

ВВЕДЕНИЕ

Площадь листа N-47-ХХУШ ограничена координатами 52°40' - 53°20' с.ш. и 99°00'-100°00' в.д. Расположена она в центральной части Восточного Саяна на территории Бурятской АССР, Иркутской области и частично Тувинской АССР. Большая часть площади представляет собой высокогорную страну с сильно расчлененным рельефом. Главной горной системой здесь является хр. Потрякунный, или Большой Саян, с его многочисленными отрогами; наиболее крупные из них - хребты Угхум-Ииский, Окисский, Кропоткиня. В юго-восточной части территории (правобережье р.Оки) к альпийской горной системе примыкает Окисское плоскогорье. Абсолютные отметки водоразделов - 1900-2200 м на Окисском плоскогорье и 2400-2700 м в гористой части территории листа - на севере снижаются до 1800-2000 м. Максимальная высота над уровнем моря 3114 м. Глубина впадения речных долин достигает 1000-1600 м. Главными водными артериями являются реки Ока, Хойто-Ока, Ия и Угхум, текущие в северо-восточном направлении и имеющие густо разветвленную сеть притоков. Режим рек крайне непостоянный и зависит от таяния снегов и выпадения дождей. Климат района резко континентальный, с продолжительной холодной зимой и коротким дождливым летом. В течение года выпадает 450-600 мм осадков. Наибольшее количество их приходится на июль - август. Средняя годовая температура -1,4°. Снеговой покров устанавливается в начале сентября, таяние снега происходит в середине мая.

На площади листа имеются два населенных пункта - Хужир и Монголзон, жители которых объединены в колхозы и занимаются скотоводством. До районного центра, с.Орлик, по долине р.Оки проходит грунтовая дорога, пригодная для автотранспорта. В основной части района продвижение возможно лишь по тропам. В пос.Хужир имеется посадочная площадка для самолетов типа Ан-2,

в в 8 км южнее пос. Монголжон - для самолетов типа Ли-2.

До тридцатых годов текущего столетия геологические исследования территории Восточного Саяна носили маршрутный характер и осуществлялись в наиболее доступных участках. В этот период площадь листа N-47-XXIII посетил П.А. Кропоткин (1867 г.), который впервые привел сведения о вулканах, потоке базальтов, перекрывающих четвертичные талечники, и о признаках древнего оледенения в верховье р. Жом-Болока.

С 1939 по 1951 г. геологические исследования в юго-восточной части Восточного Саяна проводил С.В. Обручев (1942, 1950). Результаты своих наблюдений он обобщил в целом ряде отчетов и статей, посвященных стратиграфии, тектонике, геоморфологии и полезным ископаемым. В 1943 г. в бассейнах рек Сеныц и Жом-Болока геологосъемочные работы масштаба 1:200 000 проводили И.А. Кобелицкий и О.П. Алексеева (1946). Схема стратиграфии и магматизма, представленная ими, аналогична схеме С.В. Обручева, но часть гнейсовой толши, отнесенной С.В. Обручевым к архею, они склонны рассматривать как протерозойскую.

Позднее в бассейне рек Жом-Болока и Хойто-Оки проводились поисковые работы масштаба 1:200 000 под руководством П.И. Ноздрина (1947). Этот автор также придерживается стратиграфической схемы С.В. Обручева. В 1950 г. В.Д. Тихонов (Тихонов, Наумова, 1952) детально изучил полиметаллическое рудопроявление в верховье р. Жом-Болока. В результате этих работ рудопроявлению дана ориентированная оценка. В 1960 г. В.И. Ближенцевитом (Елменцевит, Шиплак, 1961) на основе результатов аэромагнитной съемки масштаба 1:200 000 были выделены главные тектонические структуры Восточного Саяна, отмечено блоковое его строение и прослежен Глав-ный Саянский разлом. В 1960-1961 гг. на левобережье р. Оки и в верховье р. Хойто-Оки поисковые работы масштаба 1:50 000 проводились партией специализированной экспедиции, которыми выявлен ряд рудопроявлений редких металлов и полиметаллов (Торст, 1961; Пономарев и др., 1962). В 1961-1962 гг. северная половина листа N-47-XXIII была охвачена аэромагнитной и аэрогамма-съемкой масштаба 1:50 000 (Давыдов, Барышев, 1962). В результате были установлены положительные магнитные аномалии, приуроченные к массивам габброидов, несущих типичные магнетитовую и сульфидную минерализацию. В 1964 г. в северо-западной части территории листа Ю.П. Фомина (Фомин и др., 1965) проведены поиски бокситов, однако эти работы не дали положительных результатов. В 1965 г. площадь листа N-47-XXIII покрыва правиметрической съемкой масштаба 1:1 000 000, проведенной в юго-восточной части П.А. Попо-

выи (1966), в северо-западной - Г.С. Помытовым (Помытов, Иванов, 1965). Специализированные работы, касавшиеся отдельных вопросов стратиграфии и магматизма, на описываемой территории осуществлялись сотрудниками ВИНСА, Академии Наук СССР, ВСЕГЕИ и др.

Все проведенные ранее исследования не могли послужить основой для составления кондиционной геологической карты, так как они проводились либо на некачественной топографической основе, либо носили узко специализированный характер. В связи с этим перед составлением Государственной геологической карты и карты полезных ископаемых геологами Бурятского управления в 1963-1966 гг. на территории листа N-47-XXIII была проведена геологическая съемка масштаба 1:200 000 (Пелегитин и др., 1967). В процессе геологосъемочных работ широко использовалась дешифрированная аэрофотоснимков. Эта съемка была положена в основу составленных кондиционных карт. В процессе работ учтены материалы И.А. Кобелицкого, В.Д. Тихонова, В.И. Торста, В.Г. Пономарева, Ю.П. Фомина, специализированных исследований, аэромагнитной и правиметрической съемок.

Новые данные по геологическому строению района, полученные нами и другими исследователями Восточного Саяна, позволили уточнить геологические контуры и возрастную индексировку отдельных геологических подразделений. В частности, севернее территории листа N-49-XXIII гнейсовая толща отнесена к дерибинской свите нижне-среднепротерозойского возраста (Тяскин, 1961). Нами эти породы считаются жайгинской свитой среднего протерозоя. Восточнее территории листа карбонатная толща отнеслась к иркутской свите нижне-среднепротерозойского возраста (Дубин, Рик, 1965). Новые данные позволяют отнести эти отложения к монгошанской свите верхнего протерозоя. Здесь же П.В. Дубиним кислые эффузивы выделены в клейскую толщу условно девонского возраста. Нами эти отложения на основании их тесной ассоциации с кембрийскими или отложениями отнесены к хамсаринской толще. По южной рамке листа описываемой территории тангуольский интрузивный комплекс паднее описываемой территории тангуольский интрузивный комплекс на фазы не разделен. Кроме этого, имеются несоответствия в названии разновозрастных интрузивных комплексов, таких как урикский и саянский и тангуольский-хойтоокинский, а также имеются неувязка некоторых линий разрывных нарушений.

СТРАТИГРАФИЯ

Площадь листа расположена на стыке четырех структурно-фациальных зон: Бирюсинской, Дербинско-Удинской, Восточно-Тувинской и Иркутско-Окинской, разделенных между собой глубинными разломами. В пределах Бирюсинской зоны распространены глубоко метаморфизованные нижнепротерозойские образования Бирюсинской свиты; в Дербинско-Удинской — среднепротерозойские отложения, огнесенные в жайминской свите. В Восточно-Тувинской и Иркутско-Окинской зонах развита гнейсовая толща нижнего протерозоя (Шутхудайская свита), на которой сохранился залегает карбонатные породы (Балкиты), на которой сохранился залегает карбонатные породы (Балкиты), на которой сохранился залегает карбонатные породы (Балкиты). Разрез протерозойских образований в этих зонах завершают карбонатная монгольская свита и эффузивно-сланцевая динская толща. В Восточно-Тувинской зоне помимо этого выделены терригенно-эффузивная хамсаринская свита нижнего кембрия, песчаниково-конгломератовые толщи карбона и юры. Кайнозойские образования на площади листа представлены неотеневыми платообразующими, четвертичными базальтами долин и рыхлыми отложениями.

ПРОТЕРОЗОИ

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПОДГРУППА

Бирюсинской свиты, спадшие одноименный горст, вверные детали не изучались в бассейнах рек Бирюсы и Гутары. А.Н. Раскачиковым, В.Е. Дибровым (1958), А.П. Таскиным (1961ф) свита расположена на три подсвиты. В пределах территории листа М-47-ХХУШ она распространена в северо-восточной его части, на правобережье р. Соруга и левобережье р. Дамы. В составе свиты здесь, на основании сопоставления с ее разрезами по рекам Бардигар и Ме (Таскин, 1961ф), выделяются две подсвиты: нижняя и средняя. Конкретно подсвита на исследованной территории тектонический. А.П. Таскин (1961ф) на основании сопоставления средней подсвиты на нижнем.

Нижняя подсвита (P₁^{1/1}) выделена на крайнем северо-востоке площади, в верховьях рек Ниж. Черная и Левый Большой Шитий. Она представляет собой монотонную толщу биотит-амфиболовых гнейсов с горизонтальными прослоями биотит-амфибол-плаггиоклазовых, амфибол-биотит-плаггиоклазовых кристаллических сланцев, амфиболитов, амфиболовых гнейсов. Наблюдается смена одних разновидностей

гнейсов другими не только по разрезу, но и по простиранию. В разрезе нижней подсвиты в верховье р. Лев. Бол. Шитий выделяются три пачки (снизу вверх):

1. Амфибол-биотитовые гнейсы с редкими горизонтальными амфиболитами 1000 м
 2. Биотит-амфиболовые гнейсы с редкими прослоями и горизонтальными амфиболитами и амфиболовых гнейсов 1000 "
 3. Амфибол-биотитовые, гранат-амфибол-биотитовые гнейсы с прослоями амфиболитов 500 "
- Нарезывание разреза наблюдается в верховье р. Дамы, где на породах третьей пачки залегают (снизу вверх):
1. Амфиболиты с примесью биотита и граната 250 "
 2. Гранат-амфибол-биотитовые гнейсы 140 "
 3. Биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы 120 "
 4. Амфибол-биотитовые гнейсы 150 "
- По всему разрезу породы мигматизированы. Мигматиты тонкопопосочены, количество гранитного материала составляет 10-40%. По составу и текстурно-структурным особенностям породы нижней подсвиты одинаковы с выношенными разновидностями средней подсвиты, поэтому их описание будет приведено совместно. Мощность нижней подсвиты более 3000 м.

Средняя подсвита (P₁^{1/2}) протягивается полосой от верховьев р. Дамы в среднем течении р. Ии. Широкий разрез здесь полагается чередующиеся амфиболиты и биотитовые гнейсы с горизонтальными и линзами гранат-силлиманитовых и слюдяных кварцитов, графитизированных мраморов, биотит-амфиболовых гнейсов, кристаллических сланцев. На правобережье р. Ии ведущая роль принадлежит биотитовым гнейсам, на левобережье р. Дамы — амфиболитам, т.е. происходит смена пород другими по простиранию. Остальные разновидности пород подсвиты слатяты горизонтальными и линзовидными от 20-30 до 120 м. Мощность средней подсвиты до 4000 м.

Гнейсы — серия мелкозернистые породы, обычно попосочены с лепидогранобластовой, нематобластовой, иногда гранобластовой и порфиробластовой структурой. Их главными породообразующими минералами являются андизин, кварц, биотит, роговая обманка, гранат. Из вроскопеченных присутствуют мусковит, эпидот, микроклин. Акцессорные минералы представлены трафитом, апатитом, цирконом, сфенем, ортитом, рутилом, рудным. В зависимости от соотношения темновесных породообразующих минералов среди гнейсов выделяются биотитовые, амфибол-биотитовые, биотит-амфиболовые, гранат-амфиболовые и амфиболовые разновидности.

Амфиболиты - темно-зеленые мелкозернистые породы с гранобластовой или неметакристаллической структурой. По составу выделяются собственно амфиболиты, кварцевые амфиболиты и гранатовые амфиболиты. Основными породообразующими минералами амфиболитов являются роговая обманка, плагиоклаз, кварц, трепант. Вторичные минералы - показит, хлорит, мусковит - развиваются главным образом по плагиоклазу. Амфибол замещается хлоритом и эпидотом. Акцессории представлены рудными минералами, сфеном и апатитом.

Кварциты - мелкозернистые породы светло-серого цвета; титроокислы железа часто придают им бурый оттенок. Выделяются две разновидности: гранат-силлиманитовые и слюдистые кварциты. Первые обладают порфирированной структурой с неметакристаллической основной тканью. Составляют они главным образом из кварца, силлиманита и граната. Вторые обладают лепидотрипанообразной структурой и состоят из кварца, олигоклаза, биотита и мусковита. Вторичные минералы кварцитов: серпентин, хлорит, гидроксиды железа. Акцессорные - графит, рутил, циркон, апатит, рудный минерал. Силлиманит образуется шестоватые кристаллы, реже присутствует в форме фибролита.

Мраморы имеют белую или светло-серую окраску, массивные или полосчатые, от мелко- до крупнозернистых с гранобластовой, теробластовой структурой. Они состоят из кальцита (80-98%), содержат примесь кварца, тремолита, плагиоклаза, микролина, моноклинного пироксена. Акцессорные минералы представлены сфеном, трафигтом, апатитом, рудным, иногда цирконом.

Кристаллические сланцы отличаются от гнейсов низким содержанием кварца.

Породы Бирюсинской свиты метаморфизованы в условиях силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации амфиболитовой фации ретинального метаморфизма, по Ф.Дж.Тернеру (1961). Характер разреза и структурно-текстурные особенности пород бирюсинской свиты указывают на первично осадочное происхождение большей их части. На основании изучения химического состава амфиболитов В.В.Хильцова (Хильцова, Крылов, 1964) пришла к выводу, что они образовались как за счет осадочных, так и изверженных пород (основных вулканидов). Контакты свиты с другими стратифицированными породами района тектонические.

Возраст свиты до настоящего времени является спорным. А.И.Султоев (Султоев, Тимофеев, 1962), В.А.Хильцова и Н.И.Крылов (1964) и другие относят ее к архею на основании особого структурного положения свиты, сходного с положением слюдянской и шаржатайской серий. Среди геологов Иркутского геологического ун-

версия (П.В.Дубин, А.П.Таскин, В.П.Руднев и др.) распространено мнение о неметакристаллическом возрасте свиты, при этом указывается относительно низкая степень метаморфизма ее пород по сравнению с заведомо архейскими образованиями. Условно мы также относим бирюсинскую свиту к нижнему протерозою. Основанием для этого являются следующие соображения: 1) степень метаморфизма пород бирюсинской свиты не поднимается до гранулитовой фации, характерной для архейских образований Сибири; 2) средняя подвигнуту бирюсинской свиты при сопоставлении разрезов можно параллельно назвать с неметакристаллической андизерской свитой. На последнюю, по В.П.Рудневу (1961ф), согласно залегает ниже-среднепротерозойская дербинская свита, которая по составу соответствует Верхней подсвите бирюсинской свиты, выделенной А.П.Таскиным (1961ф) в верховье р.Барыгань.

Бирюсинская свита прорывается гранитоидами олотского и урикского комплексов. С первыми связана мигматизация ее пород. Мигматиты последние, темные, редко отмечаются амфибитами. Мощность инъекций от 1-2 мм до нескольких метров. Мигматизирующий материал - гнейсовидные граниты, реже петматонидные граниты и петматиты. На контактах с урическими гранитоидами наблюдаются окварнивание кристаллических известняков и хлоритизация, серпентинизация, эпидотизация гнейсов и сланцев. Скарны имеют тремолит-пироксеновый состав, безрудны. Ширина зон контактового изменения невелика.

Ш у т х у л а й с к а я с в и т а (Pc₁Jt) выделена впервые в 50-х годах геологами ВАРГА в Восточной Туве. Нами свита выделяется на основании ее стратиграфического положения, а также сходства ее пород и строения разреза со стратотипом. На оплываемой площади свита распространена в верховьях рек Хойто-Оки и Остог; мелкие конгломаты ее отмечаются на левобережье р.Жом-Болока. Она сложена амфибол-биотитовыми гнейсами с подчиненным количеством биотитовых гнейсов, кристаллических сланцев, мраморов и амфиболитов. Наиболее полный разрез свиты изучен на правобережье р.Хойто-Оки, где выделяются (снизу вверх):

1. Серые тонкопелосчатые биотитовые гнейсы 75 м
 2. Светло-серые мелкозернистые трафитизированные мраморы 100 "
 3. Серые тонкопелосчатые биотитовые гнейсы 260 "
 4. Серые тонкопелосчатые амфибол-биотитовые гнейсы с редкими прослоями амфиболитов мощностью 3-7 м 2250 "
- Общая мощность свиты не менее 3000 м.

Гнейсы Шутхулайской свиты отличаются от аналогичных разномощностей в бирюсинской свите более четкой полочастой текстурой, наличием реликтов кластической стурктуры, почти повсеместным присутствием калиевого полевого шпата. Амфиболиты обладают более мелкозернистой стурктурой и зеленым цветом роговой обманки; в мраморах почти полностью отсутствуют силикатысодержащие минералы. Для пород свиты характерна силлиманит-альмандин-мусковитовая субфация амфиболитовой фации регионального метаморфизма, по Ф. Дж. Тернеру.

В верховьях р. Остою на шутхулайских гнейсах согласно задепартит ниже-среднепротерозойские мраморы балкитгытхемской свиты. Поскольку возраст последней твердо не обоснован, отнесение шутхулайской свиты к нижнему протерозою также является условным. По составу, характеру разреза и степени метаморфизма свита сопоставляется с алтыджерской свитой Дербинско-Удинской зоны и, с некоторыми оговорками, с нижней и средней подсвитами бирюсинской свиты.

Шутхулайская свита прорывается интрузивными образованиями урикского, таннуольского и огитского комплексов. На контактах с гранитоидами урикской интрузии и второй фазой таннуольского комплекса гнейсы подвергнутся мипматизации. Мипматыты последние, непосредственно у контактов с интрузивами отмечаются необудиты. В мраморах на контактах с таннуольскими гранитами образуются скандоны, содержащие уголулу вкрапленность сульфидов. За счет контактного воздействия гранитоидов первой фазы таннуольского комплекса и в меньшей мере — огитской интрузии гнейсы и кристаллические сланцы иногда ороговеликованы. В них образуются моноклитный и ромбический пироксен, триванат.

НИЖНЕ-СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПОДГРУППА

Б а л к и т г ы т х е м с к а я с в и т а (Рt₁₋₂ b¹). В Восточной Туве карбонатная толща условно ниже-среднепротерозойского возраста под названием балкитгытхемской свиты впервые выделена А. И. Левенко в 1946-1947 гг. (Махин, 1961ф). Нами балкитгытхемская свита, распространяющаяся в бассейнах рек Остою и Сайлата, выделяется на основании согласного залегания ее на шутхулайской свите и сопоставления с разрезами в Восточной Туве (Махин, 1961ф) и в бассейне р. Шутхулай (Такайшвили, 1962ф).

На правобережье р. Сайлат разрез свиты представлен монотонной толщей белых и светло-серых средне- и крупнозернистых гранитных мраморов. По р. Остою в кристаллических известняках

встречаются редкие горизонты гнейсов и кристаллических сланцев мощностью 4-10 м. Видимая мощность свиты около 1000 м.

Мраморы имеют гранобластовую, реже горцовую стурктуру, массивную, иногда сланцеватую текстуру. Сложены они преимущественно кальцитом. Примеси обычно составляют не более 1%, редко до 10%, и представлены моноклитными пироксеном, тремолитом, мусковитом, кварцем, плагиоклазом. В качестве акцессорного минерала повсеместно распространены трафит, встречаются также сфен, рудный минерал, асбест, циркон. Гнейсы и кристаллические сланцы по составу и стурктурно-текстурным признакам сходны с аналогичными породами шутхулайской свиты.

Для описываемой свиты характерна амфиболитовая фация метаморфизма.

Согласное залегание мраморов на гнейсы шутхулайской свиты неоднократно наблюдалось нами в верховьях р. Остою. Аналогичные взаимоотношения этих толщ в верховьях р. Тисы и по р. Шутхулай описаны Г. В. Махиным (1959) и Г. К. Такайшвили (1962ф). В Восточной Туве балкитгытхемская свита согласно перекрывается среднепротерозойской билинской свитой (Махин, 1961ф). Аналогом балкитгытхемской свиты в Дербинско-Удинской зоне является дербинская свита, в Иркутско-Окинской зоне — иркутская свита. Дербинская свита залегает согласно на гнейсах алтыджерской свиты и тоже согласно перекрывается жайминской свитой среднего протерозоя. Иркутская свита согласно перекрывается среднепротерозойской ильчирской свитой. На описываемой площади контактов с более молодыми отложениями балкитгытхемская свита не имеет. Таким образом, ниже-среднепротерозойский возраст балкитгытхемской свиты определен ее на основании ее залегания между шутхулайской (алтыджерской) и билинской (ильчирской, жайминской) свитами.

Балкитгытхемская свита прорвана теми же интрузивами, что и шутхулайская. На контактах мраморы перекристаллизованы в крупнозернистые и гилантозернистые, иногда слабо скварнированные.

СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПОДГРУППА

И л ь ч и р с к а я с в и т а (Рt₂ c¹). По южной границе территории листа N-47-XXXIII, в верховьях рек Баруун-Кандыр-Ос и Зун-Кандыр-Ос, среди огитских и урикских гранитоидов закартированы три мелких ксенолита, сложенные различными сланцами. Нами эти сланцы условно отнесены к ильчирской свите на основании данных Г. К. Такайшвили, изучавшего аналогичные породы на площади листа N-47-XXXIV, где они широко развиты.

Свиты слоятся серые, зеленовато-серые мелкозернистые биотитовые, амфибол-биотитовые, хлорит-биотитовые, актинолитовые и другие сланцы. Они обильно инфильтрованы поздними гранитными породами. Отмечаются горизонты полоччатых мелкозернистых графитовых мраморов.

Ввиду крайне незначительного распространения пород Ильчирской свиты и широкого развития в них приконтактовых изменений, разрез свиты детально не изучался. Ее мощность в пределах описанной территории ориентировочно определяется в 1000 м.

Возраст свиты на смежных территориях повсеместно установлен как среднепротерозойский (Волколаков, 1962; Такайшвили, 1962ф; Додин, 1961ф, 1962ф и др.). По данным В.П. Дроентаева и Ф.К. Волколакова, она залегает согласно на иркутской свите. Г.К. Такайшвили (1961ф, 1962ф) описал согласно наложение на ней верхнепротерозойской монтошинской свиты, другие исследователи указывают на несогласие между ними (Додин, 1962ф; Волков, 1965ф). На одном стратиграфическом уровне с ильчирской свитой в Дербинско-Удинской зоне находится жайминская свита.

Ж а й м и н с к а я з о н а (Ртзгм) была выделена в 1954 г. М.А. Семихатовым и В.В. Хоментовским (1956, 1960) в бассейне р. Крота, в северо-западной части Восточно-Саянского анклава Нордта. На территории листа М-47-ХХШ к жайминской свите отнесены те же слои, развитые по левобережью рек Утхума и Шибита, а также мелкие конгломаты этих пород, сохранившиеся в зоне Главного Саянского разлома.

Повсеместно в разрезе свиты главную роль играют биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. Биотит-амфиболовые гнейсы, кристаллические известняки, слюдистые кварциты и амфиболиты встречаются в виде линз и горизонтов мощностью до 20-35 м. Общая мощность жайминской свиты на описываемой площади определяется в 2500 м.

Гнейсы жайминской свиты по составу и структурно-текстурным особенностям похожи на гнейсы Бирюсинской свиты. Отличаются от последних меньшим содержанием кварца. Кристаллические известняки, кварциты и амфиболиты аналогичны соответствующим породам в Бирюсинской свите.

В зонах Главного Саянского и Восточно-Саянского разломов породы подверглись миконитизации и диафторезу, в результате чего превращены в хлоритовые, серпичитовые, хлорит-серпичитовые, эпидит-хлоритовые, кварц-актинолит-карбонатные сланцы. Ретивональный метаморфизм пород жайминской свиты соответствует силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации амфиболитовой фации, по Ф.Дж. Тернеру; в зоне диафтореза они регрессивно метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев.

1406

На территории листа М-47-ХХШ жайминская свита имеет только тектонические контакты с другими стратифицированными отложениями. Отнесение к среднему протерозою основано на материалах, полученных по смежным площадям (листы М-47-ХХП, М-47-ХХІ и М-47-ХХІІ), куда она переходит по простиранию. А.П. Таскин (1961ф) и другие исследователи отмечают согласно наложение жайминской свиты на дербинскую. По данным В.П. Руднева (1961ф), она с угловым несогласием перекрывается кубанской серией верхнего протерозоя.

Жайминская свита прорывается гранитоидными интрузивами дербинского и огнитского комплексов. На контактах с дербинской интрузивной породой интенсивно миконитизированы. Контактное воздействие огнитской интрузии проявлено в значительном оротовиковании гнейсов и перекристаллизации известняков.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПОДГРУППА

М о н г о ш и н с к а я з о н а (Ртзгм). Свита впервые изучена Н.А. Флоренсовым (1937ф) в бассейне р. Монголи. На площади листа М-47-ХХШ она выделена в бассейне рек Оки и Хойто-Оки, где ее слоятся преимущественно белые, светло-серые мелко- и среднезернистые мраморизованные известняки. В бассейне р. Мунгорки в низках разреза свиты присутствуют брекчневидные известняки. По долине р. Оки и в верховьях р. Орлик в известняках отмечаются горизонты биотитовых, амфибол-биотитовых сланцев мощностью до 100 м. На левобережье р. Халдан-Хара-Тола в светлосености тонкопосчатых известняках залегают горизонты мощностью до 6 м интрузивных конгломератов и алевролитов. Талка конгломератов слабо окатана и представлена известняками, реже серым кварцем. Цемент карбонатный. Мощность свиты на территории листа 1000 м.

Известняки имеют трансластовую структуру с участками пелитоморфной; текстура их массивная, реже мелкопосчатая или брекчневидная. Составляют они из карбоната с незначительной примесью тонкозернистого углестого вещества. Судя по химическим анализам, среди известняков нередко присутствуют доломитовые разновидности; какие-либо закономерности распределения их в разрезе не выявлены.

Метаморфизованные алевролиты — зеленовато-серые тонкослонистые породы, обладающие благовледритовой структурой, массивной или нечетко сланцеватой текстурой и состоящие из кварца, полевого шпата, карбоната и серпичита.

Биотитовые, амфибол-биотитовые сланцы характеризуются серым, зеленовато-серым цветом, мелкоблестовой, транобластовой, дислопсаммитовой структурой и состоят главным образом из плагиоклаза, биотита, амфибола, микроклина. Акцессорные минералы представлены апатитом, ортитом, цирконом, рудни-ми.

Минеральные ассоциации в сланцах и метаморфизованных алевролитах позволяют установить соответствие региональному метаморфизму пород монгольской свиты биотитовой субфации фации зеленых сланцев, по Ф.Дж.Тернеру (1961).

Стратиграфических контактов с более древними образованиями монгольская свита на описываемой площади не имеет. На правобережье р.Оки она согласно залегает под дибинской толщей. Верхнепротерозойский возраст свиты установлен по остаткам водорослей *Sporodont sulindricus Graba*, *Sporodont galgalisa Korol.*, *Solimacollenia Eiza Korol.* и др., обнаруженных в различных местах Восточного Саяна (Флоренсов, 1937Ф); Волколаков, 1962; Ананьев и др., 1965Ф). В верховье р.Мунгогги в форстеритовых известняках нами был найден строматолит тонкопластинчатого строения. По определению И.К.Языр (ВГУ), этот строматолит сходен со строматолитами из верхнего протерозоя центральной части Витимского плоскогорья.

На контактах с интрузивными урикского, тантуольского и огни-ского комплексов породы свиты подвержены ороговикованию, перекристаллизации и незначительному окварниванию, редко серпентинизированы.

Д и б и н с к а я т о л щ а (Ртз 46). Впервые толща изучалась в верховьях р.Диси С.В.Обручевым (1942) и была выделена им как "свита В₃" верхнего протерозоя. Впоследствии И.А.Кобелицкий и О.П.Алексеева (1946Ф) описали ее под названием "свита черных сланцев". Эта толща выделяется нами на основании сопоставления ее со стратотипом. На исследованной площади породы толщи слоятся ксенолиты среди транитовидов тантуольского и огниского комплексов в среднем течении р.Оки, в районе оз.Хара-Нур, в бассейнах рек Доодо-Ишхэ, Мунган-Толга, Шибига и в междуречье Ухху-ма, Ми и Хойто-Оки.

Толща представлена метаморфизованными песчаниками, различными сланцами, эффузивами среднего и реже кислого состава с порфиритами и линзами известняков, вулканогенных конгломератов, правелигов. В составе ее выделяются две пачки: нижняя, карбонатно-территвенная, и верхняя, сланцево-порфиритовая. Наиболее полный разрез свиты наблюдается на водоразделе рек Доодо - Мунган-Толга и Дээде - Мунган-Толга (снизу вверх):

1. Мраморизованные мелкозернистые известняки с прослоями биотит-карбонатных сланцев и карбонатных песчаников 270 м
2. Карбонатные песчаники, известняки с прослоями актинолитовых и биотит-карбонатных сланцев. 400 "
3. Карбонатные песчаники, карбонатно-актинолитовые сланцы, мелкозернистые известковистые конгломераты, прослои известняков и актинолитовых сланцев. 500 "
4. Актинолитовые сланцы, карбонатные песчаники, прослои известняков 200 "
5. Актинолитовые сланцы, метаморфизованные порфириты, прослои биотит-амфиболовых сланцев. 2000 "

На правобережье среднего течения р.Доодо-Ишхэ в разрезе дибинской толщи наблюдалось переслаивание актинолит-карбонатных, эпидот-актинолитовых, актинолитовых сланцев и мелкозернистых известняков. В южной части площади в составе толщи преобладают аркозовые и кварцевые песчаники, эпидотовые, биотитовые и актинолитовые сланцы. В районе оз.Хара-Нур, наряду с песчаниками, отмечаются кварциты, правелиги, конгломераты и кварцевые порфиры. В северной половине площади листа отложения дибинской толщи представлены различными сланцами, в меньшей мере - эффузивами среднего состава, песчаниками и известняками. Мощность толщи в пределах описываемого района до 3500 м.

Сланцы обычно зеленые и серые. Для них характерна неметобластовая, транобластовая, лепидогранобластовая, дислопсаммитовая, дислопалеаритовая структура. Текстура пород сланцевая, иногда в сочетании с полосчатой. В их состав входят платиоклаз, актинолит, биотит, карбонат, кварц, эпидот, микроклин, хлорит, мусковит. По преобладанию тех или других породобразующих минералов среди сланцев выделяется много разновидностей.

Песчаники и правелиги состоят из угловатых, полукратных обломков, представленных роговой обманкой, платиоклазом, карбонатом и кварцем. Цемент базальтный или поровый, состоит из плагиоклаза, серпигита, эпидота, хлорита, биотита и кварца.

Конгломераты мелкозернистые, травянисто-радечные. В гальке содержатся только кварц и массивная эпидотовая порода. Содержание гальки - 10-20%. Цемент базальтный или поровый, состоит из эпидота, карбоната, актинолита, кварца и альбита. Известняки массивны и полосчатые. Цвет их белый, светло-серый, реже темносерый.

Средние эффузивы по составу соответствуют андезитовым порфиритам. Структура их порфировая. Вкрапленники имеют таблитчатую

тую форму и представляются плаггиоклазом, состав которого варьирует от андезина до лабрадора. Основная масса, облагающая диавозовой или интерсерпентальной стружкатурой, состоит из плаггиоклаза, актинолита, биогита и роговой обманки. Кварцевые порфиры — светло-розовые, розовато-серые породы с микропорфировой стружкатурой.

По характеру парагенетических минеральных ассоциаций в сланцах, цементе песчаников и травелигов степень регионального метаморфизма пород Дибинской толщи соответствует биогитовой субфации фации зеленых сланцев, по Ф. Дж. Тернеру.

Согласное, но опрокинутое, залегание сланцев Дибинской толщи на известняках монтошинской свиты наблюдалось по правобережью р. Оки. Падение контакта здесь крутое (80-85°). В известняках монтошинской свиты вблизи контакта установлены опрокинутые микроскладки. Кроме, на площади листа М-47-IV, Г. К. Такайшвили (1962ф) описан согласное наложение Дибинской толщи на монтошинскую свиту с нормальным падением их контакта.

Стратиграфических контактов толщи с вышележащими образованиями на описываемой территории листа не наблюдалось, но, по данным Ф. К. Волколакова (1962) и Г. К. Такайшвили (1962ф), она с угловым несогласием перекрывается сархойской свитой нижнего кембрия. На основании этого верхнепротерозойский возраст Дибинской толщи определяется достоверно твердо.

На контактах с интрузивными сланцами и песчаниками Дибинской толщи оротовыкованы, карбонатные породы незначительно скварнированы.

П А Л Е О З О И

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

У а м с а р и н с к а я т о л щ а (См. *Кт*). На площади листа М-47-XXIII хамсаринская толща выделяется на основании сопоставления ее разреза и стратиграфического положения с кембрийскими отложениями бассейна р. Хамсары (Лиховицкий, 1962ф). Породами этой толщи сохранились в ксенолитах различной величины в междуречье Хойто-Оки и Ии, в бассейнах рек Ходы, Хаин и Бол. Шидитя. Среди них преобладают кислые эффузивы и туфы; меньше распространены эффузивы и туфы среднего состава. Карбонатные и терригенные породы слоятся отдельные горизонты и линзы среди эффузивов.

В разрезе толщи выделяются две пачки: нижняя — порфиритовая и верхняя — порфирозая. Нижняя пачка представлена андезитовыми порфиритами с редкими горизонтами известняков, но в восточ-

ной части описываемого района в ее составе значительно роль играют кислые эффузивы. Мощность пачки около 1200 м. Разрез верхней пачки начинается кислыми эффузивами и их туфами, переслаиваясь с различными сланцами (преимущественно карбонатными), известняками, карбонатными песчаниками, конгломератами и порфиритами. Мощность этой части пачки 400-500 м. Разрез наращивается толщей кислых эффузивов с редкими горизонтами их туфов, сланцев и известняков. Мощность верхней пачки до 1300 м. Общая мощность хамсаринской толщи 2500 м.

Кислые эффузивы — плотные породы титового, красно-серого, розового, серого, зеленовато-серого цвета. Текстура их массивная или флимадельная. По составу вкрапленников среди них выделяются кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры и микроклиновые порфиры. Стружтура основной массы этих пород фельзитовая, микрофельзитовая, микроаллигивая, реже сферолитовая, микропикноклигивая. В основной массе часто отмечается примесь рудного минерала и вторичного серпикита. Пирокластическими производными кислых эффузивов являются туфы кварцевых порфиров и туфы кварцевых альбитофиров. Стружтура их литокластическая или кристаллолитокластическая. Цемент фельзитовый или микрофельзитовый.

Андезитовые порфиры — массивные породы темно-зеленого, зеленовато-серого цвета с диавозовой, реже пилотакситовой, интерсерпентальной микростружтурой основной массы. Последняя состоит из лейт плаггиоклаза, между которыми располагаются вторичные минералы — актинолит, хлорит, эпидот. Вкрапленники представлены плаггиоклазом различного состава — от олигоклаза до лабрадора. В туфах этих пород, наряду с порфиритами, встречаются обломки кислых эффузивов и известняков.

Сланцы — серые, зеленые и темно-серые породы с транслобастовой, микроленитовообластистой и алевропелитовой стружтурой. По преобладанию породообразующих минералов среди них выделяются серпикит-тремолит-карбонатные, хлорит-карбонатные, серпикит-карбонатные, серпикитовые, эпидот-актинолитовые и другие разновидности. Акцессорные минералы в сланцах представлены рудными, апатитом, сфеном.

Известняки массивные, реже тонкоосистые, мелко- и тонкозернистые. Сложены они почти целиком кальцитом с незначительной примесью углестого вещества, зерен кварца и плаггиоклаза. Карбонатные песчаники имеют псаммитовую, алевропсаммитовую стружтуру. Обломочный материал в них представлен зернами кварца, фельзита и известняка. Цемент карбонатный порового типа.

Конгломераты состоят из хорошо окатанной гальки и валунов размером от 1 до 25 см. Галька и валуны длинными осями ориентиро-

рованы по слоистости. Количество их в породе очень непостоянно (20-80%). В составе обломочного материала резко преобладают известняки, реже встречаются кварцевые породы и кварц. Базальным цементом является карбонатный песчаник.

Парагенетические минеральные ассоциации в породах хамсаринской толщи указывают на низкую степень их метаморфизма, соответствующую мусковитовой суфации фации зеленых сланцев, по Ф. Дж. Тернеру.

В верховье р. Муниторги кислые эффузивы хамсаринской толщи залегают на известняках Монгольской свиты с резким угловым несогласием. Прослеживание известняков здесь 50-60°, падение юго-восточное, под углом 55-75°, прослеживание эффузивов 320-330°, падение юго-западное, под углом 30°. На левобережье этой реки вблизи контакта с интрузивными породами верхнего протерозоя в алгомератовых конотуфах кислых эффузивов отмечаются обломки диоритов, лейкократовых и роговообманковых гранитов, кварцевых диоритов, а также известняков. Макроскопическое и микроскопическое изучение обломков гранитоидов позволяет отнести их к уринскому комплексу.

Нижеповерхностный возраст толщи определен на основании находок археопия, губок и водорослей в линзах известняков по р. Ортен-Хем (Лиховицкий, 1962г). Нами в карбонатных породах, залегающих среди эффузивов на левобережье р. Мунтулика, обнаружена споры, которая определена Э.А. Поставской (БГУ) как *Micrordistobolus* sp. Аналогичные споры встречаются в кембрийских, ордовикских и силурийских отложениях Восточного Забайкалья.

Отложения хамсаринской толщи прорываются интрузивными тангульского и опгитского комплексов. В кислых эффузивах приконтактовых изменений не установлено, порфириты местами ортовокованы. Известняки, карбонатные песчаники и сланцы на контактах скарированы; скарны пранер-пироксеновые, иногда несут полиметаллическую минерализацию.

КАМЕННОУГЛЕЯНАЯ СИСТЕМА

Ш и 6 и т с к а я т о л ш а (С ? ? ?). Отложения, отнесенные к Шитской толще, распространены в нижнем течении р. Шибита в зоне Восточно-Саянского разлома. Они наблюдаются в двух незначительных по размерам (0,4х1,5 км и 0,2х0,8 км) блоках, выходящих в субширотном направлении.

В разрезах толщи отмечаются ритмичное чередование конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность рифмов 2-5 м. Рифмы обычно неполные, двух- или трехчленные.

В алевролитах и аргиллитах имеются три прослоя бурого угля мощностью 0,1, 0,25 и 0,4 м. Видима мощность толщи 70 м.

Конгломераты мелкогалечные и залуно-галечные. Окатанность обломочного материала хорошая. В составе валунов и гальки отмечены микроклинзовые граниты, плагитограниты, диориты, эффузивы кислого и среднего состава, различные гнейсы и сланцы. Пороховый цемент конгломератов представлен аркозовыми песчаниками. Травелиты отщипываются от конгломератов меньшим размером обломочного материала и более слабой окатанностью обломков.

Песчаники и алевролиты имеют серую и темно-серую окраску. В них наблюдаются угловатые, редко полуконкатанные зерна, представленные кварцем, плагиоклазом, фельзитом, микроклином, рудным минералом, чешуйками биотита и мусковита. Базальный или поровый цемент песчаников имеет карбонатно-глинистый состав. В этих породах отмечается большое количество обугленных остатков растений, неопределимых из-за плохой сохранности.

Аргиллиты - темно-серые и черные породы с алевропелитовой структурой. В их пелитовой основной массе содержатся алевролитовые частицы, представленные, главным образом, кварцем.

Породы толщи не метаморфизованы. Стратиграфических контактов их с другими образованиями не наблюдалось.

В огнюшении возраста описываемых отложений имеются несколько противоречивые сведения. По данным Е.И. Гольмана (1960), в черных аргиллитах присутствует значительное количество спор и пыльцы, преобладающая часть которых имеет легкую и широкую оболочку. Е.М. Андреевой (ВОСГЕИ) среди них определены *Azopollidites microplicatus* (Tr.), *A. glabratus* Ldb., *A. rugosidellus* Ldb., *A. serrulatus* Kov., *A. scabius* Waltz, *Zonolites rumbosus* (Tr.) Ldb., *Z. rotatus* Ldb., *Z. pilosus* Kov., *Zonolites raihorptus* Ldb., *Platysaccus longus* Kov., *P. alutaceus* Kov., *Epinastoidendropalates minor* Kov. и др. Перечисленный спорово-пыльцевой комплекс имеет сходство с аналогичными комплексами, установленными в Карагандинском, Кузнецком, Минусинском бассейнах и в районе Тургайского прогиба в отложениях, относимых к нижнему карбону. В пробах, отобранных нами из песчаников и алевролитов, также были выделены споры и пыльца хорошей сохранности. В некоторых из проб Е.К. Гудевой (БГУ) определены: *Lophotilletes indicus* Ich., *L. parillius* (Tr.) Ich., *Eugyazonotilletes fragilis* Ich., *Euphazonotilletes fragilis* Ich., *Euphazonotilletes sp.*, *Azopollidites minutus* (Tr.) Ldb., *Ectylleia* sp.

Аналогичный комплекс спор и пыльцы встречается в отложениях среднего карбона Донбасса. Однако в других пробах из этих же

отложений Э.А.Поселянской (ВТУ) определены формы мезозойского возраста, соответствующие вре. Эти споры и пыльца очень плохой сохранности, сильно обуглены и трудно определимы. По данным Ю.П.Фомина (1965Ф), терригенные образования бассейна р.Шидита содержат девонский спорово-пыльцевой комплекс.

Разноречивые результаты в определении возраста описываемой толщи, по-видимому, можно объяснить переклещением разновозрастных спорово-пыльцевых комплексов или недостаточной ее рачлененности. Поэтому как каменноугольная шибигская толща датирована условно.

М Е З О З О И

КРЕСОВАЯ СИСТЕМА

Н а р и н т о л ь с к а я т о л щ а (Ун1) впервые выделена в 1937 г. Н.А.Флоренсовым в бассейне р.Длиби. На площади листа М-47-ХХУШ порода толщи развиты в верхнем течении р.Ии, протягиваясь в виде субширотной полосы шириной 2-4 км на расстоянии около 11 км. Они представлены конгломератами и песчаниками с прослойками и линзами травертинов и алевролитов, содержащих многочисленные обугленные остатки и отпечатки растений плохой сохранности. На левобережье р.Ии наблюдается следующий разрез толщи (снизу вверх):

1. Мелкогалечные конгломераты 100 м
 2. Разнозернистые песчаники с линзами алевролитов и травертинов 130 "
 3. Мелкогалечные конгломераты с линзами травертинов и песчаников 195 "
- На правобережье р.Ии в разрезе, наряду с мелкогалечными конгломератами, наблюдались галечно-валунные конгломераты. Мощность наринтольской толщи не менее 450 м.
- Породы, слатящие описываемую толщу, по составу и структурным особенностям аналогичны таковым в шибигской толще. В составе валунов и гальки отмечаются различные гнейсы и сланцы, кислые и средние эффузивы, табориты и гранитоиды, в том числе весьма характерные для огнистого комплекса сиениты с призматически зернистой структурой.
- Контактов толщи с более древними образованиями не наблюдается. В аналогичных отложениях по р.Нарин-Толу Н.А.Флоренсовым (1937Ф) обнаружены остатки ископаемой флоры кресовой возраста. В провах, отобранных нами из песчаников и алевролитов в верховьях

р.Ии, Е.В.Гупневой (ВТУ) определены: *Psuedoripsea magnifica* Volch., *Ripsea* sp., *Ripus* sp., *Ripaseae*, *Sordiferales*, *Sporidium* sp., *Gink-ricea* sp., *Protosordiferus magnifica* Volch., *Cupressasaeae*. Этот спорово-пыльцевой комплекс характерен для мезозойских отложений, но не позволяет более определенно датировать их возраст.

К А И Н О З О И

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Базальты плагио (рп)

На описываемой площади небольшой реликт покровы вершинных базальтов, размером 1,5х2,5 км, расположен в верховьях р.Орлика. Мощность базальтов 70 м.

Базальты здесь представлены пористыми оливковыми разновидностями темно-серого, иногда буроватого цвета. Под микроскопом в них выявляются порфировая структура с интерсервальной осевой массой и фимбрияльная текстура. Основная масса состоит из микролитов платинолаза, моноклинного пироксена и рудного минерала. Вкрапленники составляют 15% породы и представлены хальцедоном. В породе имеются очень мелкие миндалины, выложенные хальцедоном с примесью гидроксидов железа. Базальты сопоставляются с тиссинскими, излияние которых произошло в неогеновое время (Обручев, 1941Ф; Такайшвили, 1962Ф).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

С р е д н е ч е т в е р т и ч н ы е о т л о ж е н и я

Морены водоразделов (Q1I)

Ледниковые отложения покрывают отдельные участки на водоразделах рек Утхума, Сат-Хема и Ии. Они представляют валунно-галечниковыми суглинками. Галька и валуны хорошо окатаны, имеют удлиненную, реже изометричную форму. Количество крупнообломочного материала достигает 50%. Состав валунов и гальки разнообразный, среди них встречаются магматические, метаморфические и осадочные породы района, включая конгломераты и песчаники наринтольской толщи. Мощность ледниковых отложений на водоразделах обычно составляет несколько метров, иногда достигает 50 м.

По данным Г.К. Такайшвили (1962ф), на Окинском плоскогорье коренны водоразделов перекрывают неогеновые базальты плато.

В е р х н е ч е т в е р т и ч н е о т л о ж е н и я (Q_{III})

По долинам рек на площади листа широко распространены рыхлые породы различного генезиса — ледниковые, водно-ледниковые и аллювиальные.

Ледниковые отложения образуют долины, озовые и конечные морены в долинах крупных рек района. Сложены они галечно-валунными суглинками. Сортировка материала по размеру, форме и составу не проявлена. Мощность морен в верховьях составляет 1-3 м, в среднем течении — 4-10 м и в низовьях — 20-30 м, по рекам Сайдагу и Мунгорге достигает 60-100 м. Водно-ледниковые отложения образуют террасы высотой 40 м в нижнем течении р. Жом-Болока, в долине р. Ии и в среднем течении р. Утхума, а также конусы выноса на левобережье р. Оки. Мощность этих отложений достигает 70 м. Представлены они неотсортированным галечно-валунным, песчаным и суглинистым материалом, среди которого изредка отмечаются прослойки галечников мощностью 1-1,5 м. Аллювиальные образования состоят в первую очередь (10-12 м) и третья (16-20 м) надобменные террасы рек Оке, Ие и Утхуму. В разрезах террас наблюдаются хорошо проявленные валунные галечники с прослоями светло-серых песков. Трассообразующий материал хорошо окатан.

Жомболокские (Джамбалакские) базальты долин (Q_{III-IV})

Четвертичные базальты распространены на длинных долинах р. Жом-Болока и ее правого притока пади Хи-Тол, а также в долине р. Оки, в притеррасной части р. Жом-Болока. Ширина потока 1-2 км, протяженность около 75 км. По р. Оке в базальтах выделяются два потока одинаковой мощности, сложенные в нижней части плотными, а в верхней — пористыми разностями базальтов. Мощность долинных базальтов в верховьях пади Хи-Тол, по геоморфологическим данным, составляет около 200 м. Вниз по долине она уменьшается и в конце потока составляет 3-12 м.

В береговых обрывах р. Оки, выше и ниже устья р. Жом-Болока, отчетливо фиксируется налетание базальтов на аллювий II террасы. Контакты их ровный, субгоризонтальный. Нередко в нижней части потока встречаются захваченные лавой гальки и валуны. На левобережье р. Оки, ниже пос. Монголдон, базальты залегают на валунно-

галечных отложениях 30-40-метровой флювиогляциальной террасы в пониженных дообазальтовой поверхности зандрового поля.

Последледниковый возраст вулканических образований р. Жом-Болока и пади Хи-Тол не вызывает сомнений. А.Ф. Адамович и др. (1959) относят их к голоцену. Учитывая, что возраст дообазальтовых II и III террас на нашей площади не имеет палеонтологического обоснования, жомболокские базальты долины, вероятно, можно датировать как верхнечетвертичные — современные.

Излияние базальтов имело трещинный характер. Центр излияния находился в верховьях пади Хи-Тол. В конечный этап извержения здесь возникли эксплозивные образования — вулканы Кропоткина и Перетолчина. Последние подробно описаны А.Ф. Адамовичем и М.Г. Гроссвальдом (1959). Расположены они на линии Оросойского разлома, имеющего северо-восточное простирание, диагональное по отношению к главным (широтным) разломам района.

С о в р е м е н н е о т л о ж е н и я (Q_{IV})

Эти отложения представляют аллювиум русел рек и низких надпойменных террас высотой 4-6 м, а также аллювиально-продувально-конусами выносов, залегающими на потоке базальтов в долине р. Жом-Болока. Сложены они неотсортированным валунно-галечным материалом с редкими прослоями песков и суглинков.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Территория листа N-47-XXIII находится в той части Восточного Саяна, которая наиболее насыщена plutоническими образованиями различного состава и возраста. Преобладают здесь интрузии ксилолого и субщелочного ряда. Самыми древними из них являются нижнепротерозойские гранитоиды Оютского комплекса. Среднепротерозойские граниты объединены в дербинский комплекс. Верхнепротерозойский магматический цикл проявлен триантоидными интрузивными комплексами, сформировавшимися в две фазы. Также двухфазный тантуольский комплекс характеризуется реннепалеозойскую интрузивную деятельность. Наиболее молодыми являются субщелочные интрузивы огнигского комплекса, сформировавшиеся в орогенный этап развития района.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Оюотский интрузивный комплекс (Гр₁)

Гранитоиды оюотского комплекса распространены в пределах Бирюсинского горста, в междуречье Давды, Соруга и Им. Они слезают Давдинский массив площадью 30 км², а также образуют последние инъекции в метаморфических породах Бирюсинской свиты. Центральная часть Давдинского массива сложена преимущественно микроклиновыми гранитами. Для них характерны блещотгранитовые, гранобластовые, реже порфиривидные структуры и массивные, реже гнейсовидные текстуры. Периферические части массива сложены шестивенно плаггиоклазовыми разновидностями пород: плаггиогранитами, гранодиоритами, редко диоритами. По мере приближения к контакту массива породы приобретают гнейсовидность, нередко полоччатость.

Гранитоиды представлены биотитовыми и роговообманково-биотитовыми разновидностями, между которыми наблюдаются постепенные переходы. Главными минералами в них являются микроклин, плаггиоклаз, кварц, биотит и роговая обманка. Акцессорные представлены сфеном, апатитом, цирконом и рудным минералом. Вторичные — мусковит, эпидот, актинолит, пелит, титроокислы железа.

Эти породы отнесены к нижепротерозойскому оюотскому комплексу условно, по аналогии их с гранитоидами, развитыми на соседней территории (Таскин, 1961ф).

Дербинский интрузивный комплекс (Гр₂)

Породы комплекса распространены в северо-западной части территории листа, они слезают конформные согласные тела площадью до 10 км² среди отложений жайминской свиты. Основная масса гранитоидов комплекса образует последний мпматиты в гнейсах и амфиболитах с нечеткими контактами. Породы комплекса часто участвуют в сложении складок совместно с вмещающими образованиями жайминской свиты. В этих случаях нередко будничные структуры. В составе дербинского комплекса присутствуют светло-серые, серые и розовато-серые граниты, реже гранодиориты. Переходы между ними постепенные. Структура пород мелко- и среднезернистая гранобластовая, аллориоморфнозернистая, местами переходящая в пегматоидную и порфиривидную, текстура гнейсовидная, нередко полоччатая.

Граниты содержат опитоклаз (15-40%), микроклин (30-40%), кварц (20-35%), оюотит (до 10%), редко амфибол (до 5%). Акцес-

сорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, ортитом, гранатом, рудным, иногда турмалином. Вторичные изменения выражены в серицитизации, реже альбитизации плаггиоклаза, мусковитизации и хлоритизации темнопетельных компонентов. Гранодиориты отличаются от гранитов более высоким содержанием темнопетельных минералов и меньшим количеством кварца. Среди полевых шпатов в их составе преобладает плаггиоклаз.

Кильные проазводные представлены пегматоитами, которые отмечаются в виде послонных, реже косоосекущих тел, как среди метаморфических пород жайминской свиты, так и среди гранитоидов. Пегматы имеют сходный с гранитами состав и отличаются лишь структурой.

Гранитоиды дербинского комплекса прорывают метаморфические образования среднепротерозойской жайминской свиты, но телька их находится в кенотетках нижекемриской хамсаринской толщи (верховья р. Бол. Шибига).

К среднему протерозов эти гранитоиды отнесены на основании сопоставления их с подобными образованиями смежных площадей (Руднев, 1961ф; Лиховицкий, 1962ф).

Урикский интрузивный комплекс

Гранитоиды, отнесенные нами к урикскому комплексу, распространены в бассейне р. Жом-Болока, на правобережье р. Оки, в районе среднего течения р. Хойто-Оки и в междуречье Им, Лев. Шитого, не среднего течения р. Хойто-Оки и в междуречье Им, Лев. Шитого, Давды и Соруга. Ранее эти гранитоиды относились к саянскому комплексу, возраст которого определялся как верхнепротерозойский. Геологами Иркутского управления (Г. М. Зельман, Г. Я. Абрамович и др.) доказан среднепротерозойский возраст интрузий саянского комплекса, развитых вдоль зоны Главного Саянского разлома. Поэтому верхнепротерозойские гранитоидные интрузии в Иркутско-Казахской зоне Восточного Саяна необходимо было выделить в самостоятельный комплекс. Такой комплекс на основании геологических работ масштаба 1:50 000 выделен в 1965 г. В. А. Алексеевым в бассейне р. Урик и назван урикским. Это название принято также и нами.

Гранитоиды урикского комплекса разделены на две фазы. В I фазу произошло выделение кварцевых диоритов, диоритов и твб-Оро-диоритов. II фаза представлена гранитами, плаггиогранитами и гранодиоритами.

И ф а з а у р и к с к о г о к о м п л е к с а ($\delta - \nu \delta - \text{Pct}_3$). Породы этой фазы слепят небольшие массивы на левобережье р. Жом-Болока и на правобережье р. Оки. Наиболее крупный массив диоритов площадью около 30 км² расположен в верховье р. Муниторги. Значительная часть пород I фазы наблюдается в виде мелких конгломератов среди гранитоидов II фазы.

Диориты и кварцевые диориты - серые и зеленовато-серые мелко- и среднезернистые, иногда порфировидные породы с типично-диоритовидной и субофитовой структурой гнейсовидной, массивной, реже трахитоидной текстурой. Составляют они из олигоклаза-андезина (40-60%), роговой обманки (5-15%), биотита (до 20%), иногда кварца (до 15%) и микроклина (до 10%). Акцессорные минералы представлены апатитом, феном, цирконом и рудными; вторичные минералы - серпичитом, эпидитом, хлоритом.

Габбро-диориты отличаются от диоритов отсутствием кварца, более основным плагиоклазом, наличием в них моноклинового пироксена (до 15%).

От среднего типа диоритов, по Р. Дели, диориты I фазы урикского комплекса отличаются меньшим содержанием "норритовой" составляющей и свободной кремнекислоты, большим содержанием темновесных минералов (с преобладанием в них железа над магнием).

Интрузивные контакты пород I фазы с известняками верхнепротерозойской монголинской свиты наблюдались на правобережье р. Оки, в бассейне р. Муниторги и в верховье р. Халдан-Хара-Гол.

П ф а з а у р и к с к о г о к о м п л е к с а ($\tau - \tau \delta - \text{Pct}_3$). Породы II фазы распространены значительно шире по сравнению с первой. Они представлены гранитами, платиогранитами, реже гранодиоритами и слепят отдельные массивы, штоки, а также пологие и кососекущие тела во вмещающих породах. Крупные массивы сложены обычно среднезернистыми массивными, реже гнейсовидными гранитоидами. Мелкозернистые структуры и гнейсовидные текстуры свойственны краевым фациям массивов и мелким интрузивным телам.

Граниты и платиограниты - серые, розовато-серые породы с аллюриоморфнозернистой, типичноморфнозернистой, иногда бластогранитовой и латитогранитовой структурой. Главными минералами в них являются олигоклаз, альбит-олигоклаз (10-55%), микроклин (до 40%), кварц (20-35%), биотит (2-7%), роговая обманка (0-3%). Из акцессорных минералов присутствуют апатит, фен, рудный минерал, циркон. Вторичные изменения выражены серпичитизацией и эпидотизацией плагиоклазов, новообразованием карбоната и гидро-

слюд, хлоритизацией биотита. Гранодиориты по сравнению с гранитами содержат большое количество темновесных минералов (до 20%) и меньше количество кварца. Плагиоклаз в них представлен олигоклаз-андезином, калиевый полевой шпат отсутствует. По химическому составу граниты довольно сходны между собой (табл. I). Они относятся к классу пересыщенных кремнеземом и к группе умеренно богатых и богатых щелочами, по классификации А. Н. Заварицкого. С гранитоидами II фазы урикского комплекса пространственно связаны дайки мелкозернистых (р₂), залегающие как в т о в (т₂) и п е т м а т и т о в (р₂), залегающие как в зоне эндоконтактов интрузий, так и во вмещающих метаморфических породах. По минеральному составу жильные породы сходны с гранитоидами II фазы. Мощность двук составляет 3-5 м, протяженность - несколько десятков метров. Отдельные тела пегматитов имеют мощность до 30-40 м.

Гранитоиды урикского комплекса прорывают все известные в районе протерозойские отложения, метаморфизм проявлен вблизи массивов гранитов II фазы. В их экзоконтакте протерозойские песчаниково-сланцевые образования инфицированы и превращены в роговики, известняки скварнированы. Полуокрапанные гальки гранитов, платиогранитов и диоритов урикского комплекса в бассейне р. Муниторги найдены в кенотуфах хамсаринской толщи нижнего кембрия. Верхнепротерозойский возраст этих гранитоидов подтверждается также определением их абсолютного возраста: 797-834 млн. лет (Митрофанов, 1963), 650-670 млн. лет (Арсентьев, 1962ф), 662-664 млн. лет (Никишина, 1964), 865 млн. лет (Такайшиги, 1962ф).

Полезные ископаемые, связанные с гранитоидами урикского комплекса, на исследованной территории не выявлены. В геохимическом отношении для гранитов II фазы характерны несколько повышенные концентрации (по сравнению с кварцевыми) бериллия, олова и молибдена. В благоприятной геологической обстановке эти элементы могут быть обнаружены в промышленных концентрациях.

ПАТЕЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Ганнуольский комплекс

В пределах площади листа породы этого комплекса распространены достаточно широко. Они слепят крупные, сложено дифференцированные массивы неповышенной формы, с извилистыми очертаниями контактов. Их формирование протекало в две фазы. Сначала образовались породы среднего и основного состава (от диоритов до

Таблица 1
Химический состав гранитов

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	75,08	72,78	75,42	74,1	69,26
Al ₂ O ₃	-	0,19	0,1	0,3	0,32
Al ₂ O ₃	14,36	14,15	13,09	14,04	15,89
Fe ₂ O ₃	1,01	1,31	0,71	0,54	1,18
FeO	0,36	0,73	0,97	1,77	1,62
MnO	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02
MgO	0,53	0,53	0,2	0,8	1,27
CaO	1,01	0,68	0,46	2,08	2,36
Na ₂ O	3,35	3,0	4,3	4,5	4,0
K ₂ O	4,2	5,37	4,7	1,6	2,55
SO ₃	0,34	0,20	-	-	-
P ₂ O ₅	0,08	0,07	0,02	0,05	0,11
П.п.т.	0,41	0,93	0,43	0,34	0,44
Сумма	100,75	100,0	100,44	100,24	99,52

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

s	81,0	80,0	82,1	81,6	77,9
a	12,8	13,8	15,5	11,9	12,5
c	1,2	0,9	0,5	2,5	3,4
b	5,0	5,3	1,9	4,0	6,2
q	35,2	30,5	31,3	36,9	24,6
a:c	10,1	15,4	31,0	4,8	3,7
c'	-	-	-	-	-
a'	61,0	50,0	6,9	13,1	27,1
ш'	16,9	17,5	17,2	32,8	33,7
f'	22,1	32,5	76,0	54,1	39,2
п'	54,0	46,0	58,0	81,0	70,0
t	-	0,09	0,08	0,33	0,35
φ	15,0	20,0	27,6	13,1	15,2

1 (обр. 5050) - гранит (правобережье р. Оки); 2 (обр. 5036) - гранит (верховье р. Орлик); 3 (обр. 5137) - аляскитовый гранит (левобережье р. Мунтори); 4 (обр. 8749) - плагиогранит (левобережье среднего течения р. Хойто-Оки); 5 (обр. 8552) - плагиогранит (верховье р. Орлик).

пироксенитов). II фаза характеризует породы ряда гранит-диорит. Двухфазное становление интрузий танталовского комплекса подтверждается поперечными продвиганием основных пород кислыми.

I фаза танталовского комплекса представлена диоритами, тафбро-диоритами ($\delta - \nu \delta \text{Pz}_1$), тафбро-норитами ($\nu - \delta \text{Pz}_1$). Эти породы и, реже пироксениты ($\nu - \delta \text{Pz}_1$). Эти породы слоят отдельные разобщенные массивы площадью до 100 км². Наиболее крупный из них - Хойто-Окинский расположен в междуречье Хойто-Оки и Дауды.

Массивы тафброидов имеют крутые, субвертикальные контакты, изредка выполаживающиеся до 50-65°. Судя по широкому развитию в них порфировидных и неравномернозернистых структур, от мелко- до крупно- и гигантозернистых, интрузия сформировалась на неоглубоких глубинах. Глубина эрозийного среза для разных массивов неодинакова. К глубоко эродированным можно отнести большую часть массивов, расположенных в бассейнах рек Сайлата и Ара-Сайлыга, Бурсука и в верховье р. Жом-Болока. Менее эродирован Хойто-Окинский массив.

В ряде случаев отмечается стратификация массивов I фазы, выраженная обособлением более основных разновидностей в центральных частях интрузий или полосчатой перемежаемости основных и средних пород. Ориентировка полосчатости в бассейнах рек Харав-Тода и Манян-Ары имеет согласно с вмещающими породами субширотное простирание.

Породы I фазы темно-зеленые, зеленовато-серые от мелко- до крупнозернистых, массивные или трахитоидные. В центральных частях массивов иногда наблюдаются шпировые выделения пегматитовидных разновидностей.

Диориты обладают гипидиморфнозернистой, субофитовой структурой и состоят из андезина 50-60%, роговой обманки 20-35%, биотита 5-10% и моноклинового пироксена 3-5%. Акцессорные минералы в них представлены апатитом, сфеном, рудным. Вторичные изменения выражены серпентизацией и сосерпентизацией плагиоклаза, эпидотизацией роговой обманки, хлоритизацией биотита.

Тафбро и тафбро-диориты слоят основную массу пород. Они состоят из плагиоклаза (от основного андезина до лабрадора)

20-40%, роговой обманки 20-30%, моноклинового пироксена до 30%, биотита 5-15%. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит, титанмагнетит, пирротит 1-5%, апатит до 2%, реже сфен, шпинель и рудит. Плагиоклаз обычно серпентизирован, сосерпентизирован, эпидотизирован и карбонатизирован. Темноцветные минералы хлори-

глизованы. Структура пород габбровая, офиловая, гломеропорфирная. По химическому составу габбро занимает промежуточное положение между оливиновыми габбро и ультраосновными породами (заостеритами), по Р.Дэли (табл.2). В габбро-норигах и пироксенитах в качестве главных породообразующих минералов, помимо перисиленных для габбро, присутствует ромбический пироксен до 30% и оливин до 20%; в группе вторичных минералов добавляются идилингит, серпентин, тальк, актинолит и уралит. Структура этих пород панидиоморфнозернистая, офиловая, пойкилоофитовые, габбровые, участками друзитовые.

Химический состав пород таннуольского комплекса
Таблица 2

Компоненты	1	2	Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому	
			1	2
SiO ₂	42,7	66,0	52,7	75,2
TiO ₂	3,42	0,49	3,9	13,1
Al ₂ O ₃	13,4	16,0	7,2	3,9
Fe ₂ O ₃	7,83	2,30	36,2	7,8
FeO	9,99	2,25	8,4	20,3
MnO	0,23	0,09	0,5	3,4
MgO	6,67	1,43	21,6	-
CaO	12,06	3,22	-	15,8
Na ₂ O	1,61	4,2	32	31,6
K ₂ O	0,28	2,65	46,5	52,5
SO ₃	0,34	-	93	71
P ₂ O ₅	0,34	0,15	5,7	0,55
П.л.п.	0,86	0,56	19	24,6
Сульфид	99,7	99,3		

1 (обр.3254^д) - габбро (верховье р.Хойто-Оки); 2 (обр.2061) - гранодиорит (Правобережье р.Дарлик).

В зоне Хойтинского района отмечаются серпентинизированные породы, имеющие тектонические контакты с другими геологическими образованиями. Их происхождение, по-видимому, связано с серпентинизацией основных разновозрастных I фаз таннуольского комплекса. Серпентинизированные породы прослеживаются в виде полос шириной 50-100 м в районе среднего течения р.Хойто-Оки вдоль зон тектонических нарушений на расстоянии до 1 км.

Контакты габброидов с вмещающими породами, как правило, резкие. Известны контакты скарированных до образования в отдельных участках пироксен-гранит-эпидиоровых скаринов; сланцы ортогнейсы.

В основных породах описываемого комплекса часто наблюдается рассеянная вкрапленность магнетита, ильменита, пирротина, реже пирита и халькопирита. В верховье р.Хавкит-Ой (правый приток р.Ии) с габброидами генетически связано рудоуплощение типа танкоагнетита.

П ф а з в т а н н у о л ь с к о г о к о м п л е к с а представлена платиотриитами, гранитами, а да м е л д и т а м и ($12Pz_1$), г р а н о д и о р и т а м и , к в а р ц е в ы м и д и о р и т а м и , т о н а д и т а м и и д и о р и т а м и ($18-8Pz_1$). Гранитоиды широко распространены в западной части района. Они имеют массивную площадь до 200 км², имеющие в плане неправильную форму с извилистыми контактами и многочисленными крупными апофизами. Метаморфические породы шугудайской свиты вблизи этих массивов магматизированы. Ширина магматизированных зон составляет несколько сотен метров. Преобладают сплошные мигматиты, реже встречаются секущие мигматиты. В бассейнах рек Дотога, Хиви, Доодо-Ишха и оз.Хара-Нур в массивах П ф а з ы часто отмечаются нечетко отграниченные ксенолиты песчаников, сланцев и афгунитов диоритовой толщи. Между породами I и II фаз наблюдаются контактовые зоны с частым чередованием полос гранитов и габбро мощностью от нескольких сантиметров до 1-2 м в зависимости от крупности контакта.

Платиотрииты серые мелко- и среднезернистые, с типично-морфозернистой структурой. Состав из плагиоклаза (от олигоклаза до андезина № 40) 55-60%, кварца 20-35%, роговой обманки и биотита до 20%. В качестве акцессорных присутствуют апатит, сфен, пиркон и рудный минерал. В гранитах существенное значение имеет микроклин. В породах установлена серпентинизация и карбонатизация плагиоклаза и хлоритизация темнопетельных минералов.

Гранодиориты, кварцевые диориты и диориты распространены вблизи контактов гранитоидов со средними афгунитами и осадочными

ми породами протерозоя и нижнего кембрия. Образование их произошло, по-видимому, за счет ассимиляции вмещающих пород. От плагитогранитов и гранитов к гранодиоритам, кварцевым диоритам и диоритам наблюдаются постепенные переходы, выраженные в увеличении темновесных компонентов и в уменьшении содержания кварца.

По химическому составу гранодиориты близки к гранодиоритам по Р.Дэви (см. табл. 2), но отдельные их разновидности приближаются к кварцевым монцититам.

Адамеллиты и тоналиты представляют особую группу пород во П-фазе таннуольского комплекса. Они являются метасоматическими образованиями ряда гранит-диорит. В их состав входят микроклин (20-50%), олигоклаз-анлези (25-40%), биотит и роговая обманка (15-45%). Под микроскопом в этих породах ясно видны глубокие коррозионные ходы микроклина в олигоклазе, реликтовые пойкилитовые включения олигоклаза в микроклине, а также перлиты замещения. Минеральный состав и геологическая позиция этих пород позволяют предполагать, что некоторая часть адамеллитов и тоналитов образовалась при автометасоматозе гранитоидов. Другая же часть их, приуроченная к зонам разломов, возникла алгометасоматическим путем, при образовании гранитов и сиенитов огнищенного интрузивного комплекса. От сходных с ними гранитоидов огнищенного комплекса они отличаются тем, что имеют постепенные переходы к плагитогранитам, таннуольского комплекса.

Жильная серия таннуольского комплекса представлена дайками кислого и основного состава, а также кварцевыми жилами. Дайки кислого состава повсеместно секутся дайковыми образованиями основного состава.

Дайки кислого состава - аплитовые (ϵ_2), гранитоидные (τ_2) и пегматитовые (ρ_2) - распространены обычно в пределах интрузий или в незначительном удалении от их контактов во вмещающих породах. Они состоят пологолапаше линзовидные тела мощностью до 1,5 м. Протяженность даек не превышает нескольких десятков метров.

Дайки основного состава сложены диабазовыми порфиритами и спессаритами (ρ_2). На контакте с вмещающими породами они имеют отчетливо выраженную зону закалки мощностью 10-30 см. Форма дайковых тел плиткообразная, мощность от 0,5-1,5 до 10 м, падение крутое, нередко почти вертикальное.

Кварцевые жилы встречаются как в контактовых частях интрузий, так нередко и на значительном удалении от них. Широко

распространены эти жилы в бассейнах рек Сайлага, Мутгорги и Халбан-Хара-Тога.

Приконтактные изменения вмещающих пород с гранитоидами П-фазы выражены в окварцевании, серицитизации и пиритизации. В известняках вблизи контактов отмечаются незначительной мощности скверны пироксен-гранатового, гранат-эпидот-пироксенового состава с вкрапленностью магнетита и сульфидов. В сланцах образуются контактовые роговики.

С гранитоидами таннуольского комплекса на площади листа N-47-XXVII генерически связаны рудопроявления поймагеллов и золота.

Основанием для отнесения описанных интрузивных пород к таннуольскому комплексу послужили следующие данные:

1. Эти породы повсеместно имеют рвущие контакты с нижнекембрийскими осадочно-эффузивными образованиями хамсаринской толщи.

2. Галька гранитоидов П-фазы встречается в конгломератах условно каменноугольной шибитской толщи.

3. На площади листа N-47-XXVII конгломераты фаунистически характеризованного ордовика трансгрессивно залегают на гранодиоритах таннуольского комплекса (Лиховицкий, 1962).

4. Породы этого комплекса проявляются палеозойской субэпичной интрузией огнищенного комплекса.

5. Абсолютный возраст интрузивных образований таннуольского комплекса для смежных районов Восточного Саяна и Тувы имеет значения, равные 432 млн. лет (Гакайшли, 1962), 340-380 млн. лет (Шенкман, 1959) и 457-482 млн. лет (Митрофанов, 1962).

Огнищский интрузивный комплекс

Гранитоиды этого комплекса (граниты (τ), трапозиты (ρ), сиениты, редко сиенитовидные (τ - ρ)) занимают около трети площади листа и распределяются по ней равномерно. Они состоят массив сложной конфигурации, большая часть которых ориентирована в субширотном направлении согласно простиранию крупных разломов. Все массивы являются, по-видимому, отдельными частями крупного батолита сложного строения и состава. Они нередко сопровождаются мелкими телами - саттелитами и многочисленными апофизами. Контакты гранитоидов с известняками, эффузивами и магматическими породами других комплексов обычно неровные, извилистые, резкие или нечеткие. Довольно часто гранитоиды в эндоконтакте содержат множество

угловатых и изомеричных кеонолитов эмалевых пород. Коньякты со сланцами и разнотекстовыми магматическими породами часто интрузивные. Мощность интрузий - от нескольких миллиметров до 2-3 м. Магматический материал в интрузивных зонах составляет 10-20%, иногда достигает 60-70%.

Основная масса пород огнистого комплекса представлена гранитами и сиенитами, поучиненное значение имеют промежуточные разновидности. Эти породы разделяются на две ветви: нормальную и щелочную. Их объем примерно одинаков. Щелочность возрастает с запада на восток. В межуречье Сайлата, Хойто-Оки и Мунгорги гранитоиды слагают крупный Сайлатский массив площадью до 300 км². Восточнее его продолжением является Арсаянский массив, описанный П. В. Дубининым (1959ф). Следует отметить, что нормальные и щелочные породы в прострэнстве тесно ассоциируются между собой и не имеют четких границ. На площадях преимущественного развития первых отмечаются вторые и наоборот. Макроскопически щелочные породы нередко не отличаются от нормальных разновидностей ряда гранит-сиенит.

Граниты, граносиениты и сиениты нормального ряда имеют розовую и розовато-серую окраску, обычно обладают массивным сложением. Структура их мелко- и среднезернистая, реже крупнозернистая, гнидиморфнозернистая, иногда порфириовидная или петматовидная. Граниты состоят из микроклина 30-40%, олигоклаза 25-40%, кварца 25-30% и темноватого минерала 3-10%. По характеру и содержанию цветного компонента граниты разделяются на лейкократовые, сиогитовые и амфибол-сиогитовые; преобладают лейкократовые и сиогитовые. По химическому составу сиогитовый гранит близок к чарнокиту, по Р. Дэли (см. табл. 3).

От амфибол-сиогитовых разновидностей гранитов наблюдаются переходы к граносиенитам. В последних содержание кварца составляет 10-15%, темноватых минералов 15-20%. В составе сиенитов входят кафельный полевой шпат 50-60%, олигоклаз 15-20%, роговая обманка 10-15%, сиогит 5-10% и кварц до 1-3%. По химическому составу они относятся к классу пересыщенных кремнеземом и к группе богатых щелочами (см. табл. 3). Акцессорные минералы в гранитах, граносиенитах и сиенитах представлены сфеном, апатитом, цирконом, рудным, иногда ортитом, монацитом и флюоритом.

Граниты, граносиениты и сиениты щелочные имеют голубоватую, розовую, мясо-красную окраску, массивную текстуру. Структура их гнидиморфнозернистая, иногда порфириовидная. Щелочные граниты состоят из микроклина 40-70%, кварца 20-35%, этирива от 2-7 до 20% и рибекита 3-7%. Помимо существенно микроклинных

1408

встречаются разновидности, содержащие до 35% альбита. Химический состав пород соответствует щелочному граниту по Р. Дэли. Граносиениты содержат альбит-олигоклаз 35-45%, микроклин 35%, кварц 15%, щелочную роговую обманку 3-5%, сиогит 4-10%. В составе сиенитов входят кафельный полевой шпат 65-70%, олигоклаз-альбит 10-15%, щелочной амфибол 10%, сиогит 5% и кварц 5%. Акцессорные минералы в этих породах представлены апатитом, цирконом, ортитом, флюоритом, сфеном и рудным.

Между щелочными и нормальными гранитоидами существует переходные разновидности - субщелочные породы. Полевые шпаты в них представлены преимущественно щелочными разновидностями (микроклин и альбитом), щелочная роговая обманка отсутствует или содержится в незначительном количестве.

Сиенито-диориты - серые и темно-серые породы с гнидиморфнозернистой структурой. Главными минералами в них являются плагиоклаз 50-70%, микроклин 10-25%, монацитовый пироксен 3-20%, роговая обманка до 3%, сиогит до 3%. Акцессорные минералы - апатит, сфен, рудный. Вторичные изменения выражены слабо: серпичитизация плагиоклаза, актинолитизацией темноватых минералов и общей лимонитизацией породы. Встречаются сиенито-диориты по пещеркам массивов и слагают локальные участки среди других разновидностей комплекса. Они являются, по-видимому, гибридными образованиями.

Кривая фация огнистого комплекса представлена микрогранитами, гранит-порфирами, сиенит-порфирами, нередко первично гнейсовидными. По составу они соответствуют глубинным фациям гранитоидов. Постепенные переходы от полнокристаллических гранитов и граносиенитов к гранит-порфирам и сиенит-порфирам наблюдались в бассейнах рек Унагани-Хончера, Мунгулика, Хаи. Для породы кварцевой фации характерны порфириовидные структуры с микропорфировой структурой основной массы. По химическому составу щелочной гранит-порфир занимает промежуточное положение между сиенитом и трюудитом по Р. Дэли (табл. 3). Эти породы имеют незначительное развитие и поэтому на геологической карте они не выделены.

Дайковые образования огнистого комплекса многочисленны и представлены алитами (с), гранитами (г), петмавамазониговыми гранитами (г'), пегматитами (р), гранит-порфирами (гп), сиенит-порфирами (ст), диоритами (д) и абзавовыми порфирами (рм). Мощность

Таблица 3
Химический состав гранитоидов огнищенного комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	75,8	63,4	75,8	72,04	73,0
Al ₂ O ₃	0,35	0,2	-	0,45	0,5
Al ₂ O ₃	12,5	17,7	11,57	12,15	9,45
Fe ₂ O ₃	0,81	1,6	1,43	2,67	5,77
FeO	1,12	2,74	0,9	0,87	1,59
MnO	0,04	0,12	0,02	0,1	0,31
MgO	0,74	0,56	0,51	0,76	0,68
CaO	0,95	1,0	0,34	0,61	0,67
Na ₂ O	1,68	6,25	4,0	4,01	3,22
K ₂ O	4,82	5,5	4,6	5,25	4,98
SO ₃	-	-	0,3	-	-
P ₂ O ₅	0,18	0,06	0,05	0,16	0,1
П.п.п.	0,37	0,25	0,66	0,24	0,09
Сумма	99,36	99,38	100,2	99,31	100,36

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

в	82,4	72,2	82,0	79,2	79,8
а	10,1	21,7	14,8	15,8	12,0
с	1,1	1,0	0,1	0,1	1,6
б	6,4	5,1	3,1	4,9	6,6
q	41,4	-	34,3	16,7	33,7
а:с	9,2	21,7	148	158	7,5
с'	-	4,0	12,8	14,9	11,8
а'	56,6	-	-	-	-
ш'	18,22	17,3	25,6	25,7	16,7
г'	25,3	78,7	61,6	59,4	71,5
д'	34,6	63,5	57,0	53,5	42,6
т	0,40	0,29	-	0,42	0,49
φ	10,10	26,8	35,6	42,0	4,6

1 (обр.7378) - лейкократовый гранит (правобережье р.Тол-
Болока); 2 (обр.87476) - сиенит (левобережье среднего течения
р.Хойто-Оки); 3 (обр.8629) - щелочной граносиенит (верховье
р.Оки); 4 (обр.3300) - щелочной граносиенит (верховье р.Сайла-
та); 5 (обр.6161в) - щелочной гранит-порфир (верховье р.Увелеги-
Хончер).

даек до 20 м, по простиранию они прослеживаются на 250-500 м,
падение их, как правило, крутое. Дайки основного состава рвут
дайкиные тела гранитов и аплитов (левобережье р.Тол-Болока),
пегматитов (правобережье р.Хойто-Оки) и являются, по-видимому,
наиболее поздними дериватами огнищенного комплекса.

Аплиты, граниты, гранит-порфиры и пегматиты имеют одинако-
вый минеральный состав и различаются между собой лишь по струк-
турной особенностью. Главными минералами в них являются микро-
клин (в амазонитовых гранитах - амазонит) 40-45%, кварц 30-40%,
олигоклаз-альбит 15-25%. Акцессорные минералы - ортит, рудный,
циркон и апатит. В гранит-порфирах выделены сложены квар-
цем, реже микроклином, в сиенит-порфирах - микроклином.

Диоритовые порфиры - серые и темно-серые тонкозернистые
породы с порфировыми включениями плагиоклаза. Структура их
типидиоморфнозернистая. Составят они из андезита 50-60%, роговой
османки 20-25% и сиогита 15-20%. Диабазовые порфиры имеют
темно-серый и зеленовато-серый цвет. Основная масса их микро-
зернистая или афанитовая, под микроскопом обнаруживается их
микродиабазовая или долеритовая структура. В составе основной
массы наблюдаются лейцит лабрадора 60%, пироксена 10-15%, рого-
вой османки 30-40%, сиогита 5% и рудного минерала 5%. Вкращлен-
ники, составляющие 15% породы, сложены призматическими кристал-
лами лабрадора.

Дайки основного и среднего состава огнищенного интрузивного
комплекса близки к дайкам соответствующего состава в тангуль-
ском комплексе, поэтому разделение их проведено только на осно-
вании анализа геологической обстановки.

Приконтактовые изменения вмещающих пород, связанные с внед-
рением интрузий огнищенных гранитоидов, выражены ортобиоквинием,
инюлда мигматизацией сланцевых гонш и скандированием известня-
ков. Скарны образуются, главным образом, на контактах с нормаль-
ными разновидностями кислых пород и нередко содержат полиметал-
лическую минерализацию. Пневматолигово-гидротермальная перера-
ботка огнищенных гранитоидов и вмещающих пород привела к образо-
ванию в них микроклинизированных, окварцованных, альбитизирован-
ных и эгиринизированных разновидностей, приуроченных обычно к
зонам разломов. На отдельных участках процесс щелочно-кислотной
то метасоматоза приводит к образованию щелочных метасоматитов
(апогранитов), содержащих редкометалльную минерализацию.

Гранитоиды огнищенного комплекса на описываемой площади про-
рывают все докарбонные геологические образования и содержатся
в гальке конгломератов шибигской и нарингольской гонш. Аналогом

Огнитского комплекса в Туве является брянский (сыктольский) комплекс, гранитоиды которого прорывают фаунистический охарактеризованные верхнесилурийские отложения и Условно ниже- и среднедевонские немце вулканогенные толщи (Кен, 1963). В Западной Туве галька этих гранитов содержится в базальных конгломератах Условно Эйфельской эффузивно-осадочной толщи (Дубин, Рик, 1959d). Абсолютный возраст огнитских гранитоидов составляет 260-280 млн. лет (Кен, 1963), 200-267 млн. лет (Дубин, Рик, 1965). Училивая некоторую противоречивость перечисленных данных и условность датировок осадочных толщ, возраст гранитоидов огнитского комплекса пока не может быть принят конкретнее, чем палеозойский. Многие исследователи время формирования этого комплекса условно считают среднепалеозойским (Кен, 1963; Волков и др., 1965d; Хренов и др., 1965).

ТЕКТОНИКА

Изученная территория относится к одному из наиболее сложных тектонических узлов в структуре Восточного Саяна. Здесь трайчат области байкальской и раннекаледонской складчатости и сжимаются четыре из пяти известных в Восточном Саяне структурно-фашиальных зон - Бирюсинская, Дербинско-Тувинская, Иркутско-Окинская и Восточно-Тувинская (рис. 1). Разделяющие эти зоны структурные швы веерообразно расходятся в западном направлении. Бирюсинская зона находится во внешнем поясе байкалиды, Дербинско-Тувинская и Иркутско-Окинская - во внутреннем. Восточно-Тувинская зона относится к внутреннему поясу каледонид. Каждая из этих зон имела свои особенности развития, являя четко выделить общие для всех них структурные ярусы не представляется возможным.

В Б и р ю с и н с к о й з о н е, которая по отношению к смежным структурно-фашиальным элементам представляет собой восточный выступ или горст, выделяется нижнепалеозойский ярус, объединяющий метаморфические породы бирюсинской свиты и гранитоиды огнитского комплекса. Бирюсинский горст в общем плане представляет собой крупную синклиналь, ориентированную в северо-западном направлении. На описываемой площади располагается часть ядра и северо-восточное крыло этой синклинали, отграниченные с юга Главным Саянским разломом. Ядро синклинали сложено породами средней подольиты бирюсинской свиты. Северо-восточное крыло ее составляет Гнейс нижней подольиты и синоролитные интрузии нижнепалеозойских гранитоидов, ориентировка гнейсовальности и контактов кото-

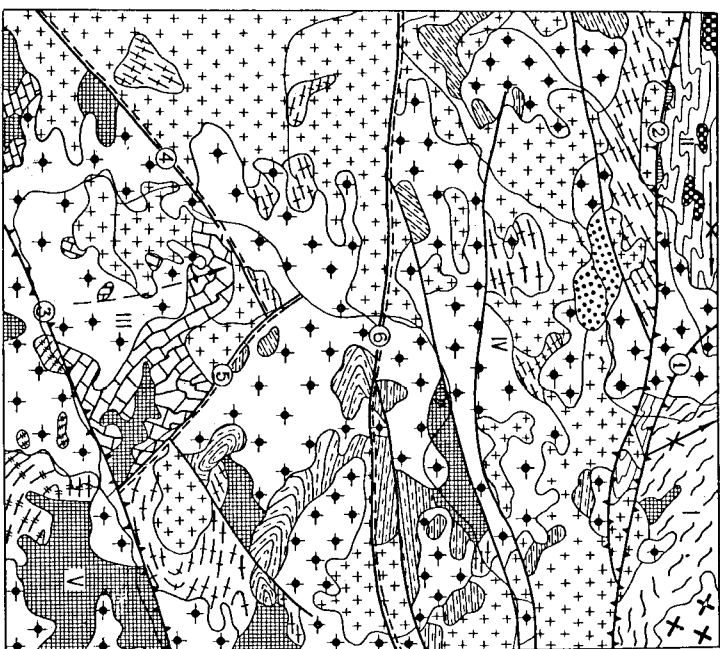


Рис. 1. Тектоническая схема

Структурные элементы. Бирюсинская структурно-фашиальная зона, нижнепалеозойский ярус: 1 - бирюсинская свита. Дербинско-Тувинская структурно-фашиальная зона, протерозойский ярус: 2 - жайгинская свита. Восточно-Тувинская структурно-фашиальная зона, протерозойский ярус, нижний подъярус: 3 - шугуйская, байкитхемская и ильчидская свиты; верхний подъярус: 4 - монгольнская и диньинская свиты; нижнепалеозойский ярус: 5 - хамсаринская толща; верхнепалеозойский ярус: 6 - шибинская толща; мезозойский ярус: 7 - наригтольская толща. Иркутско-Окинская структурно-фашиальная зона, протерозойский ярус, верхний подъярус: 8 - монгольнская и диньинская свиты. И в т р у з и я - р е к о м п л е к с м. Нижнепалеозойский ярус: 9 - огитский; среднепалеозойский: 10 - дербинский; верхнепалеозойский: 11 - урянский; нижнепалеозойский: 12 - тангуловский; палеозойский: 13 - огитский. П р о ч и е о о з н а ч е н и я в: 14 - структурные швы (на схеме обозначены цифрами в кружках); 1 - Главная Саянская, 2 - Восточно-Саянская, 3 - Жам-Болокский; 15 - Главные разломы (4 - Оросойский, 5 - Сайдагский, 6 - Додоинский); 16 - оси антиклиналей; 17 - оси синклиналей.

Римскими цифрами на схеме обозначены главные структурные элементы: Бирюсинская структурно-фашиальная зона: I - Бирюсинский горст; Дербинско-Тувинская структурно-фашиальная зона: II - Восточно-Саянский антиклинорий; Восточно-Тувинская структурно-фашиальная зона: III - Окинская глыба, IV - Утхумский синклинорий; Иркутско-Окинская структурно-фашиальная зона: V - Окинский синклинорий

рых согласны общему направлению складчатости. Простираение осей синклинали северо-западное с колленообразными изгибами до меридионального. Установлено общее погружение ее шарнира к северо-западу, где на соседней площади (лист М-47-XXII) в центральной части ядра залегает карбонатные породы верхней посылки Сиринской свиты. Синклиналь осложнена серией различных по форме изоклинальных складок, которые отчетливо фиксируются на левобережье р. Давдн. Простираение их осей северо-западное, размах крыльев различен — от нескольких десятков до сотен метров, крутизна углов падения достигает 60-80°.

В Д е р б и н с к о - у д и н с к о й з о н е на территории известна лишь среднепротерозойские образования — жайминская свита и дербинский комплекс гранитов. В пределах описываемой территории и за ее пределами в этой зоне выделяется единый протерозойский ярус, объединяющий метаморфические и магматические образования нижнего, среднего и верхнего протерозона (Лиховицкий, 1962ф).

Структурой первого порядка в Дербинско-Удинской зоне является Восточно-Саянский антиклинорий, ориентированный в северо-западном (субширотном) направлении. От других структур района он отделяется глубинными разломами: на севере Главным Саянским, на юге Восточно-Саянским. В пределах территории листа М-47-XXII, на левобережье р. Шибит, находится часть южного крыла антиклинория, сложенная карбонатно-глиеисовыми породами жайминской свиты. Антиклинорий на этом участке осложнен синклинальной складкой широтного простираения с размахом крыльев 5-6 км. Эта складка, в свою очередь, осложнена крутыми линейными изоклиналями, размах крыльев которых не превышает 400-700 м. Интрузии среднепротерозойских гранитоидов тяготеют преимущественно к ядрам складок и образуют небольшие удлиненные тела, ориентированные параллельно их простираению.

В В о с т о ч н о - у д и н с к о й з о н е выделяются протерозойский, нижнепалеозойский, верхнепалеозойский и мезозойский структурные ярусы.

Складчатые и интрузивные образования протерозоя относятся в этой зоне фундамент раннепалеозойской теосинклинали и образуют протерозойский ярус, который, в свою очередь, можно разделить на два подъяруса.

Нижний подъярус выделяется в пределах Окинской глыбы, расположенной в междуречье Жом-Болока и Хойто-Оки. Тяжбу оградки — Валт Сайлагский, Жом-Болокский и Оросойский разломы. Ее внутренняя структура определена как антиклиналь, имеющая северо-запад-

ное простираение осей. В северной части этой антиклинали установлено периклинальное замыкание, которое подчеркивается изменением простираения горизонтов Мраморов Шутхулайской свиты с северо-западного до субширотного. Ее ядро сложено кристаллическими сланцами и гнейсами Шутхулайской свиты, на крыльях залегает мрамор Байкытгытхэмской и сланцы Ильчирской свиты. Антиклиналь осложнена крутыми сопряженными линейными складками с размахом крыльев от 100 до 500 м и падением пород на крыльях под углом 70-85°. На правобережье р. Сайлаг антиклиналь сопряжена с синклинальной складкой. Размах ее крыльев составляет 4-5 км.

Породы верхнего структурного подъяруса сохранились в ксенолитах среди интрузий таннуольского и слитского комплексов, поэтому сделать реконструкцию верхнепротерозойской структуры очень трудно. По взаимоположению ксенолитов монгошанской и дининской свит можно предположить, что верхнепротерозойские отложения ставта здесь крупную антиклинальную складку — Хойто-Окинскую антиклиналь, в ядре которой залегает кристаллические известняки монгошанской свиты, на крыльях — сланцы дининской глыбы. К ядру антиклинали простирается преимущественно приурочены также массивы верхнепротерозойских гранитоидов урикского комплекса. Общее простираение Хойто-Окинской антиклинали северо-западное, субширотное. В этом же направлении отмечается погружение шарнира и ее периклинальное замыкание. Антиклинальная структура, в свою очередь, осложнена складками более высоких порядков. Последние отмечались неоднократно в породах верхнепротерозойских свит на различных участках площади листа. Размах крыльев этих складок достигает 1-2 км, угол падения пород на крыльях составляет 45-80°.

Нижнепалеозойский структурный ярус в Восточно-Удинской зоне включает осадочно-эффузивную хамсаринскую толщу нижнего кембрия и нижнепалеозойские интрузивные породы таннуольского комплекса. Они относятся восточную оконечность Утхумского синклинория, ограниченного с севера Восточно-Саянским, с юга — Жом-Болокским разломами. Синклинорий имеет субширотное простираение. В южной его части расположена Окинская глыба, которая, выполняя роль жесткого среднего массива, облекалась нижнепалеозойскими складчатными структурами. Утхумский синклинорий осложнен более мелкими складками, фрагменты которых сохранились на отдельных участках описываемой площади. Размах крыльев этих складок не превышает 1,5-2 км. Угол падения пород на крыльях составляет 30-45°, реже до 50-70°. Распространение нижнепалеозойских интрузивных образований на описываемой площади подчинено определенной закономерности. Породы I фазы таннуольского комплекса развиты

главным образом на крыльях Утхумского синклинали. Границы для
П фазы тяготеют к центральной части структуры.

Верхнепалеозойский структурный ярус включает карбонские
территории образования шибитской толщи, сохранившиеся в узких
трабемах в зоне Восточно-Саянского разлома. Эти отложения, рас-
пространенные только вдоль русла р. Шибит, собраны в мелкие
складки с размахом крыльев до первых десятков метров и пологими
утлами падения пород - до 10-30°.

Невозойский структурный ярус сложен юрскими молдавскими от-
ложениями, выполненными несильно мулду в среднем течении р. Ии,
вблизи зоны Восточно-Саянского разлома. Преобладающее залегание
пластов этих отложений моноклиналиное с углами падения до 30°.
На правобережье р. Ии на фоне моноклиналиного падения пластов на-
блюдается асимметричная антиклинальная складка. Углы падения
слоистости пород в ее восточно-западном крыле составляют 65-70°, на
северо-восточном - 40-45° и постепенно выглаживаются до 10°.
Простирание оси складки северо-западное, размах крыльев 400-
450 м.

В и р к у т н о - О к и н с к о й з о н е на правобере-
жье рек Жом-Болока и Оки выделяется только протерозойский верх-
ний структурный подъярус, который слагает метаморфические поро-
ды монголинской и диньинской свиты и гранитоиды урикского комплек-
са. Изученная территория относится к северному крылу Окинского
синклинали (Волкова, 1962), осложненному более мелкой склад-
чатостью. На правобережье р. Оки отмечается опрокинутая синкли-
нальная складка, сложенная известняками монголинской свиты и
сланцами диньинской толщи. Простирание оси складки субширотное,
размах ее крыльев достигает 4-5 км, угол падения пород на крыль-
х - 60-80°.

Разрывные нарушения

Складчатые структуры осложнены многочисленными разрывными
нарушениями. Наиболее крупными из них, раздельными различными
структурно-фациальными зонами, являются Главный Саянский, Восточно-
Саянский и Жом-Болоковский структурные швы.

Г л а в н ы й С а я н с к и й структурный шов протягива-
ется в северо-западном направлении через бассейны рек Давды,
Соруга и Ии, отделяя Бирманский горст от Восточно-Саянского
антиклиналия и Утхумского синклинали. Зона разлома представля-
ет на катаклазитами и милонитами, среди которых сохранились слои
слабо дробленных пород. Мощности зоны достигает 4-5 км. Преобла-

дающее падение плоскостей сместителей восточно-западных, углы паде-
ния 70-85°.

Вдоль Главного Саянского разлома на всем его протяжении
фиксируется резкая гравиационная ступень, характеризующая нара-
щение мощности земной коры на восточно-запад (Помятов, Иванов,
1965ф; Попов, 1966ф). Кроме того, по этому разлому наблюдается
азимутальное несогласие осей магнитных аномалий (Блumenштейн,
Щупак, 1961ф). На основании региональных исследований, возраст
разлома определяется как верхнеюрский или нижнепротерозой-
ский (Сутюев и др., 1962). В последующих этапах тектонеза он
неоднократно подновлялся и по нему происходило внедрение протер-
озойских и палеозойских интрузий.

В о с т о ч н о - С а я н с к и й структурный шов просле-
живается в субширотном направлении от устья р. Соруга через бас-
сейны рек Утхума и Бол. Шибита. Он представляет несколько суб-
параллельными разрывами, сопровождающимися милонитами, катакла-
зитами и зеркатами скоплениями. Этот структурный шов отделяет
Восточно-Саянский антиклиналий от Утхумского синклинали и чет-
ко фиксирует границу различных магнитных полей. Он осложнен
системой оперяющихся и сопряженных трещин с преобладающими южными
падениями плоскостей сместителей под углом 60-80°. Ширина зоны
Восточно-Саянского шва достигает 2-4 км. Его залегание, по-види-
мому, произошло в среднем протерозое, так как фациальный состав
среднепротерозойских и верхнепротерозойских отложений в Дербин-
ско-Удинской и Восточно-Тувинской структурно-фациальных зонах
неодинаков.

Ж о м - Б о л о к с к и й структурный шов пересекает пло-
щадь листа в восточной части, по долине рек Оки и Жом-Бо-
лока, разделяя Окинский и Утхумский синклинали. Шов ориентиро-
ван в северо-восточном направлении и сопровождается сложной
системой сочлененных и субпараллельных сбросов и взбросов, по
которым интенсивно проявлены катаклиз, расщепление и мило-
нитизация. На всем протяжении шва ему соответствует отрицатель-
ное магнитное поле напряженностью не более 200 гамм. Это залеге-
ние, по-видимому, произошло в нижнем палеозое в период формиро-
вания геосинклиналиного прогиба. Юнее шва геосинклиналиные об-
разования хайваринской толщи отсутствуют. В последующие этапы
развития движения вдоль него неоднократно возобновлялись. Наи-
более молотыми были кайнозойские движения. Поднятые блока зем-
ной коры, расположенного к северу от этого шва, обусловило об-
разование Окинских алты.

Помимо структурных швов, на описываемой площади широко раз-

Виды глубинные разломы второго порядка, ограничивающие структурные элементы внутри структурно-фациальных зон, являются, таким образом, пограничными разломами. Таковыми является Оросойский разлом, обрамляющий с северо-запада Окинскую глыбу. Он прослеживается в северо-восточном направлении от верховий пади Хи-Тол через устье р. Хавкты и верховья р. Оросой. На юго-западе он соединяется с Жом-Болокским разломом, на северо-востоке отмечаются его постепенное затухание. Зона разлома имеет сложный характер и представлена серией сближенных субпараллельных кулисообразных разрывов, сопровождающихся интенсивным катклавом и милонитизацией пород. Ширина зоны дробленных пород в верховьях рек Оросой и Хавкты достигает 2-2,5 км. Заложение этой зоны, по-видимому, произошло в конце среднего протерозоя во время формирования Окинской глыбы.

В Верхнечетвертичный период юго-западный участок зоны виденся проводимым каналом для базальтовой лавы. С востока Окинскую глыбу обрамляет Сайлагский сброс, зона которого совпадает с долинами рек Сайлага и Ара-Сайлага. Он сопровождается серией субпараллельных более мелких сбросов и катаклавом пород. Зона Сайлагского разлома имеет мощность 300-500 м. Среди крупных разрывов, заложённых внутри структурно-фациальных зон, наиболее четко выражен Холбинский сброс, проходящий по правобережью р. Хойто-Оки и через верховья рек Холбы, Хиби и Долога. Протяжение его северо-восточное 70-80°, падение почти вертикальное. Зона сброса представлена дробленными милонитизированными породами мощностью 500-600 м. Судя по положению пород хансаринской толщи, поднятым является южный флок, амплитуда вертикального перемещения которого не превышает первых сотен метров.

На площади листа широко развиты и более мелкие разрывы типа сбросов, вбросов. Протяжение их северо-восточное, северо-западное, иногда субширотное; протяженность составляет 2-5 км, до 40-50 км. Вдоль этих тектонических зон породы подвержены дроблению и милонитизации, а также нередко окварцованы и пиритизированы.

Данные аэромагнитной съемки подтверждают выделение структур, за исключением трудно объяснимой отрицательной аномалии в южной части площади (рис. 2).

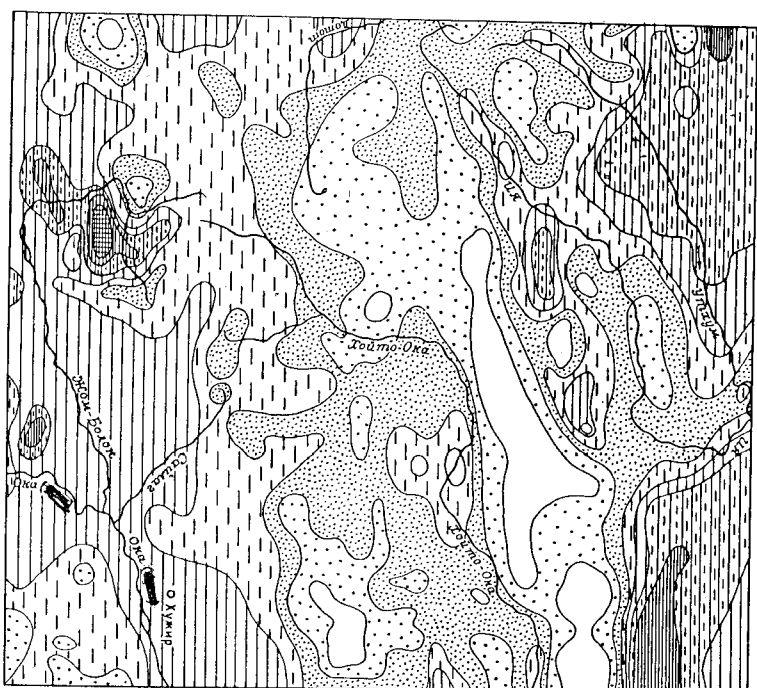


Рис. 2. Карта изолиний ΔT_a . Составлена по материалам Л. М. Шупак (1964 г.)

Интенсивность магнитного поля в миллиэрстедах. Положительные значения ΔT_a : 1 - более 10; 2 - от 5 до 10; 3 - от 2 до 5; 4 - от 0 до 2; отрицательные значения ΔT_a : 5 - от 0 до 2; 6 - от 2 до 5; 7 - от 5 до 10; 8 - менее 10

Главным этапом в развитии района как подвижного пояса и превращении его в консолидированную область явились протерозойский цикл тектогенеза. Начальный период его характеризуется общим геосинклинальным прогибанием и морской трансгрессией, пришедшими к накоплению карбонатно-терригенных осадков шукшудайской и бирюсинской свит. На терриге нижнего и среднего протерозоя происходит сокращение геосинклинальной области за счет формирования на севере района Бирюсинской геосинклинальной зоны. Здесь одновременно с нижнепротерозойской складчатостью формируется палингенная интрузия гранитоидов (оногский комплекс). На оседальной площади продолжается погружение и накопление осадков терригенно-карбонатной формации (Балкитыгтэхэжская свита).

В среднем протерозое поднятым участком являются лишь Бирюсинский блок. В других участках подвижной зоны продолжается накопление карбонатно-терригенных и терригенно-вулканогенных пород жаймынской и ильчирской свит. В конце этого периода отмечаются незначительные перемены в осадконакоплении, происходят складкообразовательные процессы, одновременно с которыми на севере, в пределах Дербинско-Тинской зоны, формируется палингенная интрузия гранитоидов (Дербинский комплекс).

В верхнем протерозое поднятием по-прежнему оставался Бирюсинский горст. На остальных территориях после незначительного перепада продолжается осадконакопление. Вначале оттаиваются породы карбонатной формации (монгошанская свита), а затем вулканогенно-терригенной (дикбинская толща). Вероятно, в это же время обособилась как самостоятельная структура Окнинская глыба. Верхнепротерозойский этап закончился интенсивным складкообразованием, формировавшим интрузий урикского комплекса и общим поднятием района.

Интенсивные тектонические движения возобновились в раннепалеозойское время. В центральной части площади листа начинается дробление консолидированного складчатого протерозойского фундамента и закладывается Хамсаринский геосинклинальный прогиб, границами которого явились Восточно-Саянский и Жом-Болокский структурные швы, отделявшие его от геосинклинальных зон — Дербинско-Удинской и Иркутско-Окинской. Этим зонам в нижнем палеозое были свойственны глыбовые перемещения по разломам. В прогибе накапливается мощная терригенно-эффузивная формация (хамсаринская толща). Нижнепалеозойский этап заканчивается инверсией хамсаринского прогиба, интенсивной складчатостью слагающих его терригенно-эффузивных образований и внедрением интрузий сложного

состава (тангуольский комплекс). С этого времени район входит в область завершенной складчатости.

В среднем палеозое происходит тектоно-магматическая активизация глубоких разломов, по которым внедряются интрузии субшелочных и шелочных гранитоидов оногского комплекса.

Тектоническая активность глубоких разломов в районе сохраняется в верхнем палеозое и мезозое. В карбонное и юрское время в приразломных межгорных прогибах шло накопление континентальных моласс — шибитской и нерингольской толщ.

Кайнозойский этап ознаменовался возобновлением дифференцированных вертикальных движений по разломам. Наибольшее поднятие испытал блок земной коры, расположенный к северу от Жом-Болокского разлома, где сформировалась Окнинская торная цепь. Активизация движений по разломам сопровождалась излиянием базальтовых лав.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Расчленяемая территория представляет собой торную страну, в пределах которой отчетливо выделяются два геоморфологических типа рельефа — высокогорный сильно расчлененный и высокогорный расчлененный (рис. 3). Геологическое строение площади почти не отражается в морфологии земной поверхности, исключение составляет зона крупных разломов, юрские терригенные отложения и четкие зоны крупных разломов. Последние непосредственно выражены в вертикальном орозовании. Последние непосредственно выражены в рельефе. Зоны разломов Главного Саянского, Восточно-Саянского и Жом-Болокского являются границами геоморфологических областей. Между этими разломами располагаются высокогорный сильно расчлененный рельеф. Севернее Восточно-Саянского и южнее Жом-Болокского разломов находится область высокогорного расчлененного рельефа. Расчлененное высокогорье южнее Жом-Болокского разлома за пределами описываемой территории постепенно переходит в высокогорное плато. С крупными тектоническими нарушениями часто совпадают долины рек (например, долины Сорута, Шибита, Сайлага, Ара-Сайлага и др.).

Высокогорный рельеф развивается на большей части территории. В основных чертах он сформирован в период позднечетвертичного торнодолинного оледенения. Главными формами, созданными этим оледенением, являются троповые долины, цирки и кары. Троповые долины имеют корытообразный поперечный профиль, крутые склоны и полуголые днища. Крутизна склонов 40-55°, нередко в верхней части

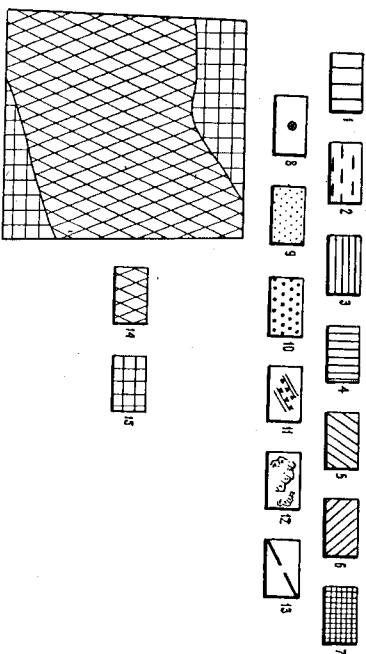
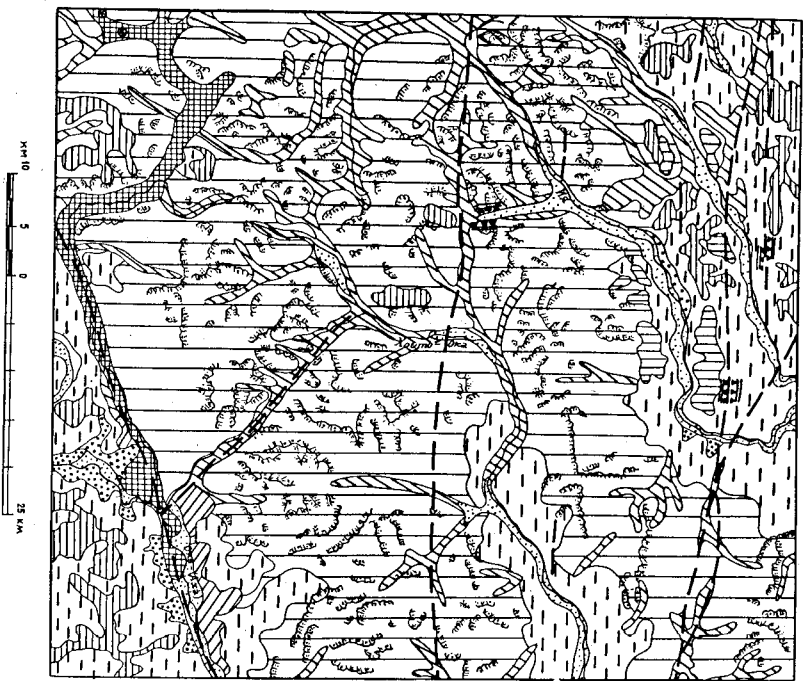


Рис. 3. Геоморфологическая схема

- 1 - склоны троповых долин, ледниковых цирков; 2 - склоны ледниково-эрозийные; 3 - поверхности голыцового выравнивания; 4 - пологие водораздельные поверхности, созданные ледниковыми процессами; 5 - дна троповых долин; 6 - конусы выноса флювио-лидального происхождения; 7 - субгоризонтальная поверхность лавового потока; 8 - шаловые конусы; 9 - поймы и I надпойменные террасы; 10 - террасы высотой 10-12 и 16-20 м; 11 - участки речных перепадов; 12 - гребни харов и цирков; 13 - разломы, выраженные в рельефе; 14 - высокогорный сильно расчлененный рельеф; 15 - высокогорный расчлененный рельеф

их она увеличивается до 70-80°. Склоны крутыми до 50° покрыты средне- и мелкоглыбовыми осипями, более крупные обычно сложены коренными породами. В нижней части склонов отмечаются отполированные ледниками скалы. Смякшаяся, склоны тропов и цирков образуют узкие водораздельные гребни. Абсолютная высота дна тропов 1500-1900 м, водоразделов - 2500-2900 м. Дна троповых долин заполнены отложениями донных и боковых морен. Мощность ледниковых отложений составляет 2-3 м в верховьях долин и 20-40 м и более - в нижнем течении. В устье р. Жом-Болока, в долинах рек Ии и Утхума сохранились конечные морены. На устьях левых притоков р. Оки отмечаются флювиолициальные конусы выноса.

Изменение рельефа в постледниковый период на рассматриваемой части площади было незначительным. Излишне базальтовых лав привело к образованию субгоризонтальной поверхности по днам шам троповых долин р. Жом-Болока и пади Хи-Гол. После заполнения базальтами долины р. Жом-Болока в верховьях ее образовалась подпружное озеро Хара-Нур. Морозно-солифлюкционными процессами в этот период созданы небольшие по площади поверхности голыцового выравнивания. В результате современной и частично позднечетвертичной эрозийной деятельности произошло врезание русел рек в дна шам троповых долин. Комплекс террас на этой территории развит слабо и отмечается только в среднем течении р. Хойто-Оки, где имеется I надпойменная терраса и единичные реликты 20-метровой террасы.

Высокогорный расчлененный рельеф отмечается в бассейнах рек Ии и Утхума, а также на правобережье р. Оки. Сформирован этот рельеф главным образом эрозийными и морозно-солифлюкционными процессами в позднечетвертичное - современное время. Высокогорный расчлененный рельеф по сравнению с сильно расчлененным характеризуется более пологими склонами и меньшими отметками высот. Крутизна склонов колеблется от 15 до 45°. Абсолютные высоты дна долин - 1200-1400 м, водоразделов - 1700-2200 м. Крутые склоны покрыты глыбовыми осипями, пологие - ступинками с древесной и шибнем. На водоразделах обычно развиты поверхности голыцового выравнивания. Дна шам долин рек здесь широкие, осложнены террасами разных высот.

Наиболее богатый комплекс террас развит по р. Оке, в среднем течении р. Ии и нижнем течении р. Утхума. Первая надпойменная терраса имеет высоту 4-5 м, вторая - 10-12 м, третья - 16-20 м. Все они аккумулятивные, лишь по р. Ие, ниже устья р. Соутта и в нижнем течении р. Утхума, известны цокольные террасы. Площади террас ровные субгоризонтальные, ширина их 0,1-0,7 км, иногда

до I-I, 5 км. Четвертая надпойменная терраса (высота 40 м) расположена по рекам Оке, Не и Утхуму, ниже конечных морен. Она сложена песками и галечниками флювиогляциального происхождения и представляет собой реликты вандроных полей.

Возраст современного рельефа посленеогеновый. В неогене район, по-видимому, имел среднегорный рельеф. Резкое усиление тектонических движений в нижнем плейстоцене привело к общему поднятию и расчленению района. В среднечетвертичное время произошло полупокровное оледенение. Ледники занимали широкие долины и межгорные понижения, над ними возвышались водоразделы высотой до 300 м. После полупокровного оледенения до начала долинного оледенения происходит эрозийное расчленение поверхности. В межледниковую эпоху был заложен план речной сети, в общем через сохранившийся до настоящего времени. В позднечетвертичное время новое похолодание и продолжательствует общее поднятие района повлекли за собой повторное оледенение. Поскольку к этому времени район был в значительной степени расчленен, оледенение имело горнодолинный характер. Этим оледенением были уничтожены на большей части площади поверхности выработанные эрозийными процессами, и созданы специфические ледниковые формы рельефа. После исчезновения ледников происходит преобразование ледниковых форм в эрозионные, но на большей части территории листа рельеф до настоящего времени сохранил ледниковый альпийский облик.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листа N-47-XXXIII зарегистрированы проявления железа, меди, полиметаллов, золота, молибдена, тантала и ниобия, графита х/. Наибольший интерес среди них представляют рудопроизведения золота, тантала и ниобия. Проявления других полезных ископаемых имеют лишь поисковое значение.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Титаномагнетитовые руды

Рудопроявления железа (8) обнаружено в верховье р. Хаакты-Ой (правый приток р. Ии) аэроматнитной съемкой (Давыдов, Барышев, х/ Рудопроявления, для которых не указаны первооткрыватели, выявлены авторами при геологической съемке территории листа.

13

1962г). Аэроматнитная положительная аномалия интенсивностью 6000 гамм приурочена к массиву габброидов тангульского комплекса, содержащему титаномагнетитовую и сульфидную минерализацию. Наземной проверкой здесь выявлено шесть линзовидных рудных залежей, ориентированных в широтном направлении согласно мощности габбро (Барышев, Суворов, 1962г). Размеры рудных тел и средние содержания в них железа приведены в табл. 4.

Характеристика рудных тел

Номер рудного тела	Протяженность рудного тела, м	Мощность рудного тела, м	Среднее содержание железа, %
I	800	30	28,9
II	400	60	34,5
III	450	60	31,6
IV	350	50	30,9
V	300	30	30,0
VI	400	50	21,2

Руды вкрапленного типа, контакты их с вмещающими породами нечеткие, распыляемые. Наряду с железом они содержат 5-9% титана, 0,2-0,25% ванадия, 0,06-0,1% серы, 0,03-0,04% фосфора. По составу эти руды можно считать комплексными, из них могут быть получены железо-ванадиевый и титановый концентраты. Вредные примеси - сера и фосфор - связаны с натрием в рудах пирита, пирролина и апатита, которые при обогащении легко удаляются. Условия залегания рудных тел благоприятны для открытой разработки. Рудопроявление расположено в экономически не освоенном районе и в настоящее время не представляет практического интереса.

Цветные металлы

Медь

На площади листа рудопроявления меди установлены на правом склоне долины р. Ара-Сайлыг (27) и в верховье р. Мунгулика (28). По генезису они относятся к гидротермальным и представлены кварцево-халькопиритовой минеральной ассоциацией.

Первое из них приурочено к миконитизированным порфиритам хамсаринской толщи. Минерализованные участки с вмещающей халькопирита, пирита и нелегкими металлами имеют неправильную форму, их площадь не превышает нескольких квадратных дециметров. Спектральным анализом в них установлены (в %): медь 1-3, свинец и цинк 0,3, висмут 0,06, молибден и серебро 0,001-0,003.

Рудопроявление меди в верховье р. Мунгулика, выявленное В.Г. Пономаревым (Пономарев и др., 1962г), расположено в зоне дробления среди биолит-ротавообломочных гранитов огнистого комплекса. Мощность зоны 0,5-2 м, прослеженная длина составляет 30 м. Оруденение распространено крайне неравномерно и не выдержано по простиранию. Рудные минералы, представляющие халькопиритом, пиритом, реже темеритом и сфалеритом, встречаются в виде рассеянной вмещающей и мелких гнездообразных скоплений. Опробованные рудопроявления не производилось.

Полиметаллические руды

Известные на территории листа полиметаллические рудопроявления относятся к двум генетическим типам: скарновому и гидротермальному. Первый тип характеризуется рудопроявлениями Агавинское (26) и Случайное (35), а также рудопроявлениями, расположенные в верховьях рек Арва-Сайгата (29) и Ихэ-Чигота (18). Рудопроявление Агавинское открыто В.Г. Пономаревым (Пономарев и др., 1962г), Случайное - И.А. Кобельским (Кобельский, Алексеев, 1964г) и проявление в верховье р. Ихэ-Чигота - Д.С. Волковым (Волков и др., 1965г).

Рудопроявление Случайное приурочено к контакту известняков Дабинской толщи с гранитоидами тангульского комплекса. Другие три рудопроявления залегает в известняках хамсаринской толщи на контакте их с огнистыми гранитоидами. На всех рудопроявлениях известняки в зоне контакта с интрузивами превращены в гранат-пироксеновые, эпидит-гранат-пироксеновые, гранат-эпидитовые и эпидит-хлоритовые скарны. Скарновые тела имеют неправильную форму, мощность их не превышает 5-7 м, протяженность по простиранию 25-30 м. Рудные минералы - теленит, сфалерит и пирит - образуют в них рассеянную вмещающую, реже гнездообразные скопления размером 15-20 см. Средние содержания свинца составляют 0,5-2%, цинка 1-3%, серебра 20-30 г/т; максимальные содержания свинца 52%, цинка 17,28%, серебра 172,8 г/т.

Проявления гидротермального типа связаны с кварцевыми жилами. Находятся они в верховье р. Мунгулика (24) и на левом склоне

долины р. Дунда-Сала (34). Мощность рудных жил не превышает 25-35 см, протяженность по простиранию 15-20 м. Насыщенность жил рудными минералами (теленитом, сфалеритом и пиритом) незначительна. Содержание свинца и цинка обычно составляют десятые доли процента, серебра 5-10 г/т; в наиболее минерализованных участках установлено 1-5% свинца и цинка и 40-67 г/т серебра.

Полиметаллический в верховье р. Мунгулика и на левобережье р. Оки выявлены шиховые ореолы рассеяния теленита (25,30, 31). Металлогенетической съемкой в бассейнах рек Зуун-Арв и Мунгулика установлены вторичные ореолы рассеяния свинца с содержанием 0,01-0,03% (14, 22, 23, 33). Эти ореолы, по-видимому, связаны с зонами скарнов и могут иметь поисковое значение.

Б л а т о р о д н ы е м е т а л л ы

Золото

На площади листа известно два рудопроявления золота. Пространственно они связаны с гранитоидами II фазы тангульского комплекса.

Рудопроявление У т х у м с к о е (4) расположено в верховье р. Утхума и приурочено к зоне дробления в кислых эффузивах хамсаринской толщи и гранитоидах тангульского комплекса. Пространение зоны северо-восточное, мощность ее от 20-30 до 100-150 м, протяженность составляет 500-800 м. Порода в зоне окварцованы, серицитизированы, хлоритизированы и сульфидизированы. Из рудных минералов здесь присутствуют пирит, теленит, халькопирит, сфалерит и магнетит, отмечаются в виде неравномерно рассеянной вмещающей. Золото в количестве 1-3 г/т фиксируется пробирным анализом на участках наиболее интенсивного окварцования и сульфидизации пород. В верховье р. Утхума обнаружены также шиховой ореол рассеяния золота (5). Знаки золота в рыхлых отложениях присутствуют не только в бассейне кляча, где расположено рудопроявление, но и в аллювии других клячей, что позволяет судить о возможности нахождения в этом районе новых золоторудных зон.

Рудопроявление К о н е в и н с к о е (32) находится в верховье р. Ехе-Сатан-Сайр (левый нижний приток р. Сайгата). Здесь в массиве тангульских гранодиоритов залегает кварцевая жила, содержащая видимое золото. Простирание ее северо-западное 310°, падение северо-восточное под углом 70-75°. Жила прослежена по простиранию на 8 м; северо-западный фланг ее скрыт под леднико-

ВЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ, ВОСТОЧНЫЙ - ЗАВЯЗЕН КРУПНОТОННЫМИ ОСЫПЬЮ. МОЩНОСТЬ ЖИЛЫ НА ОТКРЫТОМ ИНТЕРВАЛЕ СОСТАВЛЯЕТ 10-12 см, в раздубе на северо-западном фланге достигает 40 см. Из рудных минералов в кварцевой жиле присутствуют пирит, халькопирит, тетраэдит, блеклые руды, малахит, висмутит и золото. Последнее распространено крайне неравномерно и тяготеет к участкам жилы, обогатенным сульфидными и тетраэдитом. Золото встречается в виде неправильных дендритообразных зерен размером от долей миллиметра до 1,5 мм. Цвет его зеленовато-желтый, реже золотисто-желтый. Рудные минералы отмечаются также во вмещающих породах со стороны лежачего бока жилы. Мощность оруденных вмещающих пород составляет 10-20 см, на отдельных участках увеличивается до 60-70 см. Содержание золота, определенные пробирным анализом, составляют от 77,6 до 246,8 г/т в кварцевой жиле и 5,6 г/т в минерализованных вмещающих породах. Содержание золота в кварцевой жиле весьма высокое, и даже при незначительной мощности она представляет интерес.

Полимо рудопроявления золота на левобережье р. Сайката и в бассейне р. Муниторги наблюдаются кварцевые жилы с включенностью пирита, галенита и халькопирита. Они приурочены к зоне дробления и катаклиза, проследивающейся в субшироком направлении от Сайкатского сброса по левобережью р. Оки. Мощность кварцевых жил от 10-30 см до 1,5-2 м, протяженность их по просиранной составляет 30-40 м, реже до 100-200 м. В зонах интенсивного дробления и расслаивания отмечается неравномерная пиритизация пород. Содержание золота в кварцевых жилах и пиритизированных породах не превышает 0,3 г/т, при этом наибольшая концентрация металла фиксируется главным образом в жилах и пиритизированных зонах, расположенных в пределах массива таннуольских гранитоидов. Знаки золота встречаются также в аллювии некоторых притоков рек Сайката, Муниторги и в верховье р. Халбан-Хара-Тона. На основании этих данных площадь левобережья р. Оки можно считать перспективной на рудное золото.

Р е д к и е м е т а л л

Молибден

В последние годы на рассматриваемой территории открыт ряд проявлений молибдена различных рудных формаций. На левобережье среднего течения р. Хойто-Оки рудопроявление молибдена (9) расположено в известняках хамсаринской толщи, слывших ксенолит среди Охотит-роговообманковых сиенитов. На контакте с сиенитами,

инициал в некотором удалении от него, в известняках отмечаются зоны скварнов гранат-диопсидового состава. Мощность зон скварнированных пород 0,2-0,4 м, протяженность их по простиранию не превышает 15-20 м. Молибденит в скварнах встречается в виде редкой тонкой включенности, иногда образует розетки размером 0,5-1 см.

На правобережье р. Хойто-Оки (11) молибденовая минерализация приурочена к линзе окварцованных гранитов огнистого комплекса. Простирание ее субширотное, мощность 0,5-0,7 м, протяженность 5-6 м. Молибденит здесь мелкозернистый, образует гнездообразные скопления, тонкие прожилки и рассеянную включенность. По данным химических анализов двух бороздочных проб, содержание молибдена в этой линзе достигает 1-3%.

В верховье р. Оросой (21) и в бассейне р. Сатан-Шулуты (36) редкая включенность крупночешуйчатого молибденита отмечается в жилах мелкозернистых гранитов и перматитов, а также во вмещающих их гранитоидах огнистого комплекса. Масштабы этих проявлений незначительны, содержание молибдена не превышает сотых долей процента.

В рыхлых отложениях района часто встречаются знаки молибденита. Выявленные шиховые ореолы рассеяния этого минерала (2, 15, 16) приурочены к подым развития огнистых гранитоидов и имеют поисковое значение.

Тангал и ниобий

В процессе проведения геологической съемки авторами в пределах территории листа N-47-XXIII выявлено несколько рудопроявлений тангала и ниобия, которые по генезису относятся к двум типам - перматитовому и метасоматическому. Последние связаны с жилами амезонитовых гранитов и зонами тектонических нарушений.

Рудопроявления перматитового типа расположены на левобережье р. Хунды-Арм (10) и в верховье р. Оросой (20). Перматитовые жилы здесь малоочисленны, залегают они в трещинах огнистого комплекса и в кислых эффузивных хамсаринской толщи. Мощность их обычно не превышает 30-50 см, в раздубах достигает 3-5 м, протяженность по простиранию составляет 150-200 м. Промышленные содержания пегматикси тангала (от 0,012 до 0,043%) и пегматикси ниобия (от 0,150 до 0,435%) установлены в отдельных небольших участках жил, разобщенных между собой безрудными промежулками.

Рудопроявления, связанные с жилами амезонитовых гранитов, известны на левобережье р. Хойто-Оки (17) и в бассейне р. Оросой

(19). Жилы этих гранитов имеют незначительные размеры, содержание нисобия в них, по данным спектрального анализа, не превышает 0,06-0,1%.

Рудопроявления, приуроченные к зонам тектонических нарушений, выявлены в среднем течении р.Хойто-Оки (Солнечное, 12), на левобережье р.Дом-Болока (37,38) и в бассейне р.Сайлата (40).

Рудопроявление Солнечное расположено в зоне дробления средних гранитоидов огнистого комплекса, осадочных и эффузивных пород хамсаринской толши. Простирание зоны субширотное, падение северное, под углом 75-85°. Мощность ее колеблется от 50 до 300 м, протяженность по простиранию достигает 5000 м. В пределах зоны породы окварцованы, альбитизированы и пиритизированы, реже флюоритизированы, карбонатизированы и пиритизированы. Наиболее интенсивной переработке подвержены гранитоиды; на отдельных участках они превращены в эфириновые, гематит-риббитовые и альбит-кварцевые апограниты, содержащие неравномерно расценную окварцованность цирконита, феррикорита, монацита, паризита, пироксидов, чаркенина, а также галенита, молибденита и титаномалектита. Для участков с промышленной концентрацией рудных минералов характерна повышенная радиоактивность - 100 мкР/час и более. В центральной части зоны по результатам химических анализов выделено рудное тело с бортовым содержанием пентокиси тантала 0,010% и пентокиси нисобия 0,1%. Максимальное содержание пентокиси тантала в нем 0,032%, пентокиси нисобия - 0,32%, среднее содержание соответственно равно 0,017 и 0,16%.

По простиранию рудное тело вскрыто на 400 м. Мощность его на западном фланге достигает 15 м; на восточном фланге рудное тело разветвляется и постепенно выклинивается. Его средняя мощность составляет 8 м. Помимо этого в пределах зоны известны еще ряд рудных тел с промышленными концентрациями тантала и нисобия; прослеживание их не производилось. Кроме тантала и нисобия руды содержат уран от 0,001 до 0,015%, бериллий 0,01-0,054%, цирконий до 1%, церий, свинец 0,1-0,2%, тантан, иттрий, торий, цинк, гафний, олово, литий 0,01-0,06%, иттербий, галлий, молибден, серебро 0,001-0,003%. Рудопроявление Солнечное, по нашему мнению, требует детального изучения.

Другие рудопроявления тантала и нисобия (37,38,40) также связаны с зонами тектонических нарушений в огнистых гранитах. Они имеют незначительные размеры; мощность рудных тел здесь не превышает 0,3-0,5 м, протяженность - 15-20 м. Содержание пентокиси тантала в них составляет 0,016-0,064%, пентокиси нисобия - 0,14-0,75%.

Выявленные на площади листа Шлиховые ореолы рассеяния тантало-нисобиевых минералов (6,7,13) и металлогенетические ореолы нисобия (1,3) пространственно приурочены к огнистым гранитоидам. Эти ореолы имеют поисковое значение.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Графит

Проявления графита известны на левобережье р.Дом-Болока (39,41,42,43) и в верховье р.Орлик (44). Расположены они в известняках Балкытхемской и Монгошанской свит на контактах с траппами саянского комплекса. Мощность рудных тел не превышает 0,5-0,8 м, протяженность составляет несколько метров. Графит представлен мелкокристаллическим агрегатом, содержание его по визуальной оценке достигает 50-70%.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Пригодными для строительства материалами на площади листа являются известняки и вулканические туфы.

Известняки Балкытхемской, Монгошанской свит и хамсаринской толши могут быть использованы для получения извести, а также в металлургической и химической промышленности. Анализы этих известняков показали содержание CaO 47-53%, MgO 0,6-2%, Fe_2O_3 0,2-0,5%, Al_2O_3 0,1-0,4%, P_2O_5 0,01-0,03% и SiO_2 0,12-2%. Запасы их практически неисчерпаемы.

Вулканические туфы состоят потухшие вулканы в верховье пади Хи-Тол. Они представлены сильно пористыми разновидностями и имеют небольшой удельный вес. Ориентировочно запасы их составляют 1,5-2 млн.м³.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА И РЕКОМЕНДАЦИИ О НАПРАВЛЕНИИ ДАЛЬНЕЙШЕЙ РАБОТЫ

На основе региональных металлогенетических исследований на площади листа М-47-ХХУШ выделены две разновозрастные и разногенные одна на другую металлогенетические зоны: Средне-Окинская и Иско-Самсарьская (Волков и др., 1965ф). Первая из них сформировалась в раннекаледонскую металлогенетическую эпоху, которую характеризует железорудная, золоторудная и полиметаллическая минерализация, связанная с гранитоидными баволитами таннудольского

интрузивного комплекса. Формирование Иско-Самсальской зоны обусловлено процессами тектоно-метаморфической активизации, охватившей район в среднем палеозое. Известные в этой зоне многочисленные рудопроявления тангала и ниобия, молибдена, меди и полиметаллов связаны с трещинными интрузивными щелочными и субщелочными гранитоидов оolitическим интрузивного комплекса. Проявления эндогенных полезных ископаемых в большинстве случаев контролируются глубинными разломами, но оруденение, как правило, локализуется в оперяющих разрывах, особенно в местах их пересечения.

Анализ закономерностей пространственного размещения рудопроявлений, их приуроченности к определенным структурам и интрузивным комплексам позволяет выделить на изученной территории четыре рудных зоны: Мунгоргинскую золоторудную, Хойто-Окинскую, Оросойскую и Жом-Болокскую редкометалльную (рис. 4).

Мунгоргинская золоторудная зона протягивается в субширотном направлении через бассейны рек Сайгата, Мунгорги и верховья р. Хайган-Хара-Тол. Ее контролирует серия разломов, сопровождаемых широкой полосой катквизированных и рассланцованных пород. Ширина зоны составляет 6-8 км. В пределах ее расположены конезинское рудопроявление золота, полиметаллическое проявление (34), а также многочисленные кварцевые жилы. Зона перспективна на золото.

Хойто-Окинская редкометалльная зона охватывает бассейн р. Хойто-Оки и верховья р. Ии. Она контролируется Хойтинским разломом и оперяющими его разрывами. Ширина зоны достигает 10-12 км, протяженность составляет десятки километров. В ней известны рудопроявления тангала и ниобия (10, 12), молибдена (9, 11), шиховые оруденения молибдена и тангало-ниобиевых минералов. В пределах этой зоны необходимо вести поиски тангала, ниобия и молибдена.

Оросойская зона редкометалльного оруденения протягивается в северо-восточном направлении от южной оконечности оз. Хара-Нур до верховья р. Хойто-Оки вдоль Оросойского разлома. Ширина ее составляет 6-8 км, протяженность около 30 км. К этой зоне приурочены рудопроявления тангала и ниобия (17, 19, 20), молибдена (21, 26). Эти элементы могут быть обнаружены в пределах зоны в промышленно интересных концентрациях.

Жом-Болокская редкометалльная зона выделяется вдоль одноименного глубинного разлома. Ширина ее составляет 4-5 км. В ней известны три рудопроявления тангала и ниобия (37, 38, 40).

В пределах выделенных на площади листа рудных зон рекомендуется провести геологическую съемку масштаба 1:50 000. В первую

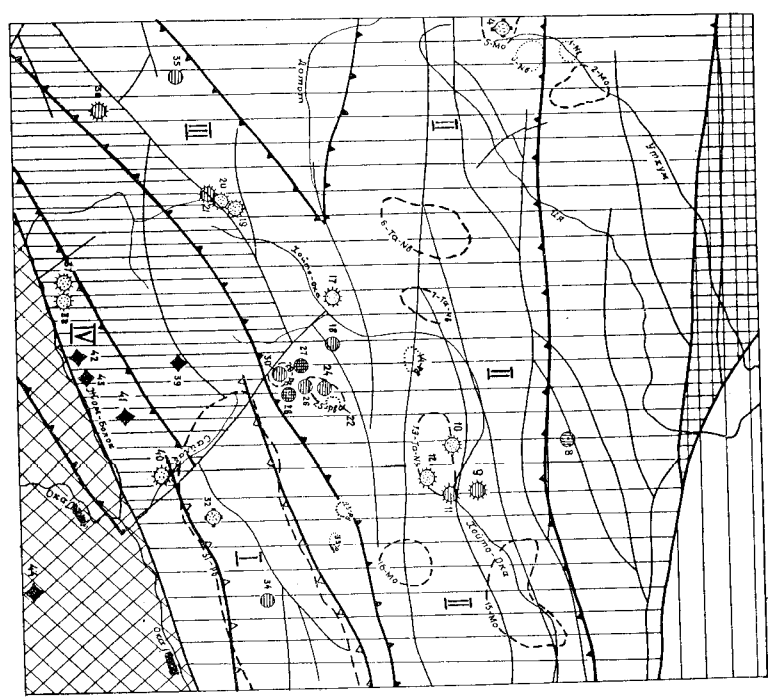
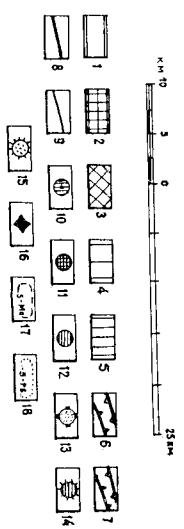


Рис. 4. Прогнозно-металлогеническая схема



1 - Вирсинский горст; 2 - Восточно-Саянский антиклинорий; 3 - Окинская глыба, Рудные зоны; 4 - Равнинно-Саянский синклинорий; 5 - Окинская глыба, Рудные зоны; 6 - Равнинно-Саянский синклинорий; 7 - позднекаледонские (на схеме обозначены римскими цифрами: I - Мунгоргинская, II - Хойто-Окинская, III - Оросойская, IV - Жом-Болокская). Разрывные нарушения: 8 - главные структурные швы; 9 - прочие разрывные нарушения. Проявления полезных ископаемых: 10 - железа; 11 - меди; 12 - полиметаллов; 13 - золота; 14 - молибдена; 15 - тангала и ниобия; 16 - графита; 17 - шиховые оруденения; 18 - солевые оруденения

очередь необходимо изучить территории листов N-47-104-B, N-47-116-A и N-47-116-B (левобережье р.Хойто-Оки, бассейны рек Мунгулика, Ары и Мунгорги, левобережье р.Саймата). Эта территория охватывает сочленение Хойто-Окинской и Оросойской речковых тайных зон, Мунгоргинскую золоторудную зону и перспективна на галит, нитрат, редкоземельные элементы и золото, наряду с этим здесь могут быть выявлены практически интереснее проявления молибдена, меди и полиметаллов.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Гидрогеологические условия региона тесно связаны с появлением местной развитой здесь многолетней мерзлотой, от которой во многом зависит накопление, питание и разгрузка подземных вод. С этой точки зрения подземные воды района разделяются на надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные. Специальные их изучения на площади листа не проводились.

На территории водны распространены повсеместно как в долинах рек, так и на водоразделах. Глубина их залегания определяется мощностью дельтового слоя, обусловленной различной обогриваемостью склонов. На заболоченных водоразделах и северных склонах она составляет 0,5-0,8 м, на южных и юго-западных - 2 м; в долинах рек Оки, Жом-Болока, Ии и Утхума, где существует постоянные талики, мощность дельтового слоя, по-видимому, превышает 10 м. Водупором надмерзлотных вод служат верхняя поверхность многолетней мерзлоты или скальные породы. Питание их происходит за счет атмосферных осадков, залегают они главным образом в рыхлых четвертичных отложениях. Наиболее интенсиный подземный сток отмечается в долинах рек Жом-Болока, Оки, Утхума и Ии. Поверхностные воды многочисленных мелких притоков этих рек при выходе в долину исчезают. В долине р.Жом-Болока, выше оз.Бурусуйт-Нур, поверхностный сток воды совершенно отсутствует; это обусловлено трещиноватостью перекавышавших их базальтов. На крутых склонах, где мощность рыхлых отложений незначительна, надмерзлотные воды выходят на дневную поверхность в нижней части склонов. Выходы этих источников обычно связаны с величинами осадков, достигают 15-20 л/мин. Там, где покров рыхлых отложений отсутствует, надмерзлотные воды циркулируют в коренных породах и выявляются трещинными. По химическому составу надмерзлотные воды относятся к гидрокарбонатным кальциево-натриевым с величинами сухого остатка 0,2-0,4 г/л. Их общая жесткость колеблется в пределах 7-13%. По качеству эти воды пригодны для питьевого и технического водоснабжения.

Межмерзлотные и подмерзлотные воды на площади листа непосредственно не наблюдались. Их существование можно предположить на основании данных гидрогеологического изучения скважин на Боготольском и Боксонском месторождениях (Волколаков, 1962). На описываемой территории, в устье р.Соруг и на левобережье р.Оки, расположены восходящие источники, не замерзавшие в зимнее время. Они приурочены к мощным зонам тектонических нарушений, по которым, вероятно, осуществляется разгрузка межмерзлотных или подмерзлотных вод. Дебит этих источников не превышает 200-300 л/мин.

ЛИТЕРАТУРА

О п у б л и к о в а н н а я

Адамович А.Ф., Гросвальд М.Г. Новые данные о вулканах Кропоткина и Перетолчина. В сб.: "Мат-лы по региону геологии", вып.5, ВАГТ. М., 1959.

Волколаков Ф.К. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Восточно-Саянская, лист N-47-XXXX. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1962.

Гольман Е.И. О находке каменноугольных отложений в центральной части Восточного Саяна. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 40. Л., 1960.

Добров В.Е. Геологическое строение Гутара-Бирдинского слободского района. Воронежск. гос. ун-т. Воронеж, 1958.

Донин А.Л., Маньяков И. В.К. Основные черты спратитрафий восточной части Восточного Саяна. "Советская геология", № 4, 1961.

Дубинин П.В., Рик Д.Л. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Восточно-Саянская, лист N-47-XXIX. Объяснительная записка. Изд-во "Недра", 1965.

Кен А.Н. О девонском магматизме Тувы и Западного Саяна. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 53. Л., 1963.

Кривой И.Н., Мануйлов М.М. и др. Петрография метаморфических и магматических пород Восточного Саяна. В сб.: "Петрография Восточной Сибири". ЛАТЕН АН СССР. М., 1962.

Махин Г.В. О докембрии крайнего востока Тувы. В сб.: "Мат-лы по региону геологии", вып.5. ВАГТ. М., 1959.

Мануйлов Ф.Л. Сопоставления нижнепалеозойских трианкоидов Восточной Тувы и восточной части Восточного Саяна. Вестн. Ленингр. гос. ун-та, сер. геол. и географ., № 6. Л., 1962.

М и т р о ф а н о в Ф.П. Протерозойские и нижнепалеозойские гранитоиды некоторых структурно-фацциальных зон восточной части Восточного Саяна. Автореф. Дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук. ДАТГД АН СССР. Л., 1963.

Н и к и т и н а Л.П., Х и л ь т о в а В.Я. и др. Разнообразные процессы омоложения в докембрийских породах Восточного Саяна. Тр. ДАТГД АН СССР, вып. 19. Л., 1964.

О б р у ч е в С.В. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5-6, 1942.

О б р у ч е в С.В. Молодые движения и излияния базальтов Саяно-Тувинского нагорья. "Землеведение", нов. серия, т. III, 1950.

С е м и х а т о в М.А., Х о м е н т о в с к и й В.В.

Стратиграфия докембрийских отложений западной части Восточного Саяна. ДАН СССР, т. 110, № 2, 1956.

С у л о е в А.И., Т и м о ф е в В.Н. и др. Геологическое строение, магматизм и история развития северо-восточной части Восточно-Саянского складчатого массива. Тр. ВИС, нов. сер., вып. 8. М., 1962.

Т е р н е р Ф.Дж., Ф е р г у х е н Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород (перев. с англ.). М., изд-во иностран. лит-ры, 1961.

Х и л ь т о в а В.Я., К р н л о в И.Н. Докембрий центральная часть Восточного Саяна. В сб.: "Докембрий Восточного Саяна", под ред. А.А. Подканова. Тр. ДАТГД АН СССР, вып. 18. М.-Л., 1964.

Х о м е н т о в с к и й В.В., С е м и х а т о в М.А., Р е п и н а Л.Н. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна. В кн.: "Региональная стратиграфия СССР", т. 4. ГИИ АН СССР. М., 1960.

Х р е н о в П.М., К о м а р о в Ю.В. и др. О вулкано-плутонических позах юга Восточной Сибири. ДАН СССР, т. 160, № 6, 1965.

Ш е н к м а н Я.Д. К вопросам об интрузивных комплексах Восточной Тувы. В сб.: "Мат-лы по регион. геологии", вып. 5. ВАГТ, М., 1959.

Ф о н д о в а я

А н а н ь и н В.А., А н а н ь и н а И.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части хребта Обручева (Вост. Саяны). Окончательный отчет Илгейской партии по результатам поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000 в преде-

лах листов М-47-117-А и Б за 1963-1964 гг. БГУ, Улан-Удэ, 1965.

А р с е н ь е в В.П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Восточно-Саянская, лист М-47-XXXXI. Объяснительная записка (авторск. вар.). БГУ, Улан-Удэ, 1962.

Б а р н ш е в А.С., С у в о р о в А.В. Отчет по аэрогеофизическим исследованиям, проведенным в центральной части Восточного Саяна Алыгджерской партией в 1961-1962 гг. ИТУ, Иркутск, 1963.

Б л ю м е н ц в а й т В.И., Ш у п а к Л.М. Отчет о работах Саянской аэромагнитной партии № 23/60 за 1960 г. Востсибнефтегеофизика - ИТУ, Иркутск, 1961.

В о л к о в Л.С., К о п е й к и н а Т.В. и др. Металлогеническая и прогнозная карты Окино-Китойского рудного района масштаба 1:200 000 (Восточный Саян). Отчет по теме № 10 за 1963-1965 гг. БГУ, Улан-Удэ, 1965.

Г о р с т В.Я. Отчет Саянской партии № 91 о результатах поисковых работ за 1960 г. Спецализир. акти., Иркутск, 1961.

Д а в ы д о в В.Ф., Б а р н ш е в А.С. Отчет по аэрогеофизическим исследованиям, проведенным партией № 29/61 в центральной части Восточного Саяна в 1961 г. Востсибнефтегеофизика - ИТУ, Иркутск, 1962.

Д о д и н А.Л., Г о л ь м а н Е.И. и др. Геологическое строение среднего течения рек Иркутта, Китон и верховья Ли и Удм. Восточный Саян (отчет Вост.-Саянской группы партии). ВСЕГЕИ, Л., 1961.

Д о д и н А.Л., К о н и к о в А.З. и др. Стратиграфия докембрийских образований Восточного Саяна (отчет Орликской партии по работам 1960-1962 гг.). ВСГЕИ, Л., 1962.

Д у б и н П.В., Р и к Л.П. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Оки (отчет Черно-Талинской партии за 1956-1958 гг.). ИТУ, Иркутск, 1959.

К о б е л ь ц к и й И.А., А л е к с е в а О.П. Магнитные по геологии бассейнов рек Сенца и Джамбалыка (окончательный отчет Восточно-Саянской партии за 1943 г.). ИТУ, Иркутск, 1946.

Л и х о в и ц к и й В.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Восточно-Саянская, лист М-47-XXII. Объяснительная записка (авторск. вар.). ВАГТ, М., 1962.

М а х и н Г.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Восточно-Саянская, лист М-47-XXXI. Объяснительная записка (авторск. вар.). ВАГТ, М., 1961.

Н о з д р и н П.И. Геологическое строение водораздела рек Джомолок и Хойто-Оки (отчет о результатах геологоокисных работ Окинской партии за 1946 г.). ИТУ, Иркутск, 1947.

О б р у ч е в С.В. Район верховий рек Оки и Белой (Восточный Саян). Полный отчет начальника Саянской геологосъемочной партии за 1939 г. ВСТУ, Иркутск, 1940.

О б р у ч е в С.В. Верховья Оки, Ми и Удн. Полный отчет Саянской геологосъемочной партии за 1940 г. ВСТУ, Иркутск, 1941.

П е л е п я г и н В.И., М а н я х и н В.П., У т к и н Ю.П. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Жом-Болока, Хойто-Оки и верховьев Ми. Лист N-47-ХХУШ (отчет Хойто-Окинской партии за 1963-1966 гг.). БТУ, Улан-Удэ, 1967.

П о м н т о в Г.С., И в а н о в Н.А. Отчет о работах Восточно-Саянской травиразведочной партии № 33/65 за 1965 г. Востсибнефтегеофизика - ИТУ, Иркутск, 1965.

П о н о м а р е в В.Г., К в а с н и к о в В.В. и др. Отчет Саянской партии № 125 о результатах поисковых работ за 1961 г. Спецализир.эксп., Иркутск, 1962.

П о л о в П.А. Результаты травиметровой съемки территории Бурятской АССР в масштабе 1:1 000 000 по состоянию на 1 ноября 1965 г. (отчет о работах травиметровой партии за 1963-1965 гг.). БТУ, Улан-Удэ, 1966.

Р у д н е в В.П., К а н д а л о в а Л.Я. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Восточно-Саянская, лист N-47-ХХI. Объяснительная записка (авторск.вар.). ИТУ, Иркутск, 1961.

Т а к а и ш в и л и Г.К., Е р х о в В.Ф. Отчет Сархойской партии по геологической съемке масштаба 1:200 000 за 1960 г. (северо-западная часть листа N-47-ХХIV), Восточный Саян. БТУ, Улан-Удэ, 1961.

Т а к а и ш в и л и Г.К. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Восточно-Саянская, лист N-47-ХХIV. Объяснительная записка (авторск.вар.). БТУ, Улан-Удэ, 1962.

Т а к а и ш в и л и Г.К. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Восточно-Саянская, лист N-47-IV. Объяснительная записка (авторск.вар.). БТУ, Улан-Удэ, 1962.

Т а с к и н А.П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Восточно-Саянская, лист N-47-ХХI. Объяснительная записка (авторск.вар.). ИТУ, Иркутск, 1961.

Т и х о н о в В.Д., Н а у м о в а Е.И. О поисково-разведочных работах на Хара-Нурском, Аршан-Гольском и Торокском рудопроявлениях в Восточных Саянах. ИТУ, Иркутск, 1952.

Ф л о р е н с о в Н.А. Геологическое строение и условия заложности верховьев рек Оки и Урика (отчет по работам 1937 г.). Байкалзолото, Иркутск (фонд БТУ), 1937.

Ф о м и н Ю.П., Э д е л ь м а н В.И. и др. Геологическое строение бассейнов рек Утхума, Шибига и Дурломжи. Оценка перспектив докситиноности (северная часть листов N-47-ХХУШ и ХХУШ). Отчет Тофанарской партии за 1964 г. ИТУ, Иркутск, 1965г.

Приложение I

СПИСОК
МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ п/п	Фамилия и имя Цивиль автора	Название работы	Год составления или издания	Место хранения или место издания
1	2	3	4	5
1	Барышев А.С., Суворов А.В.	Отчет по аэрогеофизическим исследованиям, проведенным в центральной части Восточного Саяна Адылджерской партией в 1961-1962 гг.	1963	ИГУ, Иркутск
2	Волков Л.С., Колейкина Т.В. и др.	Металлогеническая и прогнозная карты Окинского рудного района масштаба 1:200 000 (Восточный Саян). Отчет по теме № 10 за 1963-1965 гг.	1965	БГУ, Улан-Удэ
3	Давыдов В.А., Барышев С.А.	Отчет по аэрогеофизическим исследованиям, проведенным партией 29/61 в центральной части Восточного Саяна в 1961 г.	1961	Востсиб-нефтегеофизика - ИГУ, Иркутск
4	Кобелницкий И.А., Алексеева О.П.	Материалы по геологии бассейнов рек Сэнци и Джамбалыка (окончательный отчет Восточно-Саянской партии за 1943 г.)	1946	ИГУ, Иркутск
5	Петельгин В.И., Маньхин В.П., Уткин Ю.П.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Жом-Болона, Хойто-Оки и Верховья	1967	БГУ, Улан-Удэ

1	2	3	4	5
6	Пономарев В.Г., Квасников В.В. и др.	Отчет Саянской партии № 125 о результатах поисковых работ за 1961 г.	1962	Специализир. эксл., Иркутск
7	Тихонов В.Д., Наушова Е.И.	Отчет о поисково-разведочных работах на Харанурском, Аршан-Гольском и Торокском рудопроявлениях в Восточных Саянах	1952	ИГУ, Иркутск

Приложение 2

СПИСОК
ПРОВЯЩЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ
N-47-ХХШ КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА
1:200 000

1	2	3	4	5	6
---	---	---	---	---	---

№ по карте	Индекс на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ исходного материала по списку (прилож. 1)	Примечание
8	П-3	Верховье р. Хаакмиг-Ои	Титаномагнетитовые руды крупного типа в основных породах габброидского комплекса. Содержание железа 21,2-34,2%, титана 5-9%	1, 3	
Ц в е т н ы е м е т а л л ы					
27	Ш-3	Правый склон долины р. Арзасайлы	Медь Минерализованные гнезда в мигматизированных породах хамсаринской толши содержат 1-3% меди	5	Рудные минералы - халькопирит, пирит, малая хит
26	Ш-3	Атавинское	Полиметаллические руды Скарны на контакте известняков монголинской свиты с гранитоидными породами габброидского комплекса, содержат до 52% свинца и 8,4% цинка	5	Рудные минералы - галенит, сфалерит и пирит
35	Ю-1	Стучайное	Скарны, залегающие на контакте известняков джбинской толши с гранитоидными породами габброидского комплекса, содержат до 52% свинца и 8,4% цинка	7	То же
28	Ш-3	Верховье р. Мунгулик	Минерализованные гнезда в зоне дробления гранитов оптического комплекса	6	Рудные минералы - халькопирит, пирит, гематит и сфалерит
18	Ш-2	Басеин р. Ижа-Чигол	Скарны, залегающие на контакте известняков монголинской свиты с гранитоидными породами габброидского комплекса, содержат 1% свинца, 6% цинка, 0,8 г/т золота и 38,4 г/т серебра	2	" "

1	2	3	4	5	6
29	Ш-3	Верховье р.Ара-Сайлыт	Скарны на контакте известняков хамсаринской толщи с гранитивами огнистого комплекса содержат 1% свинца, 3% цинка и 20 г/т серебра	5	Рудные минералы - галенит, сфалерит и пирит
24	Ш-3	Верховье р.Мунгулик	Кварцевая жила, содержащая 4,97% свинца, 3,38% цинка, 67,6 г/т серебра	5	Рудные минералы - галенит и сфалерит
34	Ш-4	Верховье р.Дунда-Сагаа	Кварцевая жила, содержащая 0,3% свинца, 1% цинка, 0,06% мышьяка, 20 г/т серебра	5	
25	Ш-3	Верховье р.Мунгулик	Ореол рассеяния галенита по данным шликхового опробования	5	
30	Ш-3	Верховье р.Ара-Сайлыт	То же	5	
31	Ш-3,4 IV-3,4	Левобережье р.Оки	"	5	
14	П-3	Среднее течение р.Мунгулик	Ореол рассеяния свинца по данным металлометрического опробования	5	
22	Ш-3	Верховье р.Мунгулик	То же	5	
23	Ш-3	Верховье р.Зуун-Арм	"	5	
33	Ш-4	Верховье р.Зуун-Арм	"	5	

1	2	3	4	5	6
		Благородные металлы			
32	Ш-3	Коневинское	Кварцево-сульфидная жила в тангуольских гранодиоритах, содержащая до 246,8 г/т золота	5	Рудные минералы - пирит, халькопирит, телуримит, легкие
			Золото		Руды, ма-лахит, висмутин и золото
			В зоне дробления кислых эффузивов хамсаринской толщи содержание золота 1-3 г/т	5	Породы в зоне окварцованы, серицитизированы и сульфидизированы
		Верховье р.Улхум	Ореол рассеяния по данным шликхового опробования	5	
		Редкие металлы			
		Молібден			
9	П-3	Левобережье среднего течения р.Хойто-Оки	Редкая вкрапленность молибденита в скарнированных известняках хамсаринской толщи	5	

1	2	3	4	5	6
11	П-3	Правобережье Среднего течения р. Хойто-Оки	В зоне окварцевания гранитов огнистого комплекса содержится 1-3% ниобия	5	
21	Ш-2	Верховье р. Оросой	Вкрапленность крупночешуйчатого молибдена в жилах гранитов и пегматитов, а также во вмещающих их гранитоидах огнистого комплекса	5	
36	IV-1	Бассейн р. Саран-Шулуты	То же	5	
2	I-1	Верховье р. Утхум	Ореол рассеяния молибдена по данным шлихового опробования	5	
15	П-4	Среднее течение р. Хойто-Оки	То же	5	
16	П-4	Бассейн р. Мань-Ары	"	5	
12	П-3	Солнечное	Тангала и ниобий В зоне дробления эгириновые, темалит-рибекитовые и альбит-кварцевые автоприты огнистого комплекса содержат 0,017% пентокси тантала и 0,16% пентокси ниобия, а также 0,01-0,054% берил-	5	Околорудные изменения выражены в окварцевании, альбитизации и темалитизации пород. Главные

1	2	3	4	5	6
10	П-3	Левобережье р. Хунды-Ары	Пегматитовые жилы огнистого комплекса, содержащие пентокс тантала до 0,043%, пентокс ниобия 0,435%	5	рудные минералы - паризит, пирохлор, чезкенит, цирколит и ферритортит
17	Ш-2	Левобережье р. Хойто-Оки	Жилы амезонитовых гранитов, содержащие по данным спектрального анализа 0,06-0,1% ниобия	5	
19	Ш-2	Верховье р. Оросой	То же	5	
20	Ш-2	Верховье р. Оросой	Пегматитовые жилы огнистого комплекса, содержащие по данным спектрального анализа 0,06-0,1% ниобия	5	
37	IV-2	Левобережье р. Жом-Болок	Минерализованные участки в зоне дробления огнистых гранитов, содержащие 0,016-0,064% пентокси тантала, 0,14-0,75% пентокси ниобия	5	рудные минералы - феррусонит, торит и неопредельный минерал группы гитано-танталониобатов

1	2	3	4	5	6
38	IV-2	Левобережье р. Жом-Болок	Минерализованные участки в зоне дробления огнитских гранитов, содержащие 0,047% пиритовых тантала, 0,22% пиритовых ниобия и 0,182% тория	5	Рудные минералы - ферлусонит, горит и неопределенный минерал
40	IV-3	Бассейн р. Сайлаг	Минерализованные участки в зоне дробления гранитов огнитского комплекса, содержащих по данным спектральных анализов 0,1% ниобия, 0,1% тория и 0,1% урана	5	Группы титано-тантало-ниобатов
1	I-1	Верховье р. Утхум	Ореол рассеяния ниобия по данным металлометрического опробования	5	
3	II-1	Верховье р. Утхум	То же	5	
6	II-2	Верховье рек Умай и Таргетей	Ореол рассеяния тантало-ниобиевых минералов по данным шихтовного опробования	5	
7	II-2	Бассейн р. Таргетей	То же	5	
13	II-3	Бассейн р. Хунды-Ары	"	5	

1	2	3	4	5	6
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
39	IV-3	Верховье р. Обгой	Графит	4	
41	IV-3	Бассейн р. Обгой	Известняки обильноглиноземной свиты с тонкими прожилками и рассеянной вкрапленностью графита. Содержание графита по визуальной оценке до 7%	4	
42	IV-3	Левобережье р. Жом-Болок	То же	4	
43	IV-3	Левобережье р. Жом-Болок	"	4	
44	IV-4	Верховье р. Орлик	В кеноните известняков монголинской свиты рассеянная вкрапленность графита	5	

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Стр.

Введение	3
Стратиграфия	6
Интрузивные образования	23
Тектоника	38
Геоморфология	47
Полезные ископаемые	50
Подземные воды	60
Литература	61
Приложения	66

В брошюре пронумеровано 76 стр.

Редактор М.А.Трифонов
Технический редактор Ц.С.Левитан
Корректор И.И.Богданович

Сдано в печать 16/1 1974 г. Подписано к печати 3/УП 1975 г.
Тираж 200 экз. Формат 60x90/16 Печ. л. 4,75 Заказ 1406с

Центральное специализированное
производственное хозяйственное предприятие
Всесоюзного геологического фонда

