клиньев слои на значительном расстоянии имеют падение в одну сторону под углом 50—70°. В расположенных южнее блоках слои образуют систему узких, килевидных складок с обычно быстро погружающимися или воздымающимися шарнирами. Углы падения на крыльях 45—70°. К ним относятся Еркырская антиклиналь (*4*), Оржакская синклиналь (*14*), Индигейская синклиналь (*15*). Вдоль южной границы зоны наблюдается спокойное залегание слоев. Складки имеют форму мульд с углами падения на крыльях в 10—15°; лишь вблизи разломов слои залегают более круто, падая под углом 30—40° (Малоурская мульда, *16*). В районе рек Еркыр и Чобралы Урская зона осложнена поперечным поднятием северо-западного простирания, обнаруживающимся по выходам пород еркырской свиты. Это поперечное поднятие характеризуется сложной перепятостью слоев с разма-

хом крыльев мелких складок от 5 до 15—30 м. Углы падения слоев варьируют от 50 до 75—80°. Нередки вертикальные и опрокинутые залегания.

Анализ мощностей и фаций ордовик-нижнесилурийских отложений говорит о последовательности, определенной этапности в развитии Западно-Саянского синклинория. Приуроченность грубообломочных и вулканогенных фаций этих отложений к краевой части синклинория, резкое сокращение их мощностей — все вместе указывает на то, что краевая часть синклинория в целом к ордовиковому времени оформилась как поднятие по отношению к смежной с юга прогибавшейся осевой части синклинория.

**Верхний структурный этаж** сложен карбонатно-терригенной формацией силура и красноцветной вулканогенной формацией нижнего девона. Последние отделены от силурийских пород перерывом и небольшим несогласием. Образования верхнего структурного этажа распространены в пределах осевой части Западно-Саянского синклинория.

Складчатые структуры верхнего этажа значительно отличаются от структур нижнего этажа. Для них типичны более простые формы, преобладающие глыбовый характер складок, частое отсутствие полной складчатости. В пределах описываемой площади для верхнего этажа характерны преимущественно отрицательные структурные формы: сундучные синклинали, изометричные мульды, пологие брахискладки. В соответствии с этим выделяются три типа тектонических депрессий.

К первому типу относятся крупные унаследованные мегасинклинали, приуроченные к синклинальным зонам нижнего структурного этажа. Они выполнены карбонатно-терригенной формацией силура, соответствующей отуксугской серии в полном объеме и характеризующейся значительными мощностями (4—6 км). Складчатые формы в них более простые, чем в породах нижнего этажа, но обладают значительной напряженностью, сближающей их местами со складками нижнего этажа. Обычно они представляют собой синклинали сундучного типа с крутыми крыльями (50—70°) и полого лежащей ядерной частью. К ним принадлежат Отуксугская мегасинклиналь (*18*), приуроченная к Урской синклинальной зоне, Ататахская мегасинклиналь (*17*), наследующая Иньсукскую синклинальную зону. Примечательно, что Отуксугский и Ататахский прогибы характеризуются полями отрицательных аномалий (до —100 гамм), ориентированными согласно простираннию этих структур.

Второй тип образует наложенные мульды, располагающиеся на антиклинальных зонах и антиклиналях нижнего структурного этажа. Они сложены резко сокращенной по мощности (1—1,2 км) формацией рифогенных известняков, отвечающей верхней половине отуксугской серии. Для них типичны изометрическая блюдцеобразная форма с углами наклона слоев на

крыльях 10—20°. Сюда относятся Багазейская мульда (19), располагающаяся на поперечном поднятии Мургулукской антиклинальной зоны и Узунсукская мульда (20), залегающая на ядре еркырской антиклинали.

Третий тип депрессий представлен небольшим Чулаксинским грабеном (21), выполненным пестроцветной молассовой формацией силура и вулканогенной формацией нижнего девона. В пределах территории листа находится лишь небольшая северо-восточная часть Чулаксинского грабена. Здесь располагается небольшая ограниченная разломами брахисинклиналь с падением слоев на крыльях от 10—15 до 35—40°.

Из вышесказанного вытекает следующее. Ататахская и Отуксугская мегасинклинали являются унаследованными от нижнего структурного этажа и в силуре представляли собой остаточные прогибы. Чулаксинский грабен и мульды (Багазейская, Узунсукская) резко наложены на образования нижнего структурного этажа. Из состава формаций, слагающих эти структуры, следует, что мульды образовались во внутренних частях силурийского прогиба Западного Саяна и приурочены к срединным антиклинальным зонам, тогда как грабены возникли в его краевой части.

*Разрывные нарушения.* В пределах описываемой территории выделяются три группы разрывных нарушений, различных по времени заложения и значению в формировании структуры данного района.

В первую группу объединены долго живущие глубинные разломы Борусской зоны, синхронные по времени заложения образованиям нижнего кембрия (чингинской свиты) и развивающиеся до девона. В интрузиях нижне-среднедевонского возраста они не прослеживаются. По своему типу они являются крутопадающими надвигами или взбросами. Плоскости смещителей их падают на юг под углом 60—70°. По аэромагнитным наблюдениям линиям разломов на дневной поверхности отвечают резкие сгущения изолиний и резкие перепады градиентов от положительного до отрицательного максимума.

Ко второй группе относятся крупные, значительной протяженности согласные разломы, ограничивающие сложно построенные синклинальные и антиклинальные зоны. В целом они обусловливают глыбовую структуру территории листа. В большинстве эти разломы являются крупными взбросами. К данной группе принадлежат Отуксугский и Ататахский взбросы, Пашкинский разлом и разломы, ограничивающие Голованьскую синклинальную зону. Все они тесно связаны с формированием складчатых структур. По времени заложения разломы ордовикские и силурийские. Однако по многим из них движения продолжались и в девонский период, после становления интрузий буйбинского комплекса.

Третью группу представляют многочисленные мелкие разломы, вертикальные и крутопадающие, в большинстве случаев продольные, северо-восточного простириания, хотя изредка и поперечные (северо-западного простириания). Среди них выделяются сбросы, трещины, изредка сдвиги. Эти нарушения осложняют первично возникшие пликативные дислокации. Они придали тектонической структуре района ее современный вид. По времени заложения разломы в большинстве своем последнедевонские, смещают и прослеживаются в интрузиях нижне-среднедевонского возраста. Однако часть их синхронна по возрасту разрывным нарушениям второй группы и проявляется как трещины оперения последних.

В породах описываемой территории отмечен интенсивный кливаж: в породах докембра и кембра — кливаж течения в виде очень тонкого рассланцевания пород, в породах ордовика, силура, девона — кливаж разлома. Все породы разбиты системой многочисленных трещин. Простиранье сланцеватости и большинства трещин совпадает с общей субширотной или северо-восточной ориентировкой складчатых дислокаций и согласных с ними разломов.

*Положение интрузий в структуре района.* Узкие линейные тела нижне-среднекембрийских гипербазитов располагаются вдоль глубинных разломов Борусской зоны и генетически с ними связаны. Ордовикские катаклазированные плагиограниты и кварцевые диориты являются синорогенными согласными интрузиями, строго подчиняющимися структуре вмещающих пород ишキンской и иньсукской свит. Они приурочены к сгущенному пучку продольных разломов северо-восточного простириания — своеобразной области проницаемости, расположенной в юго-западной части Пашкинской антиклинальной зоны.

Гранитоиды среднепалеозойского и нижне-среднедевонского комплексов принадлежат к посторогенным интрузиям. По структурному положению и форме они делятся на две группы.

1. Крупные батолитообразные дискорданты тела. К ним относятся массивы «гранитно-рогоовикового пояса» (22, 23, 24, 25) и Копёнский массив (26). Пояс пересекает под острым углом различные структурные зоны (II, IV), тяготея в основном к Мургулукской антиклинальной зоне. Копёнский массив расположен в зоне сочленения Джебашского антиклиниория и Западно-Саянского синклиниория.

2. Небольшие разнообразной формы тела, располагающиеся в пределах различных тектонических элементов описываемой территории. Среди них выделяются: а) штокобразные массивы, приуроченные к ядрам силурийских синклинальных структур. Ататахский (30), Верхнетакмагашский (32), Багазейский (33), Шигнетский (35); б) линейной формы массивы, тяготеющие к зонам крупных разломов, Кантегирский (28), Березовский (27); в) массивы, не имеющие закономерной

структурной приуроченности, Блансугский (34), Такмагашский (31), Верхнепашкинский (29).

Аэромагнитными исследованиями установлено совпадение массивов гранитоидов с полями повышенных положительных аномалий (от 200 до 500 гамм). Гранитно-роговиковый пояс в целом устанавливается по широкой полосе положительных аномалий (до 500—1000 гамм), ориентированной в северо-восточном направлении. Отдельные массивы пояса совпадают с изолированными изометрическими максимальными аномалиями (до 1000 гамм).

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа — сильно расчлененный горный район, в пределах которого наблюдается несколько типов рельефа.

В зависимости от степени и особенностей вертикального расчленения и от характера экзогенных рельефообразующих факторов в описываемом районе выделяются следующие типы рельефа: ледниково-экзарационный высокогорный (альпийский); эрозионный среднегорный резко расчлененный; эрозионно-денудационный среднегорный; денудационный рельеф древней поверхности выравнивания; ледниково-аккумулятивный холмисто-грядовый моренный; аккумулятивно-эрзационный рельеф речных террас и аккумулятивный рельеф речных пойм (рис. 4).

Ледниково-экзарационный высокогорный (альпийский) рельеф развит в приосевой части Саянского и Кантегирского хребтов и в пределах группы гольцов в верховых р. Ататах. Абсолютные высоты водоразделов колеблются в пределах 1800—2400 м. Отдельные вершины достигают высоты 2500—2700 м. Относительные превышения 600—900 м. Для этого типа рельефа характерен комплекс горно-ледниковых экзарационных форм — каров, карлингов и троговых долин. Троговые долины и кары разделяются узкими зубчатыми гребнями с крутыми склонами, местами покрытыми глыбовыми россыпями. Троговые долины всегда довольно глубоки. Высоты бортов долин достигают 400—600 м. Дно долин изобилует выпуклыми поперечными перегибами — ригелями. Верховья долин большей частью имеют форму замкнутых цирков, на дне которых обычно находятся озера.

Эрозионный среднегорный резко расчлененный рельеф по площади является преобладающим в районе и охватывает северный и южный склоны Саянского хребта. Абсолютные высоты в области развития этого типа рельефа достигают 1800 м, относительные превышения — 1000—1500 м. Для этого типа рельефа характерно преимущественное развитие островерхих крутосклонных (до 45°) скалистых водоразделов. Однако на отдельных участках водоразделы имеют более

широкие, мягкие очертания, поверхность их задернована и покрыта элювиально-делювиальным материалом. Долины большинства рек имеют типичный V-образный поперечный профиль и только наиболее крупные реки — Отук-Суг, М. Уры, Б. Пашкина характеризуются ящикообразным поперечным профилем долин. Отрезок долины р. Енисей и долина среднего течения р. Кантегир являются типичными антецедентными долинами с характерными врезанными меандрами.

Эрозионно-денудационный среднегорный рельеф охватывает северо-западную часть Кантегирского хребта и его отроги. Область развития этого типа рельефа представляет собой резко расчлененную поверхность с глубоко врезанными долинами, обычно имеющими V-образные формы. Слоны долин крутые, «изъедены» эрозионными ложбинами. На склонах характерно присутствие скал-останцов, между которыми развиты глыбовые осыпи.

В отличие от склонов долин водоразделы пологи, часто уплощены и постепенно переходят в другой тип рельефа — денудационный рельеф древней поверхности выравнивания.

Денудационный рельеф древней поверхности выравнивания распространен по Кантегирскому хребту, в пределах водораздела бассейнов рек Кантегир, Головань и Б. Пашкина, а также на водораздельном хребте рек Инь-Сук и Такмагаш. Небольшие разрозненные участки его выделяются по южному фасу Саянского хребта.

В современном рельефе древняя поверхность выравнивания представлена разветвляющимися узкими цепочками небольших холмов, разделенных пологими седловинами. Древняя поверхность выравнивания наблюдается на двух гипсометрических уровнях — высоком (1700—2000 м) и низком (1400—1700 м), часто связанных между собой постепенными переходами. По-степенный переход и сходство остаточных форм рельефа свидетельствует о принадлежности этой поверхности выравнивания, расположенной сейчас на различных гипсометрических уровнях, к одной древней денудационной поверхности. Судя по значительному колебанию высот в пределах даже небольших обрывков поверхности выравнивания, оставшихся до настоящего времени от древнего пенеплена, и довольно крутым склонам ее холмов (10—15°), территория имела далеко не равнинный, а скорее мелкосопочный и даже низкогорный рельеф с превышениями порядка 600 м. В отдельных случаях, когда в рельефе наблюдаются эрозионно-тектонические уступы, разница высот этих поверхностей объясняется неодинаковым подъемом тектонических блоков новейшими движениями.

Ледниково-аккумулятивный холмисто-грядовый моренный рельеф пространственно тяготеет к областям развития ледниково-экзарационного высокогорного рельефа и возникает на моренных отложениях. Этот тип рельефа имеет

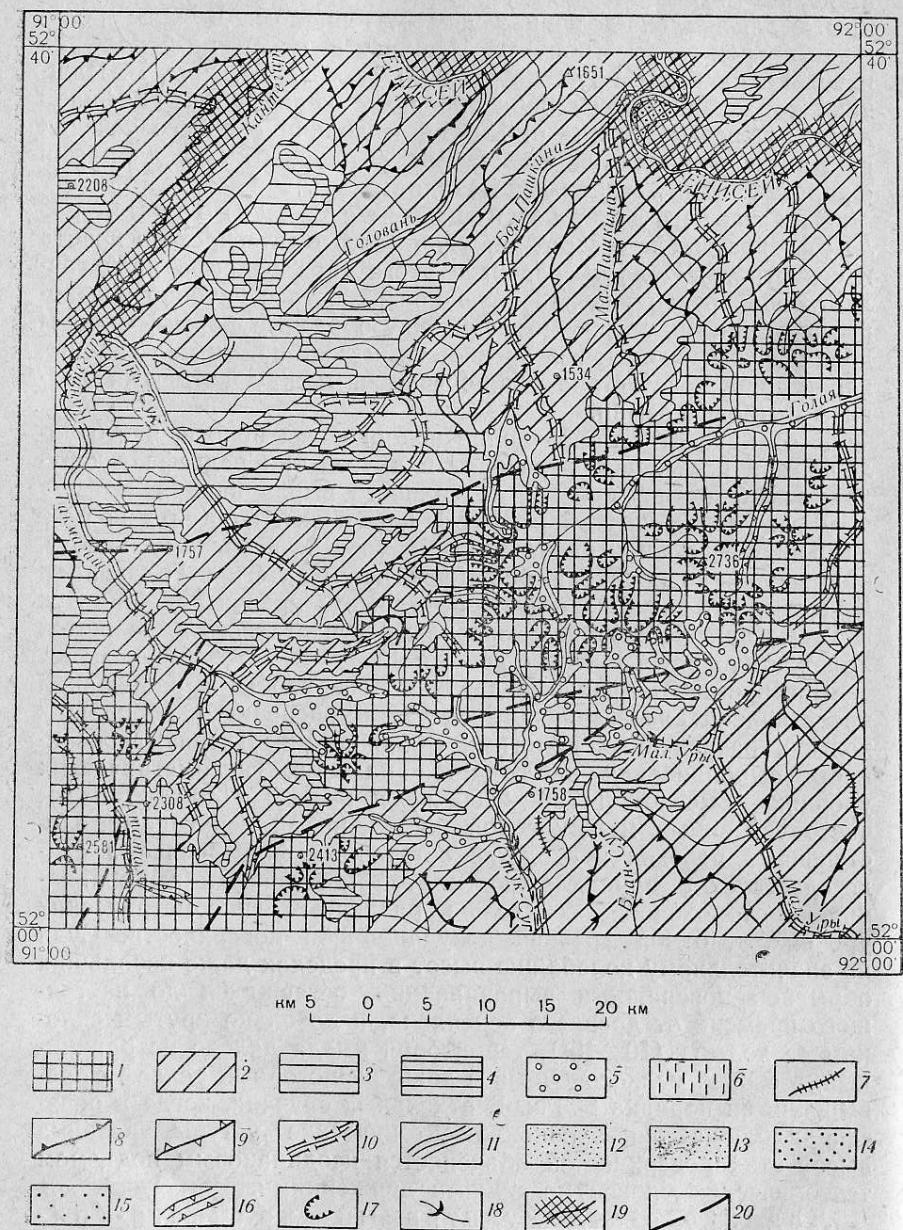


Рис. 4. Геоморфологическая схема

1 — ледниково-экзарационный высокогорный (альпийский) рельеф (абсолютные высоты 2700 м, относительные превышения до 900 м); 2 — эрозионный среднегорный резко расчлененный рельеф (абсолютные высоты до 1800 м, относительные превышения 1000—

холмисто-западинный характер. Холмы расположены беспорядочно, реже ориентированы в направлении общего уклона долин рек и образуют гряды. Между холмами в западинах располагаются озерки и болота.

Аккумулятивно-эрэзионный рельеф речных террас и аккумулятивный рельеф пойм пользуется весьма ограниченным распространением в районе. Подавляющее большинство рек имеет только неширокую пойму, показать которую на геоморфологической схеме не представляется возможным. По наиболее крупным рекам наряду с поймой развивается первая (3—5 м) аккумулятивно-эрэзионная терраса. По р. Енисей в районе Обольского и Сиговского займищ кроме первой террасы сохранились остатки второй аккумулятивно-эрэзионной террасы высотой 7—12 м и реликты третьей и четвертой эрозионной террас высотой соответственно 35—45 и 60—90 м. По сравнению со второй террасой, имеющей четко выраженный уступ, третья и четвертая террасы сильно слажены.

*История развития рельефа.* К началу кайнозойской эры описываемая территория представляла собой древнюю денудационную поверхность с мелкосопочным и низкогорным рельефом. В это время уже сформировалась, вероятно, основная гидросеть района, в частности реки Енисей, Кантегир, а также Такмагаш, Инь-Суг в их нижних течениях.

Новейшими движениями по системе крупных субширотных разломов древняя поверхность была поднята на различные гипсометрические уровни. Образовались крупные горные массивы: Саянский и Кантегирский хребты, группа гольцов в бассейне р. Ататах.

Горные массивы наиболее приподнятых блоков, оказавшиеся выше снеговой линии, подвергались горно-долинному оледенению. В пределах их сформировался высокогорный ледниково-экзарационный рельеф. В менее приподнятых блоках, ниже снеговой линии усилившаяся эрозионная деятельность привела к созданию эрозионно-денудационного и эрозионного рельефа.

Последующие дифференцированные поднятия и еще более усилившаяся эрозия обусловили преобладающее развитие в районе наиболее молодого среднегорного эрозионного, сильно расчлененного рельефа, формирующегося до настоящего времени. Эрозионный рельеф наложился на все сформировавшиеся типы

1200 м); 3 — эрозионно-денудационный среднегорный рельеф (абсолютные высоты 1600—2000 м); 4 — денудационный рельеф древней поверхности выравнивания; 5 — ледниково-аккумулятивный холмисто-грядовый мореный рельеф; 6 — аккумулятивный рельеф речных пойм; 7—11 — эрозионные формы рельефа: 7 — скалистые (пилюобразные) гребни хребтов; 8 — островерхие скалистые водоразделы; 9 — островерхие хребты с уплощенными узкими водоразделами; 10 — речные долины U-образной формы; 11 — речные долины V-образной формы; 12—15 — аккумулятивно-эрэзионные формы рельефа: 12 — I надпойменная терраса; 13—14 — надпойменная терраса; 14—15 — надпойменная терраса; 15—IV надпойменная терраса; 16—18 — ледниковые формы рельефа: 16 — тюрги; 17 — кары; 18 — конечные моренные валы; 19 — антецедентные участки речных долин; 20 — разломы

рельефа: ледниково-эрозионный высокогорный в бассейнах верхних течений рек Инь-Сук и Такмагаш, эрозионно-денудационный и денудационный в бассейнах Б., Ср. и М. Пашкиных, Гремячки, Таловки и М. Уры. К настоящему времени сохранились лишь небольшие реликты древней денудационной поверхности в северо-западной и южной частях района.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа известен ряд месторождений и рудопроявлений, обнаруженных в коренном залегании (хром, медь, свинец, цинк, золото, молибден, берилл) и россыпные месторождения золота. Шлиховым опробованием установлено присутствие молибденита, галенита, золота, монацита, ортита, оранжита.

### ХРОМ

Проявление хрома в коренном залегании в 1956 г. выявлено Ф. П. Дудковским (1957ф) на водоразделе руч. Приискового и М. Медянки (9). Линзы хромита размером  $3 \times 0,3$  м залегают среди серпентинитов. Линзы вскрыты на глубину до 0,5 м. Разведывалось рудопроявление Майнской ГРП в 1960 г. По устному сообщению геолога этой партии Б. М. Минаева серпентиниты на данном участке возникли за счет перидотитов, а не дунитов, с которыми связываются промышленные месторождения хрома, поэтому рудопроявление оценивается как неперспективное.

Обломки хромита установлены этой же партией в 1960 г. в аллювиальных отложениях по р. Каңтегир между устьями рек Слепой и Таловки (1), а также в приусьеевой части руч. Приискового (3). Все проявления хромита тесно связаны с массивами ультраосновных пород, которые в ряде мест за пределами листа несут хромитовое оруденение, иногда с высокой концентрацией (Ойское, Шадатское и другие проявления). Поэтому полосу развития гипербазитов, в особенности дунитов, на территории следует рассматривать перспективной на хром и рекомендовать ее для детальных поисков хромита.

### МЕДЬ

Рассеянная медная минерализация развита повсеместно на описываемой площади. Рудопроявления меди, представленные в большинстве вкрапленностью медных сульфидов и примазками медной зелени и сини, обычно приурочены к песчано-сланцевым породам различного возраста. К наиболее крупным рудопроявлениям относятся Половодовское, рудопроявление в верховьях р. М. Уры и Усть-Голованско.

Половодовское рудопроявление меди (13) расположено в бассейне р. Б. Пашкина на водоразделе двух ее левых притоков руч. Половодова и Никанорова. Оно открыто В. А. Евстрахиным (1954ф) в 1952 г. Оруденение приурочено к пласту серицит-хлоритовых сланцев, залегающих среди зеленых и лилово-серых песчаников аласугской (?) свиты. Пласт имеет мощность 4 м, падение ЮВ  $165^\circ$  под углом 40—45°. Верхняя часть пласта мощностью 1,5 м содержит густую вкрапленность малахита. Пустоты в породе выполнены железистыми охрами, образовавшимися за счет окисления сульфидов. Зона с медной минерализацией имеет длину 10 м. Содержание меди по этой зоне (по 7 штуфным пробам) от 0,005 до 1%, среднее содержание меди 0,18%. Из-за малых размеров и низкого содержания руды проявление оценивается как неперспективное.

Рудопроявление меди в верховьях р. М. Уры (26) открыто Л. П. Зоненшайном в 1959 г. и посещено А. А. Ильчевым (1960ф). Рудопроявление находится в верхнем течении р. М. Уры на водоразделе двух ее составляющих. Оно представлено кварцевой жилой мощностью 1 м, секущей зеленые песчаники блансугской свиты. Центральная часть жилы мощностью до 30 см представляет собой брекчированную зону, в которой обломки кварца раздроблены, слегка округлы и сцеплены халькозином. По халькозину развита вторичная медная минерализация. Жила по простианию не прослежена. Поскольку жильные рудопроявления меди не образуют промышленных скоплений, рудопроявление оценивается как неперспективное.

Усть-Голованское рудопроявление (11) открыто Ф. П. Дудковским (1957ф). Находится на левом берегу р. Енисей, в 1 км ниже устья р. Головань. Рудопроявление приурочено к горизонту конгломератов среди серых песчаников еркырской свиты. Мощность рудного прослоя до 5 м, прослежен он с перерывами до 3 км. Медная минерализация в виде вкрапленности халькопирита и налетов малахита по трещинам и слоистости. Отдельные химические анализы штуфных проб показали содержание меди до 19%. Как генезис, так и размеры рудопроявления неясны. Для объективной оценки перспективности рудопроявления необходимы дополнительные поисковые работы.

Кроме того, на территории листа известен ряд мелких рудопроявлений меди: в приусьеевой части р. Гремячка Гремячинское I и II (14, 16), по р. Тавлыг Тавлыгское (29), в бассейне р. Подаргем Подаргемское (21) и Усть-Пашкинское (12). Все эти рудопроявления представлены либо кварцевыми жилами с бедной вкрапленностью медных сульфидов, либо примазками медной зелени и сини по трещинкам сланцеватости в песчано-сланцевых породах. Протяженность рудных участков не превышает первых метров. Содержание меди в них обычно низкое и не превышает десятых долей процента.

Несмотря на большое количество известных на территории листа рудопроявлений меди, все они, кроме Усть-Голованьского, как по величине, так и по генезису не являются перспективными. Перспективы Усть-Голованьского рудопроявления неясны. Учитывая непромышленный генезис почти всех рудопроявлений, район в целом вряд ли окажется промышленным на медь. Однако окончательная оценка его перспективности может быть дана только после обследования Усть-Голованьского рудопроявления.

### СВИНЕЦ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

Коренные свинцово-цинковые рудопроявления приурочены к карбонатным породам верхней подсвиты онинской свиты, в бассейнах рек Отук-Суг и Такмагаш.

**Свинцово-цинковое рудопроявление по р. Арея** (28) расположено в ущелье среднего течения р. Арея (левого притока р. Отук-Суг). Оно открыто при проведении поисково-съемочных работ в 1957 г. (Сулиди-Кондратьев, 1958ф) и затем в 1959 и 1960 гг. изучено А. А. Ильичевым (1960ф). На участке рудопроявления известняки с прослойями известковистых песчаников, алевролитов и изредка аргиллитов (верхнеонинская подсвита) моноклинально падают на ЮВ  $115^{\circ}$  под углом  $60-70^{\circ}$ . В северо-восточной части участка проходит крупный разлом северо-восточного простирания, отделяющий отложения верхнеонинской подсвиты от конгломератов и песчаников нижнеонинской подсвиты. Карабонатные породы верхней подсвиты разбиты трещинами оперения главного разлома с образованием многочисленных зон дробления, совпадающих с падением пластов. В этих зонах породы сильно раздроблены, перемяты и сцементированы кварц-кальцитовым материалом. Мощность зон дробления колеблется от 0,4 до 2 м. Кварц-кальцитовые прожилки в зонах дробления не имеют определенной ориентировки, часто ветвятся и образуют линзы. Мощность этих прожилков не превышает 5 см, а в большинстве случаев составляет 1–2 см и менее. Как в кварце, так и в кальците содержится мелкая вкрапленность свинцовых (галенит, англезит, церуссит) и цинковых (сфалерит) минералов. Иногда галенит концентрируется в рудные гнезда размером 1–2 см, но в большинстве случаев он находится в тонкораспыленном состоянии. В прожилках присутствуют также мелкие кристаллы ванадинита. Следы свинцовой и цинковой зараженности наблюдаются и в прилегающих к зонам дробления известняках, известковистых алевролитах и аргиллитах, где содержание свинца и цинка постепенно убывает по мере удаления от зоны дробления. В большинстве случаев свинцово-цинковая минерализация приурочена к прослойям алевритистых серо-фиолетовых известняков и значительно реже отмечается в других породах. Как пра-

вило, галенит во вмещающих породах находится в рассеянном состоянии и его присутствие устанавливается микрохимической реакцией (раствор  $\text{KJ} + \text{HNO}_3$  в присутствии свинца желтеет). Таким образом зоны дробления совместно с вмещающими породами, содержащими свинец и цинк, образуют рудные тела. На данном участке выделяется семь рудных тел. Одно из них прослежено по восстанию на расстоянии 20 м, причем рудная минерализация сохраняет на всем протяжении одинаковую интенсивность. Остальные рудные тела по восстанию не прослежены и опробованы бороздовым методом лишь в одном сечении, в нижней вскрытой эрозией части рудных тел.

Параметры рудных тел и содержание в них полезных компонентов следующие:

Номер рудного тела	Мощность рудного тела, м	Количество бороздовых проб	Среднее содержание по данным химического анализа, %		Максимальное содержание, %		Минимальное содержание, %	
			свинца	цинка	свинца	цинка	свинца	цинка
I	15	30	0,22	0,12	0,25	0,11	0,07	
II	1,5	3	0,14	0,09	0,25	0,11	0,07	
III	6	12	0,08	0,08	0,26	0,17	0,01	
IV	2	4	0,1	0,06	0,19	0,08	0,14	
V	4	9	0,25	0,06	1,29	0,17		
VI	8	16	0,06	0,18	0,19	0,34	0,19	
VII	2	4	0,06	0,16	0,1	0,27	0,03	

Заполнение зоны дробления кварц-кальцитовым материалом, несущим свинцовую и цинковую минерализацию, говорит о гидротермальном генезисе рудопроявления, причем самой последней, низкотемпературной фазы. Рудопроявление принадлежит к телетермальному типу. Для окончательного выяснения перспективности рудопроявления по р. Арея необходимо проследить рудные тела по простиранию и восстанию, выяснить изменение содержания полезных компонентов на глубине, учитывая возможность увеличения концентрации свинца и цинка в зоне цементации.

Кроме рудопроявления Арея на территории листа известно два мелких свинцовых рудопроявления. Они обнаружены в 1960 г. А. А. Ильичевым при редакционных работах. К ним относятся Отуксугское (27), расположенное на правом берегу долины р. Отук-Суг, в 0,5 км выше устья р. Сейлюг-хем, и Такмагашское (17), находящееся на правом берегу долины р. Такмагаш, в 3,5 км ниже р. Мургулук. Оба рудопроявления пространственно приурочены к верхней подсвите онинской свиты. Отуксугское рудопроявление крайне бедное и недостаточно изученное. Здесь свинцовое оруденение содержится в плотных серо-фиолетовых из-

вестняках. Размер оруденелого участка известняков  $0,5 \times 0,5$  м. Каких-либо свинцовых минералов макроскопически не видно, и оруденение устанавливается микрохимической реакцией. На Такмагашском участке выявлена скарнированная зона мощностью 1,5 м, протягивающаяся на 10 м. Она представляет собой «переслаивание» пластов известняка и гранатового скарна. Эту зону сектут мелкие кварцевые прожилки, образуя сетку шириной 30 см и протяженностью 1,5 м. Мощность кварцевых прожилков не превышает 2 см, обычно 0,5—1 см. В кварцевых прожилках наблюдается свинцовая минерализация в виде мелких кристаллов галенита. Галенит распылен, гнездовых скоплений его не наблюдается. По данным трех протолочных проб содержание галенита 5 г/т. Рудопроявление недостаточно изучено и требует дополнительных работ.

Наряду с коренными рудопроявлениями установлено два ореола рассеяния галенита. Ореол рассеяния в верхнем течении р. М. Уры (25) обнаружен в 1958 г. (Бродский, 1959ф) в истоках левой составляющей р. М. Уры. На расстоянии 4 км все отобранные шлихи содержали 25—30 знаков галенита. Меньшее количество галенита содержат шлихи, взятые в верхнем течении р. Арея. В ореоле рассеяния по р. Инь-Сук и Каднак (18) наибольшая концентрация галенита наблюдается в верховьях р. Каднак, где содержание галенита в шликах достигает 20 знаков. Оба ореола приурочены к песчано-сланцевым отложениям ордовика и верхнего кембрия (иньсукская свита, шигнетская серия, аласугская (?) свита). Для первого ореола источником сноса служил водораздел рек М. Уры и Арея, для второго — водораздел рек Инь-Сук и Каднак. Однако в обоих случаях коренные рудопроявления не обнаружены.

Все известные на территории листа свинцово-цинковые и свинцовые рудопроявления характеризуются низким содержанием полезных компонентов и не могут быть отнесены к категориям месторождений. Несмотря на это, верхняя подсвита онинской свиты, как носитель свинцово-цинкового оруденения, представляет несомненный интерес. Необходимо отметить, что Откусское и Такмагашское рудопроявления были выявлены при направленных поисках на свинец, поставленных специально на карбонатных породах верхнеонинской подсвиты. Исходя из того, что рудные тела в рудопроявлении по р. Арея имеют пластовый характер, а верхнеонинская подсвита хорошо выдержана по простирианию, следует предположить, что при проведении поисковых работ в более детальном масштабе на площади распространения онинской свиты возможно выявление новых, более ценных, свинцово-цинковых рудопроявлений. Поисковые работы в первую очередь необходимо ставить на карбонатных породах вблизи тектонических нарушений (учитывая сходную геологическую обстановку на рудопроявлении по р. Арея). Тщательно опоисковывать горизонты серо-фиолетовых известняков,

как наиболее частых носителей свинцово-цинковой минерализации. Учитывая частое нахождение галенита в тонкораспыленном состоянии, широко использовать микрохимический метод.

## ЗОЛОТО

В настоящее время известно золото как в россыпях, так и в коренном залегании.

Золотоносная россыпь по ручью Приисковому (6) расположена в нижнем течении ручья и приурочена к русловым аллювиальным отложениям, состоящим из разнозернистого песка и полуокатанной гальки и щебенки сланцев, порфиритов и серпентинитов. Длина россыпи 5 км при ширине 30—70 м. Мощность торфов 3—4 м. Мощность песков 30 см — 1,5 м при среднем содержании золота 9 г/м<sup>3</sup>. Золото в основном в россыпи, мелкое, полуокатанное, но известны самородки весом до 70 г. Прииск эксплуатировался с дореволюционного времени и законсервирован в 1949 г. За все время эксплуатации добыто 1293 кг золота. В настоящее время разведанные запасы равны 12,5 кг при среднем содержании 1,1 г/м<sup>3</sup>. На левом борту долины руч. Приискового в одном шлихе обнаружен 1 знак осмистого ирида.

Золотоносная россыпь по р. Таловка (7) расположена в приусьевой части реки. Русловые аллювиальные отложения представлены полуокатанной галькой и обломками порфиритов, сланцев, кварцитов, гранитов и серпентинитов. Характерно присутствие крупных валунов до 1,5 м в поперечнике. Цемент песчанистый, слабо глинистый. Длина россыпи более 1 км при ширине 30—80 м. Мощность торфов 3—4 м. Пески образуют линзы мощностью 0,5—3,5 м. Содержание золота в россыпи низкое (от 0,01 до 0,7 г/м<sup>3</sup>). Золотоносная россыпь известна с 1930 г. В 1948 г. россыпь частично отрабатывалась старательской артелью. В 1957 г. Майнской ГРП (Дудковский, 1958ф) дана отрицательная оценка россыпи. В настоящее время прииск законсервирован из-за убогого содержания золота.

Золотоносная россыпь по руч. М. Медянка (4) открыта Майнской ГРП (Дудковский, 1958ф). Она расположена в верхнем течении ручья. Длина аллювиальной россыпи 500 м при ширине 30 м. Мощность торфов 3 м. Мощность песка 0,5 м. Золото содержится в виде пластинок размером обычно 0,1—0,3 мм. Среднее содержание золота в россыпи 0,01—0,1 г/м<sup>3</sup>. Из-за убогого содержания россыпь считается непромышленной.

Источником сноса россыпей, по-видимому, являются коренные рудопроявления золота, генетически связанные с чингинской свитой, описание их дается ниже. Глубокие врезы речных долин и отсутствие террасовых отложений в бассейне р. Кантегир говорят о возможном нахождении только русловых аллю-

виальных россыпей золота в пределах поля развития чингинской свиты.

Рудопроявление по руч. Приисковому (8) находится в районе среднего течения руч. Приискового по левому берегу и приурочено к зеленокаменной сланцево-эффузивной чингинской свите. На участке (Дудковский, 1958ф) четко выделяются три типа оруденения: 1) золотосодержащие интенсивно обожженные, окварцованные, участками дробленые сланцы с линзами бурых известняков; 2) кварцевые жилы; 3) оруденение в кварцевых диоритах.

Первый тип оруденения наиболее распространенный. Породы, несущие золото, обычно осветлены, обожжены, с пустотами выщелачивания, сильно окваркованы (прожилки кварца и желваковые образования). Наряду с кварцевыми прожилками в них встречаются кальцитовые прожилки мощностью 1—3 мм, длиной 0,4—0,7 м. Эти породы в различной степени раздроблены. На участке обнаружены и вскрыты поверхностными горными выработками пять зон золотосодержащих пород. Их параметры и среднее содержание золота следующие:

Номер зоны	Длина зоны, м	Средняя мощность зоны, м	Среднее содержание	
			по протолочным пробам	по пробирному анализу
I	50	8—10	13 зн/5 кг	
II	150	10—12	0,4 г/т	
III	700	15—30	6 зн/5 кг	0,6 г/т
IV	400	9—10		0,2 "
V	300	15	Ед. знаки	

Золото в зонах обычно мелкое, размер его пластинок не превышает 0,1—0,3 мм.

Второй тип оруденения связан с кварцевыми жилами в порфиритах чингинской свиты. Количество жил не установлено, но, судя по глыбовым развалам, их довольно много. Канавами вскрыта лишь одна жила. Длина прослеженного участка 30 м при средней мощности 0,4 м. Жилы ориентированы в субмеридиональном направлении с падением на северо-восток под углом 75°. Кварц в жилах молочно-белый с пустотами выщелачивания. Макроскопически золота не обнаружено, но по одной штуфной пробе содержание золота в жиле 0,2 г/т.

Третий тип оруденения связан с минерализацией золота в кварцевых диоритах. На участке чингинскую свиту прорывает небольшое жильное тело кварцевых диоритов. Его длина 900 м при максимальной ширине 100 м. Среди кварцевых диоритов отмечены темно-серые среднекристаллические и светло-серые мелкокристаллические разности. Золото находится в тон-

кораспыленном состоянии. Содержание золота, по данным пробирного анализа, во всех разностях кварцевого диорита по четырем пробам от 0,4 до 0,8 г/т. Золотоносность самих кварцевых диоритов и пространственная локализация вблизи них кварцевых жил и обожженных сланцев заставляют предположить генетическую связь первых двух типов рудопроявлений золота с мелкими жильными телами тех же кварцевых диоритов.

Рудопроявление «Запека» (5) расположено на водораздельной части рек Кантегир и Таловка. Открыто Майнской ГРП (Дудковский, 1958ф). Участок сложен сланцами с прослойями и линзами порфиритов и известняков чингинской свиты. На участке, согласно с вмещающими породами (50—60°) и падая в южных румбах под углом 70—80°, прослеживается полоса интенсивно обожженных сланцев. В порах выщелачивания и по трещинам в сланцах наблюдаются натеки малахита и азурита. К полосе обожженных сланцев приурочены мелкие тела бурых железняков. Длина тел 100—400 м при мощности 1—3 м. Общая протяженность зоны обожженных сланцев 900 м при средней мощности 400 м. Бороздовым опробованием бурых железняков и лимонитизированных сланцев установлено содержание золота 0,2—0,3 г/т, присутствие меди от 0,01 до 0,3% и цинка до 1%.

О практическом значении участков Приисковый и «Запека» в настоящее время говорить затруднительно. Для оценки их перспективности необходимы дополнительные поисковые и предварительные разведочные работы с массовым бороздовым опробованием.

В районе, безусловно, следует считать перспективной на золото всю полосу сланцево-вулканогенных пород чингинской свиты.

Предпосылками для положительной оценки перспектив района, по мнению Ф. П. Дудковского, являются следующие: 1) главный тип рудопроявления — золотосодержащие обожженные породы с сульфидной минерализацией имеют широкое развитие в полосе чингинской свиты; 2) частые находки золота с кварцем в россыпях руч. Приискового свидетельствуют о возможном широком развитии золотоносных кварцевых жил среди пород чингинской свиты; 3) присутствие золота в жильных телах кварцевых диоритов, которые также часто встречаются среди нижнекембрийских отложений. Наконец, в пределах этого же поля возможно нахождение русловых аллювиальных россыпей, источниками сноса для которых служат распространенные здесь коренные рудопроявления золота.

Рудопроявление «Обкол» (15). В связи с поисками на бериллий на левом берегу р. Енисей в 1 км выше устья руч. Обкол в кварцевых жилах, приуроченных к грейзенизованным кварцевым диоритам, было обнаружено золото. Содержание

жение золота 0,1—0,6 г/т (Дудковский, 1958ф; Бордоносов, 1960ф). Подробное описание рудопроявления дается в разделе «Бериллий».

При шлиховом опробовании на территории листа было обнаружено восемь шлихов, содержащих по одному знаку золота. Из них четыре шлиха в бассейне р. М. Уры и по одному шлиху в бассейнах рек Б. и Ср. Пашкины, Ора-Суг и Инь-Сук.

### МОЛИБДЕН

Месторождения и проявления молибдена имеют широкое развитие и отчетливо тяготеют к гранитным интрузиям среднепалеозойского и нижне-среднедевонского возраста.

Сейлюгхемское месторождение (19) расположено в истоках правой составляющей р. Сейлюг-хем в стенке кара. Открыто в 1934 г. А. Г. Сивовым (1936ф). В 1935—1937 гг. разведывалось А. С. Митропольским (1937ф, 1938ф). Месторождение связано с гранитоидами Сейлюгхемского массива Большепорожского комплекса. Оно приурочено к апофизам гранитоидов, располагающимся в роговиках. Центральные части апофиз сложены кварцевыми диоритами, а периферические — аплитами, образующими оторочки, мощностью от 0,1 до 0,8 м. Апофизы пересечены тонкими жилами кварца, приуроченными либо к системе трещин отдельностей, имеющих простижение 310°, падение ЮЗ под углом 25° и 230°, падение ЮВ под углом 80°, либо к зонам дробления. В последнем случае они образуют штокверк. Наблюдается кварц двух генераций: более древний — серый, желтовато-серый и более молодой — розовато-белый. С первым связано оруденение и вторичные процессы изменения вмещающих пород. Второй, безрудный, не вызывает видимых изменений. Вблизи жил серого кварца наблюдается серицитизация, хлоритизация и частично окварцевание кварцевых диоритов и аплитов.

Рудные минералы представлены молибденитом, халькопиритом, пиритом, гематитом и в единичных случаях за пределами апофиз висмутовым блеском.

Размер розеток молибденита — от долей миллиметра до 5—6 мм. Густота распределения их крайне неравномерна. В богатых участках на 10 см<sup>2</sup> приходится от трех до шести розеток молибденита диаметром 2—4 мм, которые приурочены к едва намечающимся трещинам катаклаза. Крупные розетки молибденита совместно с гнездами пирита и халькопирита наблюдаются на плоскостях отдельностей кварцевых диоритов и иногда приурочены к раздробленным участкам кварцевых диоритов. В этих случаях размеры розеток достигают 5 см в поперечнике. Вторичные минералы очень редки и представлены малахитом и лимонитом.

Месторождение по генезису относится к типу высокотемпературных гидротермальных. Промышленная характеристика рудных тел следующая:

Рудные тела	Элементы залегания	Длина прослеженной части рудного тела, м	Мощность рудного тела, м	Содержание молибдена, %
Апофиза I	325°, падение Ю ∠15—25°	210	(в знаменателе средняя) 0,70—11 5—7	0,002—0,05
„ II	325°, падение Ю ∠15—25°	27	0,2—0,6 0,4	0,001—0,02
„ III	335—340°, падение СВ ∠50°	44	0,9—1,4 1,2	0,01—0,08
„ IV	82° падение ЮВ ∠25°	58	6,3—12 8,7	0,001—0,007

Месторождение крайне убогое по содержанию. Общее количество молибдена в месторождении при среднем содержании молибдена 0,013% составляет 16,455 м. Крайне низкое содержание молибдена в руде и небольшие размеры месторождения позволяют оценить его как непромышленное.

Копенское месторождение (2) располагается в истоках р. Ора-Суг и руч. Каравульного (левый приток р. Казанашки). Месторождение открыто И. К. Баженовым (1934) и разведывалось в 1937 г. (Коронец, 1938ф). Оруденение связано с кварцевыми жилами, залегающими в эндоконтакте порфирийных гранитов Копенского массива. Простижение жил СВ 15—30°. Жилы залегают параллельно друг другу или пересекаются под острым углом. Длина жил колеблется от первых метров до 70 м при мощности от 3 до 35 см. Околоэильные изменения пород выражены в интенсивной каолинизации полевых шпатов вмещающих пород. Наблюдается две генерации кварца в жилах. Оруденение связано с первой генерацией. Из рудных гипогенных минералов кварцевые жилы содержат молибденит, пирит и халькопирит. Из 37 кварцевых жил, имеющихся на месторождении, 28 содержат молибденит. Наибольшая концентрация молибденита приурочена к зальбандам жил и к измененным боковым породам. Молибденит присутствует в виде мелких чешуек размером от 0,1 до 2,25 см. Иногда наблюдаются гнезда молибденита размером 2×4,5 см. Оруденение расположено крайне неравномерно. Содержание молибдена в руде не

превышает 0,3—0,5% со средним содержанием 0,123%. Подсчитанные запасы молибденита на месторождении незначительные (всего 2,4371 т). По мнению И. П. Коронца и В. Н. Иконникова (1938ф), постановка детальных разведочных работ на месторождении нецелесообразна.

Катыныгское рудопроявление (23) располагается в истоках р. Катыныг. Открыто А. А. Ильичевым в 1960 г. Проявление находится в смещенных глыбах гранитов Багазейского массива. Глыбы размером до 1 м в поперечнике, угловатые. По-видимому, они были перемещены ледником с верховьев ручья, истоки которого находятся у высоты 2563,5 м. Глыбы гранитов пересечены множеством кварцевых жил мощностью от 1 до 5 см. Жилы содержат молибденит в виде крупных чешуек или розеток размером 1,5—2 см в поперечнике. Мелкие кварцевые жилы содержат мелкие чешуйки молибденита размером 0,5—1 мм. В этом случае вкрапленность более густая и наблюдается также во вмещающих жилы гранитах. При этом граниты слегка грейзенизированы.

Голованьское рудопроявление (10) расположено на правом борту долины р. Головань, на водоразделе мелких притоков последней. Открыто Майнской ГРП в 1956 г. (Дудковский, 1957ф). Участок сложен песчано-сланцевыми отложениями ишキンской свиты, которые прорваны небольшим телом гранодиоритов и лейкократовых гранитов. Лейкократовые граниты местами грейзенизированы. С грейзенизованными гранитами связана медно-молибденовая минерализация, представленная мелкой вкрапленностью молибденита, халькопирита и пирита. Длина зоны с молибденовой минерализацией около 1 км, ширина 300 м. По данным результатов спектрального анализа содержание молибдена в грейзенизованных гранитах колеблется от 0,01 до 0,1%. Рудопроявление заслуживает внимания и для полной его оценки требуются дополнительные работы.

Ореол рассеяния молибденита по руч. Талын-Таш (правый приток р. Голая) (20) расположен в верхнем течении ручья. Район сложен роговиками и гранитоидами среднепалеозойского возраста. Содержание молибденита в аллювии ручья обычно 25—30, а иногда 50 знаков в шлихе.

На территории листа методом шлихового опробования, помимо выявленных ореолов рассеяния, обнаружены отдельные шлиховые пробы, содержащие молибденит в единичных знаках. Наибольшее скопление таких шлихов наблюдается в бассейне р. Подаргем. Близость этих шлихов к ореолу рассеяния по руч. Талын-Таш является хорошим поисковым признаком для выявления молибденового рудопроявления в этом районе. Единичные шлихи с молибденитом обнаружены по рекам Голая (2 шлиха), Таловка (1 шлих), Б. Пашкина (1 шлих) и Ср. Пашкина (2 шлиха).

Учитывая широкое распространение нижне-среднедевонских и среднепалеозойских гранитоидов, с которыми генетически связан ряд известных молибденовых месторождений и проявлений на территории листа, можно говорить в целом о перспективности района на молибден. Несмотря на отрицательную оценку Сейлюгхемского и Копенского месторождений из-за их малых размеров и низкого содержания молибдена, имеется вероятность при детальных работах обнаружить новые проявления, более крупные и с более высоким содержанием молибдена. В частности, необходимо поставить детальные поисковые работы в пределах Багазейского гранитоидного массива на предмет определения места сноса гранитных глыб с молибденовым оруденением, обнаруженных в верховьях р. Катыныг, и оценки молибденоносности массива в целом. Также целесообразно провести поисковые работы в верховьях руч. Талын-Таш с целью обнаружения коренного рудопроявления, являющегося источником ореола рассеяния молибденита в аллювии.

## БЕРИЛЛИЙ

Рудопроявление «Обкол» (15) обнаружено Ф. П. Дудковским (1958ф) на левом борту р. Енисей, в 1 км выше устья руч. Обкол, в кварцевых диоритах Гремячинского массива, разведывалось в 1959 г. Сибирской комплексной экспедицией Геологоразведочного треста № 1 (Бордоносов, 1960ф).

Оруденение связано с мелкими кварцевыми жилами, которые секут грейзыны. Зона развития кварцевых жил вытянута вдоль р. Енисей на 30—40 м. Мощность кварцевых прожилков варьирует от 0,5 до 10 см. Почти все кварцевые прожилки несут бериллиевое оруденение. Берилл образует гексагональные длиннопризматические кристаллы размером от 0,1 до 10 мм по длине и 0,02—0,1 мм в поперечнике. Распределение берилла в кварцевых прожилках весьма неравномерное. Характерно, что тонкие прожилки кварца более богаты бериллом. Содержание берилля в штуфных и бороздовых пробах, по данным спектрального анализа, в большинстве случаев ниже 0,001%. Бороздовые пробы брались по кварцевым жилам и вмещающим породам. Лишь пять проб дают содержание от 0,001 до 0,003% и три пробы от 0,003 до 0,1%. Содержание в этих же пробах BeO, по данным химического анализа, не превышает 0,0072% и лишь в двух пробах достигает первых сотых долей процентов.

Низкое содержание берилля и малый размер рудного участка не позволяют оценить рудопроявление как перспективное. Перспективы района в отношении берилля не ясны. Однако при наличии в районе большого количества гранитоидов и присутствии в них грейзенов, с которыми связаны рудопроявления берилля, возможно обнаружение новых рудопроявлений этого полезного ископаемого.

## РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Минералы редких земель обнаружены в шлихах при опробовании аллювия водотоков. В их числе оранжит, монацит, ортит. Все они пространственно приурочены к полям распространения среднепалеозойских и посленижнедевонских гранитных интрузий.

Оранжит встречается повсеместно, но не дает сколько-нибудь видимых ореолов. Большинство шлихов, содержащих оранжит, распределется в бассейнах рек Кантегир, Сейлюгхем, Отук-Суг, М. Уры и истоках р. Голая. Во всех случаях количество оранжита в шлихах не превышает 8 знаков; обычно 1—2 знака на пробу.

Ортит в единичных знаках встречен всего в семи шлихах. Три из них обнаружены в верховьях р. Кара-Чурек, два — по р. Блан-Суг.

Монацит. Наибольшее количество шлихов с монацитом наблюдается в верховьях р. Б. Пашкиной, в бассейне рек Ататах, Такмагаш, Мургулук, в верховьях рек Отук-Суг и Багазей. Почти повсеместно монацит в шлихах встречается в единичных знаках. Только в верховьях р. Отук-Суг и по р. Богазею содержание монацита в пробах возрастает. В шести шлихах по р. Богазею количество монацита достигает 50—200 знаков на пробу.

В связи со слабой изученностью редкоземельных проявлений перспективы района в отношении их не ясны. Однако закономерная приуроченность повышенных содержаний монацита в шлихах к р. Багазей, дренирующей Багазейский и Верхнетакмагашский массивы, указывает на возможное присутствие среди этих массивов коренныхrudопроявлений монацита. Для выявления их необходимы специальные поисковые работы. Учитывая связь редкоземельных проявлений с буйбинскими гранитоидами в других районах (лист N-46-XXVIII) (Станкевич, 1961ф), для оценки перспективности изученной территории на редкие земли необходимо провести более детальные исследования гранитоидов большепорожского и особенно буйбинского комплексов.

## ВИСМУТ

Базобисмутит установлен в трех шлихах (по одному знаку) в бассейнах рек Блан-Суг, Б. Пашкина, Багазей.

## СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Из стройматериалов в районе широко развиты галечники, пригодные для строительства дорог, и бутовый камень (граниты, песчаники). Запасы неограниченны. Их можно использо-

вать для местных нужд. Широко распространенные известняки сильно загрязнены терригенными примесями и для обжига не пригодны.

## ИСТОЧНИКИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД (24)

В верховьях р. Катыныг имеется минеральный источник. Описание его дается в главе «Подземные воды».

## ПЕРСПЕКТИВЫ ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА В ОТНОШЕНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Резюмируя все высказанное относительно перспектив территории по отдельным видам полезных ископаемых, можно сказать следующее.

Известные в районе проявления полезных ископаемых с точки зрения возможной практической ценности разделяются на три группы. К первой относятся такие проявления, практическая ценность которых пока не ясна, но перспективность их весьма вероятна — золото, молибден, свинец, цинк, хром. Ко второй группе относятся проявления, перспективы на которые не выяснены вследствие слабой изученности: редкие земли и бериллий. Наконец, к третьей группе относятся проявления меди, в отношении которой район едва ли можно считать перспективным.

## ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В гидрогеологическом отношении территория листа N-46-XXXII изучена слабо. Преимущественное распространение изверженных, метаморфических и плотных осадочных пород обусловило развитие здесь трещинных вод.

Пластовые воды в рыхлых отложениях имеют подчиненное значение и приурочены к четвертичным отложениям.

Питание подземных вод происходит за счет атмосферных осадков и поверхностных водотоков.

### 1. Трещинные воды

Трещинные воды связаны с зоной поверхности трещиноватости коренных пород. Они выходят на поверхность в виде небольших нисходящих источников с незначительным (0,1—1,0 л/сек) дебитом, или в виде «мочажин», которые наблюдаются почти повсеместно. Вода источников прозрачная, бесцветная, без запаха и привкуса, с температурой 4—10° С. Вода пригодна для питьевых целей.

### 2. Пластовые воды рыхлых отложений

А) Аллювиальные воды установлены на небольшой глубине в рыхлых отложениях низких террас речных долин. На поверхности они часто образуют заболоченные участки. Акумулятором вод являются аллювиальные пески и галечники, во-

доупором — коренные породы. По физическим свойствам аллювиальные воды аналогичны трещинным и пригодны для питья.

Б) Воды ледниковых отложений наблюдались в районах развития последних. Они аккумулируются в песчано-галечном материале морены, водоупором их являются глины, суглинки и коренные породы. Основным источником питания вод данного типа являются атмосферные осадки. Незначительная глубина залегания этих вод способствует образованию многочисленных болот и мелких озер.

В) Воды элювиально-делювиальных отложений распространены главным образом на склонах Саянского и Кантигирского хребтов. Выходы элювиально-делювиальных вод на поверхность представлены небольшими источниками, расположеннымными у подножья делювиальных плащей, где образуются заболоченные участки.

Помимо пресных вод, в районе известен минеральный источник в верховьях р. Катыныг. Среди делювиальных развалов глыб диоритов отмечен ряд небольших сильно минерализованных источников с дебитом менее 0,5 л/сек. Суммарный дебит 2 л/сек. Температура воды 20—25°С. По представлениям тувинцев, источники обладают целебными свойствами и используются для лечения ревматизма.

В заключение следует отметить, что подземные воды, хотя и пользуются широким развитием, но обладают незначительным дебитом, и при наличии в районе хорошо развитой гидрографической сети практического интереса не представляют.

## ЛИТЕРАТУРА

### Опубликованная

Адамович А. Ф., Зоненшайн Л. П., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Уфлянд А. К. Новые данные по стратиграфии песчано-сланцевых комплексов Зап. Саяна. БМОИП, отд. геол., № 4, 1958.

Баженов И. К. Предварительный отчет о геологических исследованиях 1924 г. в Юго-Западных Саянах. Изв. Сиб. отд. ГК, IV, вып. 5, 1925.

Баженов И. К. Предварительный отчет о геологических исследованиях 1925 г. в Юго-Западных Саянах. Изв. Сиб. отд. ГК, VI, вып. 1, 1926.

Баженов И. К. Предварительный отчет о геологических исследованиях 1926 г. в Юго-Западных Саянах. Изв. Сиб. отд. ГК, VII, вып. 1, 1927.

Баженов И. К. Западный Саян. Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР, 1934.

Владимирский Г. М. Новые данные по стратиграфии палеозоя западной части южного склона Западного Саяна. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 1, Л., 1960.

Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А. Место главнейших гранитоидных интрузий в тектонической структуре Саяно-Тувинской горной области. Докл. сов. геол. к XXI сессии Международного геол. конгресса. Сб. «Каледонская орогения», 1960.

Казаков И. Н. Новые данные по стратиграфии ордовика и нижнего силура Зап. Саяна. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 1, Л. 1960.

Кузнецова В. А. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы. Докл. АН СССР, т. 60, № 2, 1948.

Митропольский А. С. Новые месторождения молибденита в Зап. Саяне. Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., № 5, 29—32, 1936.

Сивов А. Г. О «нижнем силуре» Западного Саяна. Изв. Томск. индустр. ин-та, т. 62, вып. 11, 1944.

Сивов А. Г. Кембрий и докембрий Западного Саяна. Тр. Горно-геол. ин-та З.-С. отд. АН СССР, вып. 2, 1948.

Сивов А. Г. Нижний кембрий Западного Саяна. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 74, вып. 2, 1953.

### Фондовая

Адамович А. Ф. и др. Геологическое строение левобережья рек Енисея и Ус в Зап. Саяне. Отчет о работе партии 3—4 за 1957 г., М., Фонды ВАГТ, 1958.

Адамович А. Ф., Вайнтроп Н. Л. и др. Объяснительная записка к геол. карте м-ба 1 : 200 000, лист N-46-XXXIII. М., Фонды ВАГТ, 1960.

Адамович А. Ф., Зоненшайн Л. П. Отчет по тематическим работам в Западном Саяне 1960 г. М., Фонды ВАГТ, 1961.

Александров Г. П. и др. Объяснительная записка к геол. карте м-ба 1 : 200 000, лист M-46-II. Л., Фонды ВСЕГЕИ, 1959.

Благонравов В. А. Объяснительная записка к геол. карте м-ба 1 : 200 000, лист N-46-XXX. М., Фонды ВАГТ, 1957.

Бордоносов В. П., Гетманский И. И. и др. Отчет о поисково-ревизионных работах, проведенных ревизионной партией в 1959 г. ВГФ, 1960.

Бродский С. А., Володина В. И., Дробинская О. Я. и др. Геологическое строение центральной части Зап. Саяна, бассейнов рр. Инь-Сук, Кантигир, Такмагаш. Отчет партии № 1—2 по работам 1958 г. М., Фонды ВАГТ, 1959.

Владимирский Г. М. и др. Геологическое строение верховий р. Алды-Ишкан и верхнего течения р. Б. Уры (отчет Суг-Аксинской геолого-съемочной партии по работам 1955 г.). Л., Фонды ВСЕГЕИ, 1956.

Владимирский Г. М. Геологическое строение левобережья р. Хемчик в пределах листа M-46-II. Л., Фонды ВСЕГЕИ, 1957.

Дудовский Ф. П., Хомичев В. Л. Отчет Майнской ГРП по работам 1956 г. Фонды Майнской ГРП, пос. Майна, Хакасская а. о., 1957.

Дудковский Ф. П., Намолов В. А. Отчет Кантигирского отряда Майнской поисково-разведочной партии за 1957 г. Фонды Майнской ГРП, пос. Майна, Хакасская а. о., 1958.

Евстахин В. А., Тепляков П. М. Сводный отчет о работах экспедиций № 1 и № 2 Спецуправления «Енисейстрой» за 1949—1953 гг. Минусинск, Фонды Красноярского геол. упр., 1954.\*

Злобин М. Н. Геологический очерк района Кантигирского гипербазитового массива. Фонды КГУ 1934.

Казаков И. Н., Орлов Д. М. и др. Геологическое строение Зап. Саяна (Отчет по работам Западно-Саянской партии за 1955—1956 г.). Л., Фонды ВСЕГЕИ, 1957.

Коронец И. П., Иконников В. П. Отчет по работам Кантигирской поисковой партии, проводившимся в 1937 г. в Зап. Саяне на гольцах Копен, Штоп и хр. Кантигирском. Фонды КГУ, 1938.

Красильников С. П. Объяснительная записка к геол. карте м-ба 1 : 200 000. Лист N-46-XXXIV. М., Фонды ВАГТ, 1961.

Лиховицкий В. Ф. и др. Геологическое строение западной части листа N-46-XXVII. М., Фонды ВАГТ, 1960.

Лиховицкий В. Ф., Ремизов Н., Пономарев Ю. И. и др. Геологический отчет по юго-восточной части территории листа N-46-XXVII. М., Фонды ВАГТ, 1961.

\* Красноярское геологическое управление в дальнейшем сокращенно называется КГУ.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-46-XXXII  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ МАСШТАБА 1 : 200 000

№ на карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное)	№ использованного материала по списку (приложение 4)
6	1—2	ЗОЛОТО Прииск Приисковый	Отработано	Р	4

Митропольский А. С. Редкие металлы Западной и Средней Сибири. Фонды КГУ, 1935.

Митропольский А. С. Предварительный отчет Саянской поисково-разведочной партии. Фонды КГУ, 1936.

Митропольский А. С. Отчет о поисковых работах на молибден в южной части Зап. Саяна в 1936 г. Фонды КГУ, 1937.

Митропольский А. С. Отчет о поисковых работах на редкие металлы в южной части Зап. Саяна в 1937 г. Томск, Фонды КГУ, 1938.

Моссаковский А. А., Херасков Н. Н. Объяснительная записка к геол. карте м-ба 1 : 200 000, лист N-46-XXXV. М., Фонды ВАГТ, 1960.

Парвицкая Н. И., Пинус Г. В. Геология, геоморфология и перспективы алмазоносности Зап. Саяна и Тувы (сводный отчет о работе Орловской и Северной экспедиций Союзного треста № 2 1949—1953 гг.). Красноярск, Фонды КГУ, 1955.

Семенов Г. Г. и др. Геологическое строение листа N-46-XXXI. Отчет Кантегирской геологосъемочной партии за 1958 г. М., ВГФ, 1959.

Сивов А. Г. Очерк стратиграфии и тектоники юго-западной части Усинского района Красноярского края (Отчет о работе Кемтерекской геологопоисковой партии 1935 г.). ЗСГТ, Томск, Фонды КГУ, 1936.

Станкевич Е. Н., Савочкин Н. и др. Объяснительная записка к госуд. геол. карте м-ба 1 : 200 000, лист N-46-XXVIII. М., Фонды ВАГТ, 1961.

Сулиди-Кондратьев Е. Д. Геологическое строение центральной части Зап. Саяна: бассейны рек М. Уры, Отук-Суг, Голая, М. Пашкина (Отчет по работам партии № 5 за 1957 г.). М., ВАГТ, 1958.

Херасков Н. Н., Анисимова Н. Д. Объяснительная записка к геол. карте м-ба 1 : 200 000, лист N-46-XXVI. М., Фонды ВАГТ, 1959.

Херасков Н. Н., Бардина Н. Ю. и др. Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Амыл. Отчет о работах партии № 4 за 1959 г. Москва, Фонды ВАГТ, 1960.

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

СПИСОК НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-46-XXXII  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ МАСШТАБА 1:200 000

№ на карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное)	№ использованного материала по списку (приложение 4)
		Золото			
4	I-2	Верховье р. М. Медянка	Не эксплуатируется	P	4
7	I-2	р. Таловка	То же	P	4
		Мolibден			
2	I-1	Коненское	" "	K	7
19	III-3	Сейлюгхемское	" "	K	8, 9

ПРИЛОЖЕНИЕ 3  
СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ  
НА ЛИСТЕ N-46-XXXII ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ  
МАСШТАБА 1:200 000

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	Номер используемого материала по списку (приложение 4)
		Хром		
9	I-2	Водораздел ручья Приискового и М. Медянки	Линзы хромита в серпентинизированных перидотитах	4
1	I-1	Р. Кантегир между устьями рек Слепой и Таловки	Обломки в аллювии р. Кантегир	4
3	I-2	Руч. Приисковый	Обломки в аллювии руч. Приисковый	4
		Медь		
26	IV-3	Верховье р. М. Уры	Кварцевая жила с халькоzinом в песчаниках	6
14	I-4	Гремячкинское I проявление	Вкрапленность медных сульфидов в песчаниках и алевролитах	5
16	I-4	Гремячкинское II проявление	Вкрапленность медных сульфидов в песчаниках и алевролитах	5
21	III-4	Подаргемское проявление	Вкрапленность медных сульфидов	10
13	I-3	Половодовское проявление	Вкрапленность малахита в серицит-хлоритовых сланцах	5
29	IV-3	Тавлыгское проявление	Вкрапленность медных сульфидов в песчаниках	10
11	I-3	Усть-Голованьское проявление	Вкрапленность халькопирита в конгломератах	3
12	I-3	Усть-Пашкинское проявление	Примазки малахита в сланцах	3
		Свинец		
25	IV-3	Верховье р. М. Уры и р. Арея	Ореол рассеяния в шлихах	2

Продолж. прилож. 3

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	Номер использо-ванного материала по списку (приложение 4)
18	III-2	Верхнее течение р. Инь-Сук и р. Каднак	Ореол рассеяния в шлихах	2
27	IV-3	Отуксугское проявление	Свинцовая минерализация в известняках	
17	III-1	Такмагашское проявление  Свинцово-цинковые	Кварцевые жилы с галенитом в скарнах	
28	IV-3	Рудопроявление по р. Арея  Золото	Свинцовая и цинковая минерализация в известняках	6, 10
5	I-2	„Запека“. Водораздел рек Кантегир — Таловка	Золото в лимонитизированных сланцах	4
8	I-2	Рудопроявление по руч. Приисковый  Золото и бериллий	Золото в обожренных, окварцованных породах, кварцевых жилах, кварцевых диоритах	4
15	I-4	“Обкол“  Молибден	Кварцевые жилы с золотом и бериллом в грейзенизированных кварцевых диоритах	1, 4
20	III-4	Верхнее течение руч. Талын-Таш	Ореол рассеяния в шлихах	10
10	I-2	Голованьское проявление	Мелкая вкрапленность молибденита в грейзенизированных гранитах	3
22	IV-2	р. Катыныг	Ореол рассеяния в шлихах	
23	IV-2	Катыныгское проявление  Минеральный источник	Кварцевые жилы с молибденитом в глыбах гранитов	
24	IV-2	Верховье р. Катыныг		

ПРИЛОЖЕНИЕ 4  
СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ  
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работ	Год со-ставле-ния или изда-ния	Местонахождение материала или место издания
1	Бордоносов В. П., Гетманский И. И. Яковлев Х. А. Рыбальченко Е. Г.	Отчет о поисково-ревизионных работах, проведенных ревизионной партией в 1959 г.	1960	ВГФ
2	Бродский С. А., Володина В. И., Дробинская О. Я. Зоненшайн Л. П., Ильичев А. А.	Материалы к геологической карте СССР масштаба 1:200 000, западная половина листа N-46-XXXII. Геологическое строение центральной части Западного Саяна, бассейнов рек Инь-Сук, Кантегир, Такмагаш. Отчет партии № 1—2 по работам 1958 г.	1959	Фонды ВАГТ
3	Дудковский Ф. П., Хомичев В. А.	Отчет Майнской геологоразведочной партии по работам в 1956 г.	1957	
4	Дудковский Ф. П., Намолов В. А.	Отчет Кантегирского отряда Майнской поисково-разведочной партии за 1957 г.	1958	
5	Евстрахин В. А., Кожевников Н. В., Дятлов И. Г.	Геологическое строение и полезные ископаемые приенисейской части северного склона Западного Саяна	1954	ВГФ
6	Ильичев А. А., Гучасов Б. А.	Отчет по поисково-ревизионным работам партии № 5 на южной половине листа N-46-XXXII	1960	ВАГТ
7	Коронец И. П., Иконников В. Н.	Отчет по работам Кантегирской поисковой партии, проводившимся в 1937 г. в Западном Саяне на гольцах Копен, Штан и хр. Кантегирском	1938	Фонды КГУ

*Продолжение прилож. 4*

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работ	Год со- ставле- ния или изда- ния	Местонахождение материала или место издания
8	Митропольский А. С.	Отчет о поисковых работах на молибден в южной части Западного Саяна	1937	ВГФ
9	Митропольский А. С.	Отчет о поисковых работах на разные металлы в южной части Западного Саяна в 1937 г.	1938	ВГФ
10	Сулиди-Кондратьев Е. Д., Уфлянд А. К., Зоненшайн Л. П., Володина В. И., Калис А. Э.	Материалы к геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000, восточная половина листа N-46-XXXII. Геологическое строение центральной части Западного Саяна, бассейнов рек М. Уры, Отук-Суга, Голой, М. Пашкиной. Отчет по работам партии № 1—2 за 1957 г.	1958	Фонды КГУ