

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200000

СЕРИЯ ЗАПАДНО-СЯНСКАЯ

Лист М-47-II

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составители: *В. Б. Агентов, Г. В. Макин, В. А. Ощепенко*
Редактор *Л. Я. Харитоново*

Утверждено филиалом Научно-редакционного совета ВСЕГЕИ,
при СНИИГГИМСе 9 октября 1959 г.



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1962

ВВЕДЕНИЕ

Площадь листа М-47-II расположена в восточной части междуречья Бол. и Мал. Енисей, носящего наименование хр. акад. Обручева (Восточно-Тувинское нагорье). Административно почти вся территория относится к Казахемскому району Тувинской автономной области, за исключением крайнего северо-восточного ее угла площадью около 70 км², относящегося к Тоджинскому району той же области. Территория находится в пределах координат 51°20'—52° с. ш. и 97°—98° в. д.

Главными водными артериями этой площади являются реки Кызыл-хем и Серлиг-хем. Первая принадлежит бассейну р. Мал. Енисей (Каа-хем), вторая — бассейну р. Бол. Енисей (Бий-хем). Наиболее значительными притоками р. Кызыл-хем являются реки Сарыг-Чазы, Илэгтер (левые притоки), Кадыр-Ос, Нижний Кадраус, Верхняя и Нижняя Теректы, Халын и Агой. Притоки Серлиг-хема — реки Таймак, Сугуе, Тазаран, Джолус (правые), Сурхуа, Верхняя, Средняя и Нижняя Ко-жеме, Маймалыш, Чукур-хем, Хан. На площади много озер, самыми крупными из которых являются Ак-Аттыг-холь, Ток-пук-куль, Западный и Восточный Тас-куль, Улэг-куль. Широко распространены болота, местами непроходимые.

Большая часть территории листа (хребты Чукур-тайга, Огараха-Ула, центральная и восточная части района) характеризуется высокогорным, глубоко расчлененным рельефом с преобладающими водоразделов над днищами долин до 1650 м, с тундровым характером растительности в горьцовой части. Северо-западная часть территории характеризуется среднегорным слабо расчлененным рельефом и носит название Серлигхемской котловины. Здесь, а также в пониженных участках бассейна р. Кызыл-хем на юге площади листа широко развита таежная растительность — лиственница, сибирская сосна (кедр), береза, ель, пихта.

Максимальная высота достигает 2895 м (в истоках р. Верхней Теректы), отметка уреза воды р. Кызыл-хем в юго-западной части района в устье р. Агой 906,5 м, в северо-западной части площади листа отметка воды р. Серлиг-хем 1188 м.

Климат района резко континентальный с отрицательной среднегодовой температурой (-7°), с суровой (до -48°) продолжительной зимой, с жарким (до $+34^{\circ}$) летом, с резкими (до 25°) суточными колебаниями температур.

Постоянно живущего населения на рассматриваемой территории нет. Летом тувинцы-огневоды пригоняют на высокогорные пастбища стада оленей из Тоджинского района, а на озерах Токлук-Куль и Ак-Аттыг-Холь живут два-три рыбака, зимой же изредка можно встретить охотника-промысловика.

Транспортировка грузов возможна только выючным путем. По глубоко врезанной, местами каньонообразной долине р. Кызыл-Хем такое передвижение совершенно невозможно.

В 8—10 км к востоку от границы территории листа расположен населенный пункт Аржан, где имеется посадочная площадка, пригодная для посадки самолетов типа Ан-2 в летне-осенний период. Транспортировка грузов и пассажиров в Аржан осуществляется по воздуху. Подобная же посадочная площадка имеется в районе прииска Ойна в 60 км к западу от описываемого листа. Ближайшие населенные пункты — Сизим и Дерзиг, к которым подходят автомобильные дороги, расположенные в 90—110 км к западу от границы района.

Виду плохой проходимости район до самого последнего времени являлся одним из самых слабо изученных в Восточной Туве.

Первые краткие отрывочные сведения по геологии района были даны Н. Д. Соболевым, который в 1932 г. проделал один маршрут по водоразделу Бий-хема и Каа-хема от истоков р. Дибн на востоке до района прииска Харал на западе.

В 1945—1946 гг. М. Л. Дурье и С. В. Обручев произвели маршрутные исследования в северо-восточной части Тувы. В 1949 г. они опубликовали первую геологическую строение этой территории масштаба 1:1000000. С. В. Обручев и М. Л. Дурье так же, как и Н. Д. Соболев, возраст развитых в Туве толщ определяли по сопоставлению с породами, развитыми в Восточном Саяне. При этом наиболее древние тейсовы и мраморные толщи считались ими архейскими, а сланцево-мраморные — ниже- и среднепротерозойскими. Возраст интрузивных пород также соответственно считается докембрийским.

В 1948 г. площадь листа впервые была покрыта кондиционной геологической съемкой миллионного масштаба (Г. А. Кудрявцев, А. Г. Кап, В. В. Архангельская). Этими исследованиями была показана ошибочность многих сопоставлений и выводов М. Л. Дурье и С. В. Обручева. Результаты съемки полностью вошли в изданную в 1951 г. карту Тувы масштаба 1:1000000 (авторы А. Л. Додин, Г. А. Кудрявцев, В. В. Архангельская). Представления в области стратиграфии и особенно вулканизма, нашедшие отображение на этой карте, в общем

близки современным. Следует лишь отметить, что мраморы и сланцы, огнесенные авторами к нижнему и среднему кембрию, в настоящее время отнесены к синийскому комплексу.

В 1949 г. в бассейне р. Агой партией треста «Субгеолнеруд» под руководством Д. Г. Качелова проведены поисковые работы на слюду-мусковит и дана отрицательная промышленная оценка наиболее крупного проявления этого полезного ископаемого. В 1951 г. под руководством Г. Г. Игнатова произведена аэромагнитная съемка территории Восточной Тувы масштаба 1:500000. На площади описываемого листа не было выявлено интересных аномальных участков.

В 1953 г. под руководством Г. В. Махина и И. Ф. Пожарского почти вся площадь листа, за исключением левобережья р. Кызыл-Хем, была покрыта комплексной геологической съемкой масштаба 1:200000. Дробная схема стратиграфии и вулканизма, предложенная ими, в большей своей части не претерпела принципиальных изменений в процессе дальнейших работ.

В 1954 г. в масштабе 1:200000 снята левобережная часть р. Кызыл-Хем под руководством Г. В. Махина и С. А. Тикленкова.

В 1956 г. были изданы геологическая карта и карта полезных ископаемых масштаба 1:1000000 листа М-47 и объёмные темные записки к ним, составленные группой геологов ВАГТ и ВСЕГЕИ (Агентов, Додин, Махин и др., 1956). Эта карта для рассматриваемой территории составлена по данным упомянутых съемок масштаба 1:200000 в 1953—1954 гг. с уточнением некоторых вопросов стратиграфии в соответствии со схемой, разработанной к тому времени в Тувинской экспедиции ВАГТ. В частности хлоритовые, серпичитовые и другие сланцы, огнесенные ранее к нерасчлененному нижнему—среднему кембрию, здесь считаются уже более древними, чем фаунистически охарактеризованные отложения нижнего—среднего кембрия. Эффузивы бассейнов рек Хан и Теректы считаются нижедевонскими, а не силурийскими.

В 1956 г. Г. В. Махин в процессе редакционных работ на площади соседнего с востока листа посетил бассейн р. Кадыр-Ос и из состава выделявшихся ранее Г. А. Кудрявцевым и Г. В. Махиным ниже-среднекембрийских отложений впервые выделил две толщи синийского возраста — айлыгскую и харальскую.

В 1957 г. под руководством Г. В. Махина в верховьях р. Илэг-тар произведены поисковые работы на тантал, ниобий и редкие земли, связанные с щелочными гранитами и сиенитами. В 1958 г. поиски месторождений этих же металлов производились Г. В. Махиным в бассейнах рек Нижнего Кадрауса, Нижней и Верхней Теректы. Л. В. Дмитриевым и И. А. Нецаевой изучался Кадырский массив щелочных сиенитов. Указанные

работы в значительной степени способствовали детальному изучению шельфового интрузивного комплекса. В этом же, 1958 г., В. В. Агентовым и В. А. Онищенко на площади данного листа произведены редакционно-уязвочные работы, в результате которых была уточнена стратиграфическая схема и исправлены некоторые части карты. В частности, в бассейне ф. Аджингай установлено в антиклинальной структуре налегание сланцевой биллинской толщи на мраморную балыктыгхемскую свиту. Соотношения между сланцами и мраморами здесь начиная с 1953 г. считались обратными. Затем установлено, что широко развитые граниты и сиениты, в том числе и шельфовые, могут принадлежать эффузивов, а не древнее, как это считалось до сих пор Г. В. Махным.

Работы двух последних лет не учтены на соседнем с юга листе М-47-VIII, подготовленном к изданию в 1957 г. Поэтому имеется несбивка в контурах и индексах по южной рамке листа М-47-II с листом М-47-VIII.

При сопоставлении геологической карты листа М-47-II спользованы карты масштаба 1:200 000 Г. В. Махина, И. Ф. Пожарского и др. (1954ф), Г. В. Махина и др. (1955ф), С. А. Тикленкова и др. (1955ф), материалы тематических и поисковых работ Г. В. Махина и др. (1957ф, 1958ф, 1959ф), а также результаты редакционно-уязвочных работ В. В. Агентова и В. А. Онищенко (1958ф). Помимо основных исполнителей, в составлении объяснительной записки принимали участие В. В. Агентова и И. А. Нечаева. В. В. Агентовой подготовлено описание отложений верхнего протерозоя. И. А. Нечаевой составлено описание шельфовых сиенитов.

СТРАТИГРАФИЯ

На площади листа М-47-II наиболее древние образования отнесены к верхнему протерозою. Они расчленены на три свиты, из которых нижняя гнейсовая носит наименование тесхемской, средняя мраморная — балыктыгхемской и верхняя гнейсово-сланцевая, согласно залегающая на балыктыгхемской, названа биллинской. Более молодыми являются отложения синийского комплекса, представленные айлыгской мраморной толщей и залегающей на ней согласно харальской толщей. Нижнекембрийские образования представлены туфогенно-осадочной тапсинской толщей. Основания разрезов балыктыгхемской свиты, айлыгской и тапсинской толщ на площади данного листа уничтожены интрузивными гранитами. Выше с несогласием следует нижнекембрийская сайлыгская толща, сложенная вулканическими породами преимущественно кислого состава. Выше этой толщи с несогласием залегает юрская серпигхемская свита, разделенная на две согласно залегающие подсвиты: верхнюю и ниж-

нюю. Четвертичные образования представлены базальтами и рыхлыми отложениями — речными, ледниковыми, водно-ледниковыми, озерно-ледниковыми.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Верхний протерозой

Тесхемская свита (P₁tl). Породы тесхемской* свиты распространены в юго-западной части площади листа в трех изолированных друг от друга участках. Наиболее крупный из них охватывает бассейн рек Агой и Шор, два мелких расположены в верховьях рек Агой и Хан. Главную роль в составе свиты играют гнейсы, второстепенную — кристаллические сланцы и резко подчиненную — кварциты, мраморы и амфиболиты.

Гнейсы в основном биотитовые, реже роговообманково-биотитовые очень часто с кордиеритом, силлиманитом и транатом. Кристаллические сланцы обычно роговообманковые, биотитороговообманковые или биотито-хлоритовые. Мраморы чистые, иногда с чешуйками графита, крупно- и среднезернистые. Кварциты обычно розовые, иногда серые, очень часто слюдястые. Основание тесхемской свиты в районе, как и вообще на всей территории Восточной Тувы, неизвестно. В разрезе тесхемской свиты близ западной границы площади выделяются три толщи. Нижняя и верхняя толща сложена однообразными и монотонными биотитовыми гнейсами. Видимая мощность нижней толщи 2500—3000 м, верхней — около 1000 м. Между ними залегает пачка тонкозернушкинх обычно мелкозернистых роговообманковых, биотито-амфиболовых, биотито-хлоритовых и слюдясто-кварцитовых сланцев. В составе пачки присутствует также невыдержанный горизонт кварцитов, достигающий максимальной мощности порядка 100 м в верховье р. Агой. Этот горизонт прослежен на местности на протяжении 20 км. В междуречье Халды и Агой он выклинивается, замещаясь роговообманковыми сланцами и биотитовыми гнейсами. Мощность средней пачки достигает 500 м.

В бассейне р. Халды эта пачка выклинивается, замещаясь биотитовыми гнейсами. На правобережье Кызыл-Хема эта пачка, по-видимому, также отсутствует. По всему разрезу тесхемской свиты спорадически встречаются невыдержанные прослои мраморов. В породах тесхемской свиты широко распространены пластовые и секущие кварцевые жилы и неправильные обособления кварца; характерно наличие пегматитовых жил, часто мусковитоносных.

Видимая мощность тесхемской свиты не менее 4000 м.

Балыктыгхемская свита (P₂tl). Породы балыктыгхемской свиты развиты лишь на юго-восточной четверти

* Тесхемская свита соответствует нижней части чингилгской серии нагорья Санглен.

площади листа в виде небольших пятен — останцов кровли интрузивных массивов на водоразделе рек Кадрач и Кадыр-Ос, на водоразделе рек Нижнего Кадрауса и Аджингай и на левобережье нижнего течения р. Кадыр-Ос.

Балыктыгхемская свита сложена массивными однообразными серыми и белыми обычно крупнозернистыми, реже слоистыми, нередко с графитом мраморами, среди которых в значительных количествах в виде невыдержанных прослоев встречаются слюдяные кварциты с графитом, амфиболиты и несколько чаще — амфиболовые гнейсы*.

Основание балыктыгхемской свиты на площади листа неизвестно. На площади соседнего с запада листа М-47-1 (Агентов, Агентова, 1954ф) Балыктыгхемская свита залегает согласно на мугурской свите, лежащей в свою очередь согласно на тесхемской свите.

Видимая мощность пород балыктыгхемской свиты не менее 1,2 км.

Билинская толща (P₂bn). Породы билинской толщи в основном развиты на водоразделе рек Аджингай и Нижний Кадраус и в бассейне р. Аджингай, в среднем ее течения и в бассейне р. Илэгтар. На небольшой площади эти отложения известны в низовье р. Кадыр-Ос по обоям ее бортам. Почти повсюду они тесно связаны с породами балыктыгхемской свиты и согласно перекрывают последнюю.

Представлена билинская толща преимущественно кристаллическими сланцами и гнейсами. Кристаллические сланцы обычно амфиболовые и биотито-амфиболовые; гнейсы гнейсороговообманковые, иногда с пироксеном. В отличие от гнейсов тесхемской свиты гнейсы билинской толщи характеризуются преобладанием роговообманковых разновидностей и отсутствием кордиерита и ситламанита. Структуры их обычно равномерно-зернистые, текстуры тонкопосчатые. В билинской толще в наибольшем количестве содержатся иньекционные гнейсы. Состав их аналогичен вышеописанным гнейсам; в них наблюдаются многочисленные тонкие (0,2—0,8 мм) прожилки кварцевого, либо кварцево-полевшпатового материала.

Мощность билинской толщи не менее 2000 м.

Верхнепротерозойский возраст трех описанных свит принят на основании следующего. В нагорье Сангилен тесхемская, мугурская (по-видимому, уничтоженная на площади листа М-47-1 интрузией) и балыктыгхемская свиты (Илин, 1958ф) залегают в нижней части непрерывного разреза, верхи которого (нарынская свита), перекрываемые нижним кембрием, содержат остатки водорослей *Osgia lamellata* sp. n., *Os. elongate* sp. n. Указанные органические остатки и залегание содержащих

* Видны монотонности состава докембрийских отложений и в ряде случаев недостаточной обилиянности постоянные разрезы некоторых толщ кембрия не приводятся.

их отложений непосредственно под нижним кембрием дают возможность сопоставить их с известным трехчленным прибайкальским комплексом, относимым большинством исследователей к синию. Видно того что разрез является непрерывным, нет оснований относить его низы (три рассмоленные толщи) к раннему докембрию — архею или нижнему протерозою. Петрога метаморфизма пород, слогающих эти толщи, в нагорье Сангилен, где наряду с мраморами и гнейсами встречаются известняки и рассланцованные песчаники, также не характерны для толщ раннего докембрия. Поэтому наиболее вероятным следует считать возраст этих свит верхнепротерозойским. Аналогичные данные, свидетельствующие о принадлежности балыктыгхемской свиты и билинской толщи к верхнему протерозою, получены и в верховье р. Билин (Махин, Башилова, 1957ф), где синийские отложения, содержащие остатки водорослей *Osgia lamellata*, залегают в верхней части непрерывного разреза, низы которого сложены сланцами билинской толщи и мраморами балыктыгхемской свиты.

Синийский комплекс

Айлыгская толща (Sn^{al}). Отложения айлыгской толщи в пределах площади описываемого листа распространены наиболее широко в верхней части бассейна р. Кадыр-Ос и главным образом по левобережью этой реки. Совместно с породами выше лежащей харальской толщи они выступают в виде отдельных останцов кровли среди массивов интрузивных пород. Площадь таких останцов, имеющих в плане обычно изометричную форму, не превышает 30—40 км². Более мелкие останцы, сложенные мраморами айлыгской толщи, обнаружены на левобережье р. Бузсан-гол в крайней юго-восточной части площади листа, в истоках р. Кожеме Средняя, в истоках Тербена и Тазарапа.

Айлыгская толща впервые выделена в 1948—1949 гг. Г. А. Кудрявцевым в бассейне р. Айлыг в непосредственном соседстве к северо-востоку от рассматриваемой площади. В те годы эта толща считалась Г. А. Кудрявцевым нижнекембрийской, но не исключалась принадлежность ее низов уже докембрию (Кудрявцев, 1950ф).

Айлыгская толща сложена слюдяными кристаллическими известняками и мраморами от мелкозернистых (размер зерен кальцита 0,05—0,1 мм) до крупнозернистых (0,5—6 мм). Слоистость обусловлена чередованием слоев толщиной от нескольких миллиметров до 1—3 см, сложенных разнокрашенными мраморами — белыми, серыми, темно-серыми и желтовато-серыми. Среди всех этих разновидностей преобладают мелкокристаллическая известняки светло-серого цвета. Крупнокристаллические мраморы чаще всего бывают приурочены к контактам

с интрузивными массивами; иногда они значительно трафитизированы. Однако нередко можно наблюдать среди мелкозернистых известняков небольшие массивы крупнокристаллических мраморов, не обнаруживающих прямой связи с контактовыми зонами. Темноокрашенные кристаллические известняки издаются при ударе молотком запах сероводорода. В кристаллических известняках содержится отдельные невыверженные сланцев, активные графитистых кварцитов и пиритизированных кварцитов. Все эти породы приурочены преимущественно к верхней части разреза айлыгской толщи.

Мощность айлыгской толщи не менее 2000 м.

Харальская толща (*Sn sh*). Отложения харальской толщи, тесно ассоциирующиеся с мраморами айлыгской толщи, распространены наиболее широко также в верхней половине бассейна р. Калыр-Ос. Отдельные более мелкие останцы кровли нижнепалеозойской интрузии, сложенные породами харальской толщи, откартированы в истоках р. Сурхая и на левобережье р. Кызыл-хем.

Харальская толща была впервые выделена и описана Г. А. Кудрявцевым в бассейне р. Харал (Кудрявцев, 1950ф).

Г. А. Кудрявцев считал ее тогда метаморфизованным аналогом ниже-среднекембрийских отложений, охарактеризованных археопитами.

Харальская толща согласно с постепенными переходами подстилается мраморами айлыгской толщи.

В составе харальской толщи преобладают зеленые актинолитовые, эпидиотовые и хлоритовые сланцы и мраморы. Помимо этих пород, встречаются карбонатные, альбитовые, серицитовые, биотитовые сланцы и прослойки характерных черных графитистых кварцитов. Встречаются также пиритизированные кварциты и сланцы. Названные породы пронизаны в результате регионального метаморфизма первичноосадочных и вулканических пород, реликты первичной структуры которых в ряде случаев удается наблюдать.

Харальская толща, в общем, однообразна, все петрографические разновидности сланцев находятся в тесном переслаивании, постепенно переходят друг в друга как по разрезу, так и по простиранию. Мощности отдельных прослоев колеблются в широких пределах от нескольких сантиметров до 30—50 м. Видимая мощность харальской толщи достигает 1500 м.

Возраст описываемых толщ определяется на основании следишоера. В мраморах и кристаллических известняках айлыгской толщи на площади соседнего с востока листа М-47-III содержатся водоросли (Махин, Башилова, 1957ф), отнесенные И. К. Королук к группе *Osagia*, сходные с водорослями из известняков голоустенской свиты Прибайкалья, которая большинством исследователей отнесена к синийскому комплексу. В бас-

сейне р. Булун-Ажик-хем в 50 км к северо-западу от рассматриваемой территории (Шенкман, Станкевич, 1958ф) на харальской толще согласно залегает охемская толща, трансгрессивно перекрываемая там же фаунистически охарактеризованными кембрийскими отложениями нижнего кембрия.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Тапсинская толща (*Sn sh*). Отложения, отнесенные к нижнему кембрию, известны всего лишь на трех изолированных участках: на водоразделе рек Сурхая, Серлиг-хем, на правобережье р. Нижнего Кадрауса, в верховье р. Нижней Теректы. Так же, как и синийские отложения, они залегают в виде останцов кровли интрузивных массивов площадью от 5 км² и меньше.

В составе тапсинской толщи установлены туфы альбитофиров и порфириты, переслаивающиеся песчаники, алевролиты, конгломераты и известняки. Последние образуют и отдельные мощные линзы.

Основание тапсинской толщи на площади неизвестно.

На водоразделе рек Серлиг-хем и Сурхая разрез тапсинской толщи, круто даляющей на юго-запад, выглядит следующим образом:

1. Видимые низы представляются кристаллокастическими туфами альбитофиров и кварцевых альбитофиров 500 м
 2. Темно-зеленые трещиноватые альбитизированные и зеленые, частично измененные диабазовые порфириты 50 "
 3. Массивные, местами слоистые светло-серые мраморизованные известняки 100 "
 4. Переслаивающиеся известняки, алевролиты, песчаники и конгломераты. Мощности отдельных прослоев колеблются от нескольких миллиметров до 10—20 см. В нижней части встречаются отдельные прослойки диабазовых порфиритов мощностью 1—2 м 400 "
 5. Выше залегают светло-зеленые кристаллокастические туфы альбитофиров и кварцевых альбитофиров и эффузивов того же состава, иногда с миндалекаменной текстурой 300 "
- Общая мощность приведенного разреза 1200 м.

Общая мощность приведенного разреза составляет 1200 м. В районе правобережья р. Нижнего Кадрауса и в верховье р. Нижней Теректы в составе тапсинской толщи наибольшим распространением пользуются осадочные породы — песчаники, мраморизованные известняки, алевролиты. На правобережье р. Нижнего Кадрауса известны также кварцевые порфиры.

Нижнекембрийский возраст тапсинской толщи установлен в бассейне р. Тапса и в районе хр. Ондут-тайга в 60—80 км к западу от границы рассматриваемого района (Агентов и др., 1957, 1958ф), а также в верховье р. Ханыр в 40 км к югу от южной границы площади (Потапов, Онищенко, 1958ф). В обих

случаях в отложенных тапсинской толщи содержится фауна археоциат, позволяющая, по заключению И. Т. Журавлевой, отнести вмещающие породы к денскому ярусу нижнего кембрия (большербинский горизонт).

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Сайлыгская толща (D_1s). Нижнедевонские образования имеют ограниченное распространение и откартированы всего на трех участках: к юго-востоку от устья р. Хан, по обе стороны р. Верхней Теректы и на водоразделе рек Сурхья—Серлит-хем.

Сайлыгская толща сложена туфоловами и туфами кислого и смешанного состава, плагиопорфирами, кварцевыми порфирами, фельзитами, диабазами и мандельштейнами.

В низовье р. Хан основание сайлыгской толщи представлено эффузивами основного состава—темно-зелеными, почти черными микро- или тонкокристиаллическими диабазами и диабазовыми порфиридами с массивной текстурой. В отдельных участках указаны породы содержат миндалины размером до 1 см, вытопленные светлоокрашенными карбонатами или темно-зеленым хлоритом. В долине р. Хан видно, как эффузивы основного состава полого—с падением под углом 10° на восток—залегают на эродированной поверхности нижнепалеозойских гранитоидов. Видимая мощность основных эффузивов около 60 м. Выше следуют исключительно эффузивы и туфы кислого состава—кварцевые порфиры, плагиопорфиры, туфоловы кварцевых плагиопорфиров и туфы этих пород. В перечисленных разностях, имеющих обычно серый и светло-серый цвет, иногда макроскопически распознается флюидагная текстура. В лавах макроскопически размером 1—3 мм составляют до 20% объема породы и представлены кварцем и кислым плагиоклазом. Мощность верхней части разреза, сложенной кислыми эффузивами, здесь достигает, по-видимому, 300—400 м.

В бассейнах рек Нижней и Верхней Теректы состав толщ несколько отличен от состава ее в бассейне р. Хан. Здесь меньшим распространением пользуются кварцевые порфиры, их туфоловы и туфы. Наиболее широко здесь распространены плагиопорфиры, плагиоклазовые порфиры, туфоловы и туфы этого же состава, в том числе и грубообломочные. Помимо обломков эффузивов, в туфоловах здесь встречаются обломки розовых роговообманковых гранитов, по-видимому, нижнепалеозойской интрузии.

По внешнему облику и данным микроскопических исследований плагиопорфиры р. Хан и бассейна р. Теректы совершенно идентичны. В основании толщ по правому водоразделу р. Верх-

ней Теректы залегают диабазы. Следует отметить, что непосредственного налегания сайлыгской толщи на нижнепалеозойские гранитоиды здесь не наблюдается из-за плохой обнаженности. Мощность сайлыгской толщи в бассейне р. Теректы не менее 500 м.

На водоразделе р. Сурхья и Серлит-хем среди типабиссальных разностей щеточных гранитов откартированы эффузивы сайлыгской толщи, образующие, по-видимому, останец кровли щеточных гранитов. Преобладающей разностью среди нижнедевонских эффузивов здесь являются кварцевые порфиры и лавобежечии этих пород. Для указанных разностей характерны розоватые тона окраски и флюидагная текстура.

Возраст сайлыгской толщи определен на основании следующего. В бассейне р. Сайлыг в 60 км западнее границы района эффузивная сайлыгская толща изменчивого состава, содержащая на отдельных участках большое количество кислых эффузивов и туфов, залегает на эродированной поверхности нижнепалеозойских гранитоидов, а также на фаунистически охарактеризованных отложениях силура. В печаниках основания разреза сайлыгской толщи на площади листа М-46-VI содержится спор (Агентов и др., 1957ф), который, по заключению Е. М. Андреевой (ВСЕГЕИ), является характерным для отложений нижнего девона. Верхний возрастной предел определяется налеганием на сайлыгскую толщу в бассейне р. Улуг-О (в 110 км к запад-северо-западу от площади листа М-47-11) континентальных красноцветных отложений сейбинской толщи, охарактеризованной там комплексом спор среднего—верхнего девона.

Таким образом, возраст сайлыгской вулканической толщи определяется как нижнедевонский.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Серлитхемская свита (J_1sr). В описываемом районе юрские отложения, выделенные Г. А. Кудрявцевым (1950ф) в серлитхемскую свиту, распространены в средней части бассейна р. Серлит-хем. Площадь их развития 500 км².

Преобладающую роль в составе серлитхемской свиты играют конгломераты, в меньшей степени гравелиты, песчаники, алевриты, отмечены тонкие прослойки углелистых сланцев.

Серлитхемская свита разделена Г. В. Махным, И. Ф. Пожарским и др. (1954ф) на две подсвиты—нижнюю и верхнюю.

В составе нижней подсвиты преобладают конгломераты, в составе верхней—песчаники.

Нижняя подсвита (J_1sr_1). Отложения нижней подсвиты пользуются преимущественным распространением. Они залегают на эродированной поверхности девонских гранитоидов и более

древних образований, обломки и дресва которых входят в состав базальтовых конгломератов.

У устья р. Джолус наблюдается следующий разрез нижней подсытки серпигхемской свиты (снизу вверх):

1. Конгломераты мелко- и среднегалечные серого цвета с песчаным цементом. Видная мощность 100 м
2. Конгломераты с линзами средние и крупнозернистых песчанков мощностью 20—25 см. Песчанки имеют серо-желтый цвет, полиминтовый состав с глинистыми и скрепелыми участками. В них наблюдаются плохо сохранившиеся отпечатки стеблей растений
3. Конгломераты темно-бурого цвета с рыхлым песчаным цементом и линзами плотных мелкозернистых песчанков с отпечатками листьев растений 100 "
4. Крупногалечные конгломераты с песчаным цементом и тонкими (5—15 см) прослоями серовато-желтого полиминкового скрепелого песчанка, содержащими отпечатки стеблей растений 200 "
5. Гравелиты разнозернистые, серые, с прослоями средние и мелкозернистых песчанков мощностью от 40 до 50 см, реже 150 м
6. Мелкогалечные конгломераты с песчаным цементом. Общая мощность разреза 545 м.

В верховье р. Сурхая разрез отложений нижней подсытки имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Крупногалечные конгломераты с гальками афганов, кварца, гранитов. Размер галек колеблется от 1 до 40 см, а отдельные валуны, состоящие из девонских гранитоидов, достигают размеров 0,8—1 м. Видная мощность 250 м
 2. Мелкогалечные конгломераты. Гальки размером 1—1,5 см 100 "
 3. Мелкогалечные конгломераты с прослоями полиминтовых мелкозернистых песчанков серо-зеленого цвета. Мощность прослоев песчанка 8—10 см 330 "
- Общая мощность разреза 680 м.

На площади листа наблюдавшаяся максимальная мощность нижней подсытки серпигхемской свиты достигает 760 м. В общем же мощность ее непостоянна и изменяется в различных частях впадины, заложившей юрскими отложениями. Так, если на востоке в верховье р. Сурхая нижнесерпигхемская подсытка имеет мощность около 700 м, то на западе в районе горы Лысой ее мощность составляет 500 м.

Помимо того, наблюдаются фациальные замещения по пространно пластов. Грубообломочные образования преобладают на востоке, в то время как на западе однообразные образования содержат много мелкообломочного материала.

Верхняя подсытка (Ist²) имеет локальное распространение в районе горы Лысой, на водоразделе рек Маймалыш и Ады-Кожеме, у устья р. Джолус. Отложения подсытки, среди которых преобладают песчанки в западной части и песчанки с конгломератами в восточной, залегают на отложениях нижней подсытки и связаны с ней постепенными переходами.

На участке горы Лысой разрез верхней подсытки следующий (снизу вверх).

На конгломераты нижней подсытки согласно ложатся:

1. Мелкогалечные конгломераты со значительным числом прослоев песчанков, рыхлых, мелкозернистых. Мощность отдельных прослоев 4—5 см 50 м
 2. Выше преобладают песчанки серо-зеленого цвета. В них содержится прослой гравелистых песчанков, размеры галек в которых около 5—10 мм. Гальки хорошо окатаны и представлены черными и темно-серыми кварцитами. Кроме того, наблюдаются отдельные более крупные (до 1,5 см) угловатые обломки микроклинитовых лейкократовых гранитов, типичных для девонского интрузивного комплекса 300 "
 3. Мелкозернистые песчанки с отдельными быстро выклинивающимися прослоями гравелистых песчанков. На контактах этих прослоев наблюдается большое количество плохо сохранившихся отпечатков растений и мелких обугленных обломков древесины 300 "
- Общая мощность верхней подсытки достигает 650 м

На всех участках распространения верхней подсытки в ее составе содержатся тонкие (до 3 мм) выклинивающиеся прослои каменного угля, залегающие в мелкозернистых полиминковых песчанках. Мощность прослоев углесодержащих песчанков не превышает 1,5 м, количество прослоев угля не более пяти.

Возраст описываемых образований определен на основании находок в них растительных остатков. По мнению М. Ф. Нейбура, отпечатки растений очень плохой сохранности, несомненно принадлежат элементам мезозойской флоры. Определить их точно нельзя, предположительно можно отнести к роду *Rodotamites* sp., известному в пределах от верхов трияса до нижнего мела. Отложения трияса и нижнего мела в Туве отсутствуют, но в районе г. Кызыл в Центральной Туве известны фаунистически охарактеризованные юрские угленосные отложения, с которыми и могут быть сопоставлены отложения серпигхемской свиты.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Нижний — средний отделы (VOL¹⁻²)

К нижнему — среднему отделам четвертичной системы относятся базальты, разбитые преимущественно в северной части района. Наиболее широко они распространены в Серпигхемской котловине, где слагают эрозионные обрывистые террасы рек Серпигхем, Сулуе и более мелких их притоков, а также значительные по площади водораздельные просторанства. Наибольшие участки базальтов встречаются также в долинах рек Нижняя Кожеме, Кадыр-Ос, Хематтыг, в верховьях р. Серпигхем и в междуречье Верхней Теректы и Нижнего Кадрауса. В базальтах хорошо выражена призматическая, переходящая

в столбчатую, отдельность. Базальты представлены плотными и огнивыми рваностями. Это мелко- или среднезернистые и афанитовые породы с массивной, реже пузырчатой текстурой. Структура базальтов порфировая. Вкрапленники представлены изометричными зернами оливина и тироксена, реже плагио-клаза. В основной массе наблюдаются лейциты плагиоклаза, промежутки между которыми заняты зернами пироксена, оливина, рудного и стекла.

Обычно разрез базальтовых террас начинается массивными рваностями. Выше появляются прослои и линзы вулканитовых базальтов мощностью 30—60 см. Мощность базальтов достигает 50 м (присутствующая часть р. Сурхуй).

Описываемые базальты всюду перекрыты моренными отложениями верхнечетвертичного возраста. Их нижний возрастной предел здесь не определяется. Судя по сходной геоморфологической ситуации, описываемые базальты одновозрастны базальтам, слогающим междуречье Бий-хема, Азаса, Сорута в 40—50 км к северу от территории листа М-47-П. Последние залегают как на водоразделах, так и в долинах современных рек. В бассейне правой составляющей р. Биче-Соруг эти базальты залегают на аллювиальных песчано-глинистых отложениях, содержащих четвертичный комплекс пыльцы. Возраст пыльцы точнее не определяется (Ильичев, Станкевич, 1957ф). На базальтах здесь залегают ледниковые верхнечетвертичные отложения. Возраст базальтов определяется как доверхнечетвертичный, в пределах нижнего — среднего отделов четвертичной системы.

Верхний отдел (Q₃)

К этому отделу относятся аллювиальные и ледниковые отложения, а также базальты.

Аллювиальные верхнечетвертичные отложения имеют ограниченное распространение. Они выделяются в южной части района, по долинам рек Кызыл-хем и Бусэин-гол. В нижней части р. Кызыл-хем, в районе зим. Яназели, эти аллювиальные образования приурочены к пологим террасам высотой 40 и 60 м. Выше по течению реки высота террас, по-видимому, уменьшается, доколь погружается и между реками Верхнему Кадыр-Ос и Кадыр-Ос эти отложения слогают террасы высотой 12—15 м. По левобережью р. Бусэин-гол, в присутствующей части р. Идгетар, верхнечетвертичный аллювий представляет собой дрзней долины ф. Бусэин-гол. Аллювий представлен песчано-галечниковым и валуно-галечниковым материалом, при этом преобладают валуны и галька интрузивных пород — гранитов, гранодиоритов и диоритов. Мощность аллювиальных отложений достигает 10 м.

Ледниковые отложения широко развиты в Сердлехемской котловине в бассейне верхнего течения р. Халыт, в верховьях

рек Кадыр-Ос и Хематгыт, а также по долинам рек Верхней и Нижней Теректы, Нижнего Кадрауса и ряда мелких речек, расположенных на площадях распространения альпийского рельефа. Выделяются собственно ледниковые (моренные), водно-ледниковые (флювиогляциальные) и озерно-ледниковые отложения.

Моренные отложения развиты во всех указанных выше местах и подразделяются преимущественным распространением по сравнению с другими ледниковыми образованиями. Морена повсеместно представлена валуно-галечным материалом с бурым суглинком. Иногда в нее присутствуют слабо окатанные глыбы и мелкий щебнистый материал. На склонах мелководом обычно вымыт, и морена целиком сложена валунным материалом. Валуны и галька имеют размер от нескольких сантиметров до 2—3 м, реже больше.

Петрографический состав их очень разнообразен. Преобладают интрузивные породы — граниты, гранодиориты, диориты. В большинстве случаев для морены характерен материал местных пород.

Мощность моренных отложений непостоянна. В долинах она, по-видимому, достигает 100 м и сокращается на водоразделах до нескольких метров.

Флювиогляциальные отложения слогают террасы высотой 10—20 м по долинам крупных рек в Сердлехемской котловине, участок в районе оз. Токпуж-куль и небольшие участки, не выделенные в масштабе карты, в области развитых морен. В составе этих отложений преобладают плохосортированные глинистые пески, участками обогащенные галькой и валунами. Мощность этих отложений не превышает 25—40 м, местами, по-видимому, значительно меньше.

Озерно-ледниковые отложения встречаются у западной границы района — в долинах рек Хан и Сердлехем. Они наблюдались при устье р. Таймак и у оз. Токпуж-куль в образцах широких террас высотой 15 м. Эти отложения представляются часто чередующимися строго горизонтальными слоями мелкозернистого песка иногда с мелкой среднеокатанной галькой местных пород (юрских конгломератов, гранита, гранодиорита), суглинка и, в меньшей степени, глины. В озерно-ледниковых отложениях по р. Хан содержится прослойки серой кремнистой породы.

Базальты образуют многочисленные эрозивные и цокольные террасы по р. Кызыл-хем, проследивающиеся почти на всем ее протяжении в пределах района, а также слогают террасы ее притоков в присутствующей их части. Высота базальтовых террас различна и достигает 200 м. Цоколь их сложен гранодиоритами, реже диоритами. Описываемые базальты микроскопически и макроскопически не отличаются от средне-средне-четвертичных базальтов, развитых на севере. В присутствующей

части р. Халды устанавливается четыре последовательно пере-
крывающих друг друга потока верхнечетвертичных базальтов
мощностью каждый 20—25 м. Потоки начинаются плотными
массивными базальтами, анамезитами и долеритами, которые
кверху сменяются пузыристыми и шлаковыми. Зона контактов
характеризуется наличием в массивных базальтах налегаю-
щего потока оплавленных глыб и мелких обломков пузыристых
из подстилающего.

Наибольшей мощности базальты достигают в промежутке
между реками Сарыг-Чазы и Халды.

На площади листа возраст описанных аллювиальных и лед-
никовых отложений не устанавливается. Рассмотренные аллю-
виальные отложения сопоставляются с аллювиальными отло-
жениями террас того же гипсометрического уровня, развитыми
на территории смежного с запада листа М-47-1. Там в аллюви-
альных отложениях 40-метровой террасы р. Харал найден ниж-
ний коренной зуб монтажа *Elerhas primigenius* Витт. (Аген-
тов, Агентов, 1958ф), что указывает на верхнечетвертичный
возраст отложений. На основании геоморфологической увязки
этих аллювиальных отложений с ледниковыми там же устано-
влен верхнечетвертичный возраст последних.

Базальты в долине ф. Кызыл-хем, в 3 км выше устья р. Вер-
хий Кадраус налегают на галечники 12-метровой аллювиаль-
ной террасы. Такое крайне низкое положение основания базаль-
тового покрова в интенсивно врезанной долине р. Кызыл-
хем соответствует уровню верхнечетвертичных аллювиальных
террас, вследствие чего и возраст базальтов устанавливается
как верхнечетвертичный.

Современный отдел (Q₄)

Этот отдел включает аллювиальные образования низких
надпойменных террас (ниже 10—12 м), поймы и русла. Современ-
ный аллювий встречается по долинам всех рек. Шире эти
отложения развиты в северной поймине района, по рекам,
принадлежащим системе р. Вий-хем. На юге, по р. Кызыл-хем
и ее притокам, современный аллювий развит слабо и в мас-
штабе карты не выражается. Отложения низких надпоймен-
ных террас (высотой обычно 2—3 м) имеют примерно одина-
ковый разрез. Основная его часть представлена галечниками,
сменяющимися вверх грубозернистым песком с галькой, а выше
серой супесью.

В сильно заболоченных долинах (р. Халды, оз. Улег-куль)
поверх лесчано-галечникового материала наблюдается торф
мощностью до 2 м. В разрезах пойменных террас обычно выде-
ляются два слоя: в нижней части — валунные галечники рус-
ловой фации, а в верхней — мелкозернистые, горизонтально-
слоистые глинистые и известковистые пески с примесью болот-

ных гумусированных образований пойменной и старичной
фаций. Отложения современного русла рек представлены га-
лечно-песчаными материалами.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На площади листа М-47-11 распространены образования
трех разновозрастных интрузивных комплексов: нижнепалео-
зойского («таннуольского»), девонского и средне-верхне(?)
палеозойского («сангиленского»). Кроме того, известны слюдо-
носные перматиты неустоявшегося возраста.

Нижнепалеозойский (таннуольский) интрузивный комплекс

Нижнепалеозойские интрузивные породы широко распро-
странены в центральной и восточной частях района, где они
слагают наиболее крупные массивы: Халдынский, охватываю-
щий бассейн верховьев рек Хан, Чукыр-хем, Халды и Майма-
лыш; Кадырский, чрезвычайно сложно построенный массив—
в бассейнах рек Кадыр-Ос, Нижнего и Верхнего Кадрауса. Ряд
небольших массивов этих пород обособляется также на юге, по
р. Кызыл-хем, на северо-западе — в приустьевой части р. Сер-
диг-хем, у северо-восточного окончания оз. Ак-Аттыг-холь и др.
Нижнепалеозойский интрузивный комплекс характеризуется
большим разнообразием слагающих его пород. Их состав изме-
няется от гранодиоритов до габбро и пироксенитов, связанных
между собой чаще всего постепенными взаимными переходами.
В ряде случаев кислые разновидности пород среднего
и основного состава, что указывает на многоэтапность форми-
рования интрузии. В составе нижнепалеозойского комплекса
выделяются следующие группы пород: гранодиориты и плагио-
граниты; кварцевые диориты и диориты; габбро-диориты, габ-
бро, пироксениты.

Гранодиориты, плагиограниты (ГРЗ)

Породы этой группы используются наиболее широким распро-
странением среди интрузивных образований нижнепалеозой-
ского комплекса. Они сложены значительные части Халдын-
ского, Кадырского и массива по р. Кызыл-хем и ряд более
мелких — в верховьях ф. Тазаран, в бассейне р. Таймак, в при-
устьевой части ф. Хан и др.

Халдынский массив занимает площадь более 350 км². Он
вытянут в широтном направлении; с северо-востока и юго-за-
пада ограничен разломами, с юга — массивами девонских гра-
нитов. В западной части массива сохранился крупный останец
кровли, представляющий гнейсами тектонической свиты. Породы
описываемой группы распространены преимущественно в его

юго-восточной части. Наиболее сложно построены Кадыросский массив, включающий крупные останцы кровли, прорванный тесами молодых гранитов и переритый серией разломов. На большей части площади он окружен гранитами девонской интрузии; границы его чрезвычайно неровные, извилистые. Восточное окончание массива несколько выходит за пределы терригории листа, где он прорывает осадочно-метаморфические породы синниевского возраста. Гранодиориты и плагиограниты старают его западную часть.

Гранодиориты в низовье р. Кызыл-хем старают северную часть крупного массива — Каахемского, расположенного в основном на площади листов М-47-I, VII, VIII. На севере он отделен от гнейсов протерозоя разломом. Породы рассматриваемой группы пользуются здесь преимущественным распространением.

Все эти разрозненные массивы, разделенные между собой полями более молодых гранитов, представляют, по-видимому, единый крупный плутон.

Гранодиориты играют главную роль среди пород рассматриваемого интрузивного комплекса. Это — серые или розовато-серые средне- и крупнозернистые иногда порфировидные биотито-роговообманковые и роговообманково-биотитовые породы. Обычно они слатают наиболее отдаленные от контакта с вмещающими породами части массивов. Главными породообразующими минералами в гранодиоритах являются плагиоклаз-андезит (40—60%), калиевый полевой шпат (до 15%), кварц (5—30%). Темноцветные представляют биотитом и фотовой обманкой, количество их составляет 10—30%. Обычно преобладает биотит. Темноцветные распределены в породе равномерно, реже образуют гнездовые скопления. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит, апатит, сфен, ильменит, циркон. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, эпидотом, пегитовым веществом. Гранодиориты почти полностью лишены признаков контаминации и фибрилизма.

Плагиограниты имеют ограниченное распространение. Они встречаются небольшими участками среди гранодиоритов и связаны с последними взаимными постепенными переходами. Наиболее значительная площадь их распространения — юго-западная оконечность Кадыросского массива на правобережье р. Нижнего Кадырсуа. Плагиограниты роговообманковые и роговообманково-биотитовые характеризуются светло-серыми окрасками и мелкозернистой структурой. Они состоят из плагиоклаза — олигоклаза (50—60%), кварца (20—30%), роговой обманки и биотита (5—8%).

Широкое распространение гранодиоритов и плагиогранитов в «Таннуольском» комплексе, однообразии состава, приуроченность к центральным частям массивов и отсутствие гибридных разновидностей свидетельствуют о том, что описываемая группа

пород является главной интрузивной фацией нижнепалеозойской («таннуольской») интрузии.

Кварцевые диориты и диориты (DpZ₁)

Кварцевые диориты и диориты развиты на востоке района, а также встречаются в бассейне р. Хан, у восточного окончания оз. Ак-Атыл-холь, по р. Кызыл-хем ниже устья р. Нижней Теректы, в устье р. Халын и др. Они обычно слатают краевые части массивов.

Диориты характеризуются зеленовато-серой окраской и неравномернозернистой, часто порфировидной структурой. Порфировидные различия этих пород приурочены обычно к контактам с вмещающими породами и зонам, обогащенным ксенолитами. В составе их основную роль играет плагиоклаз (андезит), содержание которого колеблется от 50 до 80%. В значительном количестве наблюдается роговая обманка (10—50%). Присутствуют также биотит (5—10%), моноклиновый пироксен (апатит) до 15%. Часто отмечаются гнездовые скопления темноцветных. Акцессорные минералы представлены рудным (титаномagnetитом и ильменитом), лейкоксеном, сфеном, апатитом и значительно реже цирконом. Вторичные образования — соссорит, серицит, хлорит, эпидот-позит, гидроксиды железа.

Кварцевые диориты отличаются от диоритов более светлой окраской. В составе их, кроме перечисленных для диоритов минералов, наблюдается кварц в количестве 5—10%.

Диориты и кварцевые диориты связаны между собой так же, как и с нижеописанными основными породами, взаимными постепенными переходами. Образования их следует рассматривать как результат глубокой ассимиляции вмещающих толщ магмой первоначально пранодиоритового состава. Некоторую часть этих пород можно рассматривать как самостоятельную фазу, предшествовавшую внедрению основной массы гранодиоритов, в результате чего и наблюдаются иногда «сущие» контакты между гранодиоритами и более основными разновидностями интрузии.

Габбро-диориты, габбро, пироксениты (PZ₁)

Наиболее широкое распространение основных пород наблюдается на востоке, вблизи контактов с карбонатными толщами. Чаще основные породы образуют небольшие, неправильной формы обособления в диоритах Кадыросского массива, в западной части Халынского массива, по р. Кызыл-хем, в верховьях р. Тазаран и др. и могут рассматриваться как результат локально повышенной интенсивности процессов контаминации у контактов с вмещающими породами или ксенолитами. Реже

они представляют собой отчетливо выраженные шширообразные тела либо небольшие штоки. (устье р. Верхнего Кадруса). Выделяется большое количество петрографических разновидностей — габбро-диориты, оливниновые габбро, оливни-роговые обманковые габбро-нориты, пироксениты, горнблендиты. Все они представляют собой единую группу и связаны общностью происхождения, сходством основных структурных, текстурных и минералогических признаков: тахситовая текстура, повышенное содержание темноцветных, совместное присутствие кварца и роговой обманки, оливина и роговой обманки. Макроскопически это серые до темно-серых, почти черных, среднее, реже мелко- и крупнозернистые массивные породы. Минеральный состав основных пород в западной части территории отличается от состава их в восточной части. В пределах последней в составе этих пород отмечается пироксен, являющийся пороодообразующим минералом. Широко развиты здесь горнблендиты. На западе распространены оливниновые габбро. Причиной подобного различия, по-видимому, является различный состав асимилированных вмещающих пород.

Габбро-диориты характеризуются следующим составом: плагиоклаз (андезин-лабрадор) 30—50%, моноклиновый пироксен до 60%, роговая обманка 40—60%. В небольшом количестве в них наблюдаются ромбический пироксен, биотит, очень редко кварц.

Оливниновые габбро состоят из плагиоклаза (лабрадор) — 75—95%, оливина — до 10%, пироксена (авгит) — 6—8%, роговой обманки — до 10%. Оливни-роговообманковые габбро-нориты отличаются присутствием в них ромбического пироксена-энстатита.

Роговообманковые габбро и габбро-пироксениты имеют следующий состав: моноклиновый пироксен (авгит) 15—17%, роговая обманка до 70%, плагиоклаз 30—35%. Кроме того, присутствуют ромбический пироксен, биотит. Для них характерно своеобразие структуры замещения роговой обманкой пироксена и даже плагиоклазов в результате метасоматических процессов.

Горнблендиты состоят из роговой обманки (50—90%), плагиоклаза (10—20%), кварца (5—8%); часто имеют гнейсовидную и сланцеватую текстуру.

Акцессорные всей этой группы пород представлены матитом, апатитом, сфеном. Из вторичных отмечены хлорит, эпидот, актинолит, серпентин, кальцит, тальк.

Для этих пород часто отмечаются признаки гидризма — роговиковые, гнейсовидные и пойкилитовые текстуры, мономинеральные скопления темноцветных, большая интенсивность процессов разрушения плагиоклаза, аномальный состав, присутствие кварца. Это определяет принадлежность пород этой группы к фации эндоконтакта.

Экзоконтактовые изменения, связанные с таннуольской интрузией, обычно выражаются в ороговиковании, образовании тонкой, часто сплошной инъекции (мигматизации), скарнировании. Иногда вмещающие породы в зонах экзоконтактов слабо окварцованы. Наибольшим распространением пользуются роговики, развитые на контакте с кембрийскими и синийскими отложениями. Зоны мигматизации чаще связаны с синийскими сланцами (верховья рек Кадрач и Кадыр-Ос) и имеют обычно небольшие (200—300 м) мощности. Скарны и скарнированные породы встречены небольшими участками по левобережью р. Кадыр-Ос, в верховьях р. Серлинг-хем на контакте габбро-диоритов с мраморизованными известняками айлыгской толщи. Это обычно буроватые и зеленоватые массивные породы по составу эпидот-гранат-пироксеновые и пироксеновые. Они содержат многочисленные вкрапленные зерна магнетита.

Жилыные породы

Жилыные породы таннуольского комплекса представлены образцованными основным, среднего, реже кислого состава. Наиболее насыщены жилами перидермические части массивов, реже они встречаются в приконтактовых областях вмещающих пород.

Жилы основного и среднего состава представлены спессартитам, диорит-порфиритам, кварцевыми диорит-порфиритами, микродиоритами. Они обычно выполняют кругопадающие трещины субмеридионального направления. Протяженность жил достигает 10—50 м, мощность 0,5—1 м, реже больше. Жилыные породы кислого состава представлены гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, реже алтитами, кварцем. Они распространены очень незначительно, отличаются меньшей протяженностью и небольшой (до 1 м) мощностью.

Из полезных ископаемых с нижнепалеозойской интрузией и ее жильной фацией связаны шестит и золото.

На площади листа нижний возрастной предел нижнепалеозойского интрузивного комплекса определяется прорыванием породами интрузии отложений нижнего кембрия. Верхний возрастной предел характеризуется несогласным наложением на интрузивные породы нижнепалеозойского комплекса отложений сайлыгской толщи нижнего девона.

На площади листа М-46-VI, в районе д. Зубовки, наблюдаются трансгрессивное наложение на интрузивные породы, аналогичные описанным, дерзигской толщи силура (Агентов и др., 1957ф). Таким образом, возраст интрузии лежит в пределах нижнего палеозоя.

Породы девонского интрузивного комплекса пользуются на территории листа особенно широким распространением, слагают около 35% его площади. Наиболее широко они развиты в южной части района. Здесь в бассейне р. Кызыл-хем выделяется крупный Кызылхемский массив. В северной части района расположен крупный Серлитхемский массив, закрытый примерно на половину юрскими и четвертичными отложениями. Небольшие массивы распространены в бассейне р. Казыр-Ос, в верховьях р. Агой, в районе оз. Токпук-куль и др. Крупные массивы сопровождаются апофизами и штоками.

Указанные массивы сложены преимущественно кислыми разновидностями пород. Характерно резкое преобладание в их составе гранитов биотитовых лейкократовых и нормальных розового цвета. В подчиненном количестве наблюдаются алескитовые граниты, сиениты, граносиениты. Фации эндоконтакта представлена гранитами биотито-роговообманковыми, гранодиоритами, реже встречаются гранит-порфиры и гранофиры. В составе девонского интрузивного комплекса выделяются две разновременные фазы. В первую фазу образовались граниты и сиениты, во вторую фазу — прорывающие их алескитовые граниты.

Интрузия первой фазы

Среди пород интрузии первой фазы выделяются следующие группы: 1) граниты лейкократовые, 2) граниты, 3) гранофиры, гранит-порфиры, 4) гранодиорит-порфиры, 5) сиениты. Все эти разновидности являются членами одного генетического ряда и связаны друг с другом непрерывными и постепенными переходами.

Породы интрузии первой фазы играют основную роль в строении большинства массивов девонского интрузивного комплекса.

Крупные массивы имеют сложное строение и конфигурацию. Так, Кызылхемский массив, занимающий площадь около 1000 км², имеет неправильную форму, с неровными извилистыми очертаниями. Он на большем протяжении граничит с породами таннуольского комплекса, прорывая их. Разломами северо-восточного направления массив разбит на несколько блоков. В нем включены небольшие ксенолиты и останцы кровли. Наиболее крупный останец в бассейне р. Илэгтэг сложен сланцами билгинской толщи и диоритами. К северо-западу от него развиты преимущественно нормальные граниты, а в верховьях р. Теректы на границе с девонскими эффузивными полями гранодиорит-порфиры и гранофиры; в юго-восточной части Кызылхемского массива распространены лейкократовые граниты.

Другой крупный массив — Серлитхемский, имеет в плане изометричную форму. От терекывающих его в центральной части юрских отложений он ограничен разломами; на западе граница его частично скрыта под морской и базальтами. Восточная граница с породами Таннуольской интрузии и синийскими отложениями неровная. На севере массив выходит за пределы площади листа. Здесь около границы описываемой территории по р. Тербен среди гранитов зажат узкий блок диоритов Таннуольской интрузии и мраморов айлыгской толщи. С юга Серлитхемский массив ограничен широкими разломами. Массив сложен преимущественно лейкократовыми гранитами и лишь в его южной части широко распространены граниты нормального облика.

Ниже приводится описание перечисленных групп гранитов.

Граниты лейкократовые (ГД)

Лейкократовые граниты широко распространены и являются наиболее типичной разновидностью рассматриваемой интрузии. Они обычно занимают центральные части крупных массивов. Эти граниты образуют главную фацию девонского интрузивного комплекса. Макроскопически они представляют собой розовую, мясо-красную, серовато-розовую неравномернозернистую породу, часто с хорошо выраженным порфировидным сложением. Реже наблюдаются крупнозернистые и мелкозернистые разновидности. Породы по составу достигают однообразия. Главными породообразующими минералами являются: калиевый полевой шпат — 30—60%, обычно 40—50%, плагиоклаз (олигоклаз) — 15—30%, кварц — 25—40% и биотит — 2—5%. Редко присутствуют в незначительных количествах мусковит, роговая обманка. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом, лейкоксенном и цирконом, иногда ортитом и флюоритом. Вторичные изменения выражены очень слабо (пегитизация, реже серицитизация, хлоритизация биотита). Характерным является присутствие решетчатого микроклина, слатящего основную массу пород и вмещающего порфировидных разновидностей, реже встречается ортоклаз.

С лейкократовыми гранитами тесно связаны граносиениты и кварцевые сиениты. Они распространены ограниченно и не образуют крупных выходов. Это обычно небольшие шпирообразные обособления, приуроченные к краевым частям массивов (Серлитхемского, массива верховьев р. Агой и др.). Эти породы отличаются от лейкократовых гранитов пониженным содержанием кварца (до 5—20%) и присутствием в некоторых местах роговой обманки. Количество решетчатого микроклина обычно 60—70%. В табл. 1 приведены данные химического анализа граносиенита.

Таблица 1

№ образца	Место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
11	Правобережье верховьев р. Агоя	69,14	0,33	15,40	3,63	—
№ образца	Место взятия образца	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
11	Правобережье верховьев р. Агоя	0,04	0,76	5,65	4,65	99,59

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ образца	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a/c
	11	18,7	0,7	3,4	77,1	—	92,1	1,9	5,88	64,6	90,1	0,3	16,2

Химический анализ показывает некоторое сходство граносиенита с щелочным гранитом по Дэли с небольшим отклонением — недосыщенностью граносиенита кремнеземом.

Граниты (ГД)

Граниты нормальные наряду с лейкократовыми являются ведущей разновидностью описываемой интрузии. Они распространены главным образом в западной части района (хр. Чу-кыр-тайга, массив в верховьях р. Агоя, западная часть Кызыл-хемского массива). На остальной территории они занимают незначительные площади. Граниты нередко приурочены к эндо-контактовым зонам массивов девонских гранитоидов. Всяду они связаны постепенными переходами с лейкократовыми гранитами, от которых отличаются несколько меньшей щелочностью и большим количеством темноцветных минералов. Они представляют собой среднезернистую, реже мелкозернистую, иногда порфировидную породу светло-серого, серовато-розового, коричнево-розового цвета. Главными пороодообразующими минералами гранитов являются кафельный полевой шпат — 20—40%, плагиоклаз (олигоклаз) — 20—40%, кварц —

25—30% и биотит — 5—15%. Иногда встречаются мусковит и роговая обманка. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, сфен, магнетит, лейкоксен, рутил. Вторичные минералы — серицит, хлорит, эпидот, иногда доломит.

К контактированным различиям девонской интрузии относятся некоторые обогащенные темноцветными минералами биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты, плагиограниты и биотитовые и биотит-роговообманковые гранитоиды, тесно связанные взаимопереходами с нормальными гранитами. Они слагают очень незначительные по площади участки среди нормальных гранитов и часто приурочены к зонам контактов нормальных гранитов с гранодиоритами и диоритами нижнепалеозойской интрузии. Все эти породы имеют гибридный характер: характеризуются разнообразным переменным составом и в среднем повышенным содержанием темноцветных; пнездовым распределением темноцветных, придающим породе пятнистый характер. В большинстве случаев они изменены вторичными процессами с образованием эпидота, полизита, хлорита.

В табл. 2 приведены данные химического анализа нормального гранита, показывающие его сходство со средним составом гранита по Дэли.

Таблица 2

Место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Левобережье верховьев р. Нижнего Кадрауса	66,35	1,02	13,54	2,69	3,12	0,12
Место взятия образца	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.
Левобережье верховьев р. Нижнего Кадрауса	1,16	2,56	4,10	3,25	0,04	0,37
Сумма						

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a/c
13,6	2,1	8,2	75,9	—	64,1	23,8	11,9	65,6	27,9	6,4	22,7	6,4

Гранофиры, гранит-порфиры (ГПД)

Гранофиры и гранит-порфиры развиты на незначительных площадях. Они слагают небольшие участки в краевых частях крупных массивов либо вблизи их кровли и приурочены к типичным частям Серлитхемского массива (в левом борту р. Тербен, в пределах хр. Чукур-тайга), в Кызылхемском массиве (в верховьях р. Нижней Теректы, в правом борту среднего течения р. Нижнего Кадраса).

Гранофиры красного цвета, обычно лейкократовые. Составляют из каменного полевого шпата и кварца в микрографических породах. Нередко в породе появляются вкрапленники калиевого полевых шпата, реже плагиоклаза с переходом в гранофир-порфиры.

Гранит-порфиры мелкозернистые, порфировидны, окрашены в розовато-бурый и красный цвет. Вкрапленники, имеющие размер от 1 до 3 мм, сложены плагиоклазом (олигоклазом), часто зонарно строены, калиевым полевым шпатом и кварцем. Редко во вкрапленниках отмечаются зерна сильно хлоритизированной и эпидитизированной роговой обманки и биотита. Основная масса сложена калиевым полевым шпатом, плагиоклазом (альбитом), кварцем. Гранит-порфиры и гранофиры связаны взаимными переходами с лейкократовыми гранитами.

Гранодиорит-порфиры (ГПД)

Породы этой группы слагают небольшой массив в северо-западной части района, по правобережью р. Серлит-хем. Массив расположен среди пород тангульского комплекса. В его пределах преимущественно распространены гранодиорит-порфиры, реже плагиогранит-порфиры, мелкозернистые гранодиориты.

Гранодиорит-порфиры мелкозернисты, порфировидны, серого и розовато-серого цвета. Вкрапленники имеют размер 1—3 мм и представлены зонарным плагиоклазом (олигоклаз-андезин). Они составляют до 30% породы. Основная масса состоит из плагиоклаза, представленного олигоклаз-андезином, кварца, калиевого полевых шпата, биотита, роговой обманки. Из акцессорных отмечаются апатит магнетит.

В пределах рассматриваемого района взаимоотношений гранодиорит-порфиров с другими породами не наблюдалось. На территории листа М-47-1 аналогичные гранодиорит-порфиры принадлежат девоцкой интрузии (Агентов, Агентова, 1957ф).

Синиты (СД)

Пироксеновые синиты образуют в нижнем течении р. Кадыр-Ос два небольших массива и один массив на левобережью р. Бусэин-гол. Синиты характеризуются буровато-красными,

темно-розовато-бурыми цветами окраски, среднезернистой, часто порфировидной структурой. Порода состоит из калиевого полевых шпата — 60—85%, кислого плагиоклаза — 10—30% и нироксена (диопсид, авгит) — 15—30%. В некоторых разновидностях присутствует роговая обманка (5%). Из акцессорных минералов отмечены рудный минерал, апатит, сфен.

Интрузия второй фазы

На территории листа К интрузии второй фазы относятся аляскитовые граниты. На территории смежных с юга и юго-запада листов М-47-VII и М-47-VIII устанавливается прорывание аляскитовыми гранитами нормальных гранитов, принадлежащих интрузии первой фазы.

Аляскитовые граниты слагают небольшие массивы, расположенные среди лейкократовых гранитов в междуречьях Тербен и Тазаран, Тазаран и Джолус, Маймалыш и Алды-Кожме. Площадь массивов достигает 15 км². Нередко они слагают небольшие тела среди гранитов, не выделяемые в масштабе карты.

Аляскитовые граниты (ГД)

Эти породы отличаются полным или почти полным отсутствием темноцветных минералов и очень незначительным содержанием плагиоклаза. Аляскитовые граниты представляют собой мелкозернистые или среднезернистые породы, окрашенные в розовые или красные цвета. Состав пород варьирует в следующих пределах: микроклин-пертит 40—70%, кварц (округлые изометричные зерна) 25—40%, кислый плагиоклаз 0—25%. В небольшом количестве могут присутствовать биотит, мусковит. Из акцессорных минералов отмечены магнетит, циркон, апатит.

В табл. 3 приведены данные химического анализа аляскитового гранита, показывающие его сходство со средним составом аляскиита по Дэли.

Живые породы

Среди живых образований девоцкой интрузии выделяются развитым гранит-порфиры, гранофиры, порфириды, мелкозернистые биотитовые граниты, аплиты, бостониты, керсантиты, перматиты. Широко распространены кварцевые жилы. Характерно увеличение числа даек и жил в краевых частях массивов. Мощность жил и даек колеблется от 0,1 до 0,2 м до нескольких метров, протяженность от нескольких метров до сотен метров. Преобладающее простирание жил северо-восточное, близкое к меридиональному; углы падения крутые, часто на юго-восток. Преимущественным развитием пользуются кислые разновидности пород.

Таблица 3

Место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO
Верховья р. Газаран	74,96	0,16	12,77	1,19	0,43	0,02
Место взятия образца	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
Верховья р. Газаран	1,15	3,04	4,48	0,02	0,33	98,55

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>φ</i>	<i>t</i>	<i>Q</i>	$\frac{a}{c}$
13,7	1,4	2,7	81,1	39,4	60,5	0	—	50,2	15,7	0,16	42,5	9,7

Контактовые изменения

Эноконтактовые изменения в массивах гранитоидов девонской интрузии выражены в образовании описанных выше габридных разновидностей пород, таких, как роговообманково-биотитовые граниты, гранодиорит-порфиры, гранофиры и гранит-порфиры.

Эноконтактовые изменения выражены слабо и проявляются по-разному в интрузивных породах нижнепалеозойской интрузии и в осадочно-метаморфических породах. Вмещающие интрузивные породы в контакте с девонской интрузией иногда перекристаллизованы и обогащены щелочами. Образуются гибридные гранодиориты роговообманково-биотитовые, переходные к кварцевым мондиоритам и другие породы, по облику и составу тяготеющие к диоритам. Для них характерно повышенное содержание микроклина, причем нередко можно видеть замещение плагиоклаза микроклином и иногда полущелочной характер роговой обманки. В контакте гранитов с гранодиоритами и диоритами нижнепалеозойской интрузии в некоторых случаях наблюдается зона смешанных пород — гибридных пород эндо- и экзоконтакта, граница получается расчлененной, создается впечатление о постепенных переходах. Ширина таких зон смешанных пород измеряется десятками и сотнями метров, иногда километрами (левобережье верховьев р. Серлинг-хем). Эноконтактовые изменения осадочно-метаморфических пород выражаются в оротовиковании, образовании тонкой, часто полойной интрузии (мигматизации), окварцевании, эпидотиза-

ции, хлоритизации. На контакте с синийскими и кембрийскими породами характерно образование узких ореолов роговиков, биотитовых и роговообманковых. Известняки на контакте с гранитами часто перекристаллизованы в образованием крупнокристаллических разновидностей. Очень редко наблюдаются образования скарных гранат-эпидот-актинолит-диопсидовых и эпидотовых. Из полезных ископаемых с девонской интрузией связаны молибден, свинец, редкие элементы.

На территории листа породы рассматриваемого комплекса прорывают сайлыгскую толщу нижнего девона. Верхний возрастной предел интрузии на рассматриваемой площади не установлен. К юго-западу (в 100 км) на площади листа М-46-ХII красные граниты (Брянский массив), аналогичные по составу вышеописанным и также прорывающие сайлыгскую толщу, с разрывом перекрываются багтаинской толщей, содержащей створы верхнего девона (Ильин, Ильина, 1959ф).

Абсолютный возраст гранита первой фазы, взятого В. Б. Аргентовым в верховьях р. Джолус и относимого к девонской интрузии, по данным определения лаборатории ВАГТ по аргоновому методу, равен 315 млн. лет, что соответствует нижнему девону. Таким образом, возраст интрузии лежит в пределах девона.

Средне-верхне(?)-палеозойский (сангиленский) интрузивный комплекс

Главной характерной чертой средне-верхне(?)-палеозойского интрузивного комплекса является ярко выраженный щелочной состав пород, благодаря чему он обычно носит название щелочного интрузивного комплекса.

В районе известны три массива описываемого комплекса: Кадрасусский — в верховьях рек Нижнего Кадраса, Верхней Теректы и Нижней Теректы; Сурхайский — в междуречье верховьев Серлинг-хема и Сурхая; Кадыросский в бассейне верхнего течения р. Кадыр-Ос.

Эти массивы представляют собой крутопадающие штоки и пластообразные, доплитоподобные тела значительных размеров, измеряющиеся в плане десятками и даже сотнями квадратных километров и залегающие среди различных по возрасту и составу пород. Форма массивов в плане иногда очень сложная; это в первую очередь относится к Кадрасусскому массиву, имеющему резко выраженные неправильные очертания, осложненные многочисленными, более поздними тектоническими подвижками. Кадыросский массив в северной части перекрывает покровом ниже-среднечетвертичных базальтов. Весьма возможно, что этот массив под базальтами соединяется с Дугдинским массивом щелочных сиенитов расположенным за преде-

данн района непосредственно к северо-северо-востоку от Кадрынского массива.

В составе комплекса выделяется несколько следующих групп растений и петрографических групп (от более ранних к более поздним): щелочные сиениты; щелочные граниты, граносиениты, сиениты; щелочные гранит-порфиры и гранофолы.

Указанная последовательность четко установлена для двух последних групп и несколько условна в отношении положения в интрузивном комплексе сиенитов раннего этапа.

Кадрынский массив сложен исключительно сиенитами раннего этапа. Кадраусский и Сурхайский массивы представляются щелочными гранитами и щелочными гранит-порфирами и гранофирами поздних фаз интрузии. Кадраусский массив щелочных гранитов по своим крупным размерам является уникальным для всей территории Восточной Тувы. Ниже приводится характеристика каждой из перечисленных групп интрузивных пород.

Щелочные сиениты (ΣPz_2-3^2)

Щелочные сиениты представляют собой довольно однообразные по составу и структуре породы. Они в основной своей массе представляют крупнокристаллическими до пематонидных серыми и розовато-серыми породами. Сиениты на 90—95% состоят из полевого шпата. Последний образует крупные таблитчатые кристаллы с простыми и сложными двойниковым строением (микрочжин и анортоклаз?). В результате субпараллельной ориентировки таблитчатых кристаллов полевого шпата породе приобретает черты трахитоидности. Цветные минералы, заполняющие промежутки между кристаллами калиевого полевого шпата, представлены в основном зеленым амфиболом полущелочного и щелочного характера с сильной дисперсией оптических осей (рибекит?) в количестве до 5, реже до 10% и изредка темно-бурой слюдой (до 5%). В интерстициях между кристаллами калиевого полевого шпата изредка можно наблюдать мелкодрозовые скопления кварца. В качестве второстепенных минералов в этих породах присутствуют сфен и шпирок, при этом на отдельных участках содержание сфена достигает 5—8%. Породы эти измененными процессами изменены незначительно, причем эти изменения проявляются преимущественно в альбитизации калиевого полевого шпата.

В табл. 4 приводятся данные химического анализа сиенитов. Сиениты наиболее близки по составу к щелочным сиентам по Дэйли. По данным Г. В. Махина (1954ф), в Кадрыском массиве широким распространением пользуются также небольшие нещелочные сиениты, темновесный минерал, в которых представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой и биотитом.

Таблица 4

Место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO
Левобережье верховьев р. Хематты	63,36	0,96	17,18	1,76	1,58	0,41
Место взятия образца	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
Левобережье верховьев р. Хематты	1,10	6,13	5,46	0,10	0,38	98,30

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}$
21,4	0,9	4,2	73,4	—	73,1	16,2	10,56	63,02	35,7	1,1	3,2	23,77

Щелочные граниты, граносиениты, сиениты (ΣPz_2-3^2)

Щелочные граниты по петрографическим признакам подразделяются на несколько разновидностей, тесно связанных между собой постепенными взаимопереходами: граниты амфиболовые, пироксен-амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые и щелочные аляскиты. Наибольшее распространение имеют амфиболовые и биотит-амфиболовые граниты.

В Кадраусском массиве центральная часть его (в плане) представлена биотитовыми гранитами, которые в направлении к периферии обогащаются амфиболом. Во внешней апикальной зоне, ширина которой колеблется от 1 до 5—6 км, массив сложен амфиболовыми (рибекитовыми) гранитами. Пироксен-амфиболовые граниты, развитые на небольшом участке в восточной части массива, тесно связаны с амфиболовыми гранитами. Щелочные аляскиты встречаются на небольших площадях в разных местах массива среди других разновидностей с которыми также связаны постепенными переходами.

Сурхайский массив сложен преимущественно амфиболовыми и в меньшей степени — пироксен-амфиболовыми гранитами.

Щелочные граносиениты, кварцевые сиениты и сиениты имеют весьма ограниченное развитие как в Кадраусском, так и в Сурхайском массивах. Они представляют в одних случаях краевую, десилицированную фацию щелочных гранитов,

в других случаях образуют шшироообразные перматовидные обособления и жильные тела в гранитах.

Щелочные амфиболовые (рибекитовые) граниты представляют собой лейкократовые массивные мелкозернистые и среднезернистые (размеры минеральных зерен обычно от 2 до 5 мм) породы, обладающие преимущественно гипидноморфнозернистой структурой. Реже встречаются порфировидные разновидности в частных случаях наблюдаются микропегматитовые и микропойкилитовые структуры. Главные минералы представлены микроклином-пертитом и микропертитом (50—60%), кварцем (32—40%), щелочным амфиболом — рибекитом (3—8%). В качестве акцессорных минералов присутствуют циркон, бурый радиоактивный циркон, магнетит, флюорит, ферросонит, молибденит, оранжит. Реже встречаются пиррохлор, ортит и бритолит. Из вторичных минералов наблюдаются хлорит и щелитовое вещество, образующееся по микроклину. Для щелочных гранитов типичной является интенсивная пертитизация калиевого полевого шпата. Иногда можно видеть развитие по калиевому полевому шпату шахматного альбита, представляющего продукт постмагматического процесса натрового метасоматоза, проявленного, впрочем, очень слабо. Одновременно с альбитом образуется рибекит.

Щелочные пироксен-амфиболовые граниты отличаются от описанных выше только присутствием, наряду с щелочным амфиболом, щелочного пироксена (до 3%), представленного чаще всего эгиринном и в редких случаях эгирин-авгитом. Обычно эгирин находится в сростках с рибекитом.

Щелочные биотит-амфиболовые и биотитовые граниты содержат биотит-лепидомелан, часто сильно хлоритизированный и насыщенный мелкими зернами вторичного магнетита. В редких случаях присутствует первичный кислый плагиоклаз-антiperтит. Чисто биотитовые разновидности очень редки.

Щелочные аляскитовые граниты иногда имеют паналитоморфнозернистую структуру. Они не содержат цветных компонентов или количество их не превышает 1—1,5%, что характеризует переход к описанным выше разновидностям. В качестве цветных минералов присутствуют биотит, игольчатый рибекит и в редких случаях гастиннит.

Акцессорный состав последних трех разновидностей щелочных гранитов сходен с описанным для рибекитовых гранитов. Щелочные граносиениты и сиениты крупнозернисты и сложены сильно пертитизированным микроклином (60—90%), небольшим количеством кварца, который в сиенитах отсутствует, биотитом и (или) амфиболом подщелочного гастинитового типа. Граносиениты по петрографическим признакам близки к нордмаркитам.

В табл. 5 приводятся химические анализы проб щелочных гранитов.

Таблица 5

Место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	H ₂ O	Сумма
Правобережье среднего течения р. Нижнего Кадрауса	75,04	0,19	11,59	1,10	1,79	0,32	0,11	4,92	3,66	—	0,14	98,86
То же	75,20	0,24	11,30	3,71	0,93	0,10	0,20	5,58	1,26	0,27	0,15	98,80
Водораздел рек Нижней и Верхней Теректы	72,92	0,23	12,11	4,15	—	0,18	1,47	4,88	3,65	—	—	99,58

Коэффициенты по А. Н. Заварицкому

S	A	B	C	C̄	s	a	b	c	c̄	Q	a'	c'	m'	f'	n	t	φ	a/c
1252	215	55	2	—	82,1	14,1	3,6	0,1	—	36,0	16,3	—	12,7	72,7	73,5	0,24	22,5	141
1255	208	69	4	—	81,6	13,5	4,5	0,26	—	36,1	8,7	—	4,35	87,9	86,5	0,24	66,6	52
—	—	—	—	—	79,3	15,2	5,2	0,13	—	28,24	29,6	—	4,9	65,4	67,09	0,24	64,19	1169

Химические анализы показывают сходство щелочных гранитов со средним составом щелочного гранита по А. Н. Заваринскому.

Щелочные гранит-порфиры, граносиенит-порфиры и гранофиры (г-тРz-г?)

Эти породы генетически тесно связаны с описанными выше щелочными гранитами и представляют продукт поздней фазы интрузивного процесса. Четкие интрузивные контакты между гранофирами и гранит-порфирами, с одной стороны, и гранитами, с другой, установлены в пределах восточной окраины Кадрасского массива (правобережье среднего течения р. Нижнего Кадраса). Гранит-порфирами и гранофирами сложено довольно крупное пластобразное тело широтного направления, в западной части разделяющееся на несколько таких апофиз, проникающих в щелочные граниты. Описываемые породы имеют гипабиссальный облик и характеризуются порфировыми и порфиризованными структурами. Структура основной массы микрогранитовая, гранофиристая.

В составе данной фазы выделяются следующие разновидности горных пород (по степени распространенности): гранит-порфиры, гранофир-порфиры, гранофиры, микрогранит-порфиры (пангеллериты), граносиенит-порфиры. По составу все эти породы очень сходны и различаются, главным образом деталями структуры.

Гранит-порфиры и гранофиры во вмещающих породах содержат калиевый полевой шпат — пертит, часто без микроклиновой двойниковой решетки, и кварц. Промежуточная масса состоит из тех же минералов с примесью альбита, щелочного амфибола (рибекита), эпирина, бютита. Акцессорные — циркон, магнетит. Вторичные минералы — хлорит, актинолит (по щелочному амфиболу?). Преобладают бютитовые и альбитовые разновидности. В некоторых случаях заметна вторичная альбитизация, обычно затрагивающая промежуточную массу.

Жилые породы

Жилые породы, генетически связанные с щелочным средне-верхне (?)-палеозойским интрузивным комплексом, представлены гранит-аллитами, перматовидными щелочными сиенитами и кварцевыми сиенитами, щелочными амфиболовыми гранитами, щелочными пематитами, спессарритами, диабазовыми порфиридами и диабазами, кварцевыми и кварцево-альбитовыми жилами. В большинстве случаев жилые тела залегают в зоне экзоконтактов массивов, достигающей ширины до 3 км; часто они бывают приурочены к трещинам оперения крупных разрывных нарушений.

Контактные изменения

Контактные изменения выражены весьма незначительно. Эпиконтактные изменения в щелочных гранитах выражены в появлении гибридных контактированных разновидностей гранитов, в которых наблюдается повышенное содержание цветных минералов, возникают тактовые структуры; в ряде случаев появляется глинитовый и породный терриот щелочной облик. Последнее, по-видимому, связано с влиянием щелочных калиевых сиенитов. Контактная связь в основном с привнесом кальция, магния и железа. Экзоконтактные воздействия интрузии на карбонатные породы нижнего кембрия и синия приводит к образованию узких ореолов сульфидных эпидот-амфиболовых скарнов. Метаморфизованные алевролиты синия в контакте с щелочными гранитами слабо ороговикованы.

С описанным щелочным средне-верхне (?)-палеозойским (сангиленским) комплексом генетически связаны проявления редкометалльного оруденения (иниобий, тантал, редкие земли, цирконий, радиоактивные элементы).

Возраст щелочной интрузии установлен недостаточно точно. Описанные породы прорывают нижнедевонскую сайлыгскую толщу и гранитоиды девонского комплекса. Таким образом, щелочной комплекс не может быть древнее нижнего девона. Верхняя возрастная граница неизвестна не только в данном районе, но и в других местах Восточной Тувы. Описанные породы уверенно сопоставляются по петрологическим, геохимическим и металлогенетическим признакам с широко известным в Туве редкометалльным щелочным интрузивным комплексом, получившим развитие на Сангилене (Нечаева, Володина, 1957ф), а также в крайней северо-восточной части Тувы (Махин и др., 1958ф, 1959ф). Щелочной редкометалльный комплекс Восточной Тувы, как известно, сформировался в две фазы: ранняя представлена нефелиновыми сиенитами и щелочными сиенитами, представляющими крайнюю фацию первых. Со второй фазой связано внедрение щелочных сиенитов и щелочных гранитов (Павленко и др., 1958; Махин и др., 1958ф). На территории листа М-47-III нефелиновые сиениты первой фазы щелочной интрузии неизвестны. Все описанные породы района следуют, по-видимому, сопоставлять с щелочными гранитоидами второй фазы, широко развитыми севернее — в бассейне среднего течения р. Бий-хем и к югу от района — в верховьях р. Эрзин, и восточнее — в районе р. Чавач — правого притока р. Кызыл-хем. В районе р. Чавач характер размещения тел щелочных интрузивных пород находится в ясной зависимости от просторанственного положения гранитов девонского комплекса. В южной части территории описываемого листа — в бассейне р. Илгетар в составе девонских гранитов установлено повышенное содержание редкометалльных минералов (эвксенит-поликраз) в виде

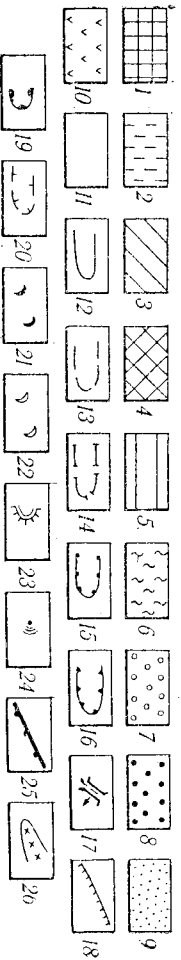
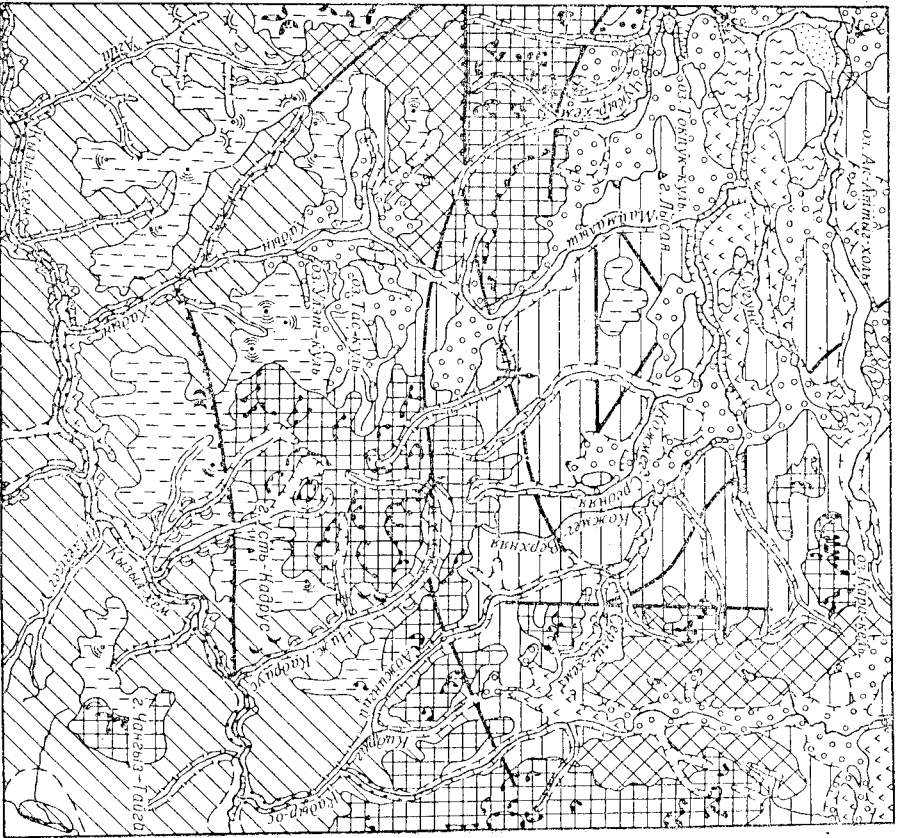


Рис. 1. Тектоническая схема

1 — области развития напряженной плейстоценовой и гофировки слоев в глыбокохлесткоп-
фазованных протерозойских отложениях; 2 — области развития линейных складок, обра-
зованных отложениями синиз; 3 — краевые части массивов нижнепалеозойской интрузии
с ориентированными элементами протектонизма (штрихами, крестовидными, длинными осями
минералов); 4 — центральные части массивов той же интрузии, лишённые линейных эле-
ментов протектонизма (массивных); 5 — фрагменты брахиструктур, сложенных ниже-
девонскими отложениями; 6 — массивы девонских гранитов; 7 — массивы субмеридиональ-

кварцитов намечает контур ее сводовой части. В своде пнейсы
нижней части тесемской свиты залегают сравнительно полого
с углами падения, не превышающими 25°. В южном крыле
структуры, сложенном верхними частями тесемской свиты, при
движении к югу от свода углы падения пород в общем увели-
чиваются. Северное крыло метантиклинали осложнено подо-
гим синклинальным прогибом, который отчетливо оконтури-
вается прослеженным горизонтом кварцитов.

Аджингайская антиклиналь (II) вытянута в юго-
восточном направлении в междуречье Аджингай и Нижнего
Карауса. Это типичная линейная складка. В ее ядре залегают
мраморы Балкытхемской свиты, крылья же сложены слан-
цами и пнейсами билгинской толщи. Северо-восточное крыло
антиклинали сравнительно пологое с углами падения от 30 до
60—70°. Юго-западное крыло более крутое с углами падения ин-
трузивов антиклиналь протривалась значительно дальше на
юго-восток, на что указывает сохранившийся среди гранитоидов
и габброидов обрывок юго-западного крыла этой структуры
в низовье р. Кадыр-Ос.

На фоне этих двух описанных крутых структур троявлены
сложные, иногда приближающиеся к изоклинальным, складки.
Размах таких осложняющих складок колеблется от первых
сотен метров до широко распространенных плейстоценовой и гоф-
рировки слоев.

Серия сопряженных линейных складок (III) —
антиклиналей и синклиналей расположена в верховье р. Ка-
дыр-Ос. Эти структуры также принадлежат нижнему струк-
турному этажу. Ядра этих складок сложены мраморами айлыт-
ской толщи, а крылья — сланцами харальской толщи. Это ли-
нейные складки, с крутыми до вертикальных углами падения
пород в крыльях, осложненные продолговатыми разрывными нару-
шениями и обрывающимися главным образом в нижне-
палеозойской интрузии. Степень метаморфизма синийских пород
не велика по сравнению с метаморфизмом пород верхнего про-
терозоя. Дополнительные пикативные дислокации здесь также
менее сложны, чем в протерозое, хотя и здесь заметно распро-
странены микродислокации — плейстоценовой и гофировки слоев,
однако не столь интенсивные, как в протерозое.

На этом участке можно выделить три антиклинали и две
расположенные между ними синклинали. Восточная антикли-
наль располагается на левобережье р. Кадыр-Ос. В южной

ного пояса средне-верхне (?) палеозойских шесточных гранитов и сланцев; 8 — наложен-
ная мезозойская палеогена; 9 — оси линейных антиклиналей; 10 — оси линейных синклина-
лей; 11 — структурные линии; 12 — разрывные нарушения I — Аюльско-Унженская местная
антиклиналь, II — Аджингайская антиклиналь, III — серия сопряженных линейных складок
IV — Теректская брахисинклиналь, V — Ханская брахисинклиналь, VI — Серинхемская
палеогена, VII — Кадароский градоподорожный массив, VIII — Халынский массив, IX —
Серинхемский массив, X — Кызылхемский массив, XI — Кадароский массив шесточных
сланцев, XII — Сурхайский массив, XIII — Кадароский массив

части ось ее ориентирована субмеридионально с отклонением на юго-восток. При движении к северу ось складки плавно поворачивает к востоку, приобретая сначала меридиональное направление, а затем северо-восточное. Таким образом, складка образует пологую дугу, обращенную выпуклостью на запад. Складки, расположенные западней, образуют все более выположивающиеся дуги и, наконец, крайняя западная из них протигивается прямолинейно в меридиональном направлении. Видимая протяженность каждой из этих пяти структур колеблется от 6 до 17 км, расстояние между осями сопряженных антиклиналей и синклиналей варьирует от 2 до 4 км.

Теректыская и Ханская брахисинклинали, сложенные эффузивами нижнего девона и триадагелаше среднему структурному этажу, в современном эрозийном срезе представлены лишь своими частями. У Теректыской брахисинклинали (IV) сохранилось только восточное крыло, затегающее на гранодиоритах нижнепалеозойской интрузии. Севернее, западное и южное окончания структуры уничтожены массивом девонских гранитов и срезаны разрывными нарушениями. Судя по замерам флюидальности, в эффузивах углы падения крыльев структуры не превышают 15—20°, простирание ее северо-северо-западное, примерно совпадающее с направлением русла р. Верхней Теректы.

Ханская брахисинклинали (V) в значительной части перекрыта четвертичными образованиями и под ними, по-видимому, уничтожена в южной части девонскими гранитами. Эта структура наложена на массив нижнепалеозойских гранитов с углами падения в крыльях, не превышающими 10—15°. В плане она обнаруживает овальную форму и ориентирована длинной осью широтно.

Серлитхемская впадина (VI), принадлежавшая верхнему структурному этажу, выполнена юрскими отложениями. В плане эта структура имеет форму, приближающуюся к овальной, с длинной осью, ориентированной в субширотном, несколько отклоняющемся к юго-востоку направлении. С юга и востока структура ограничена разрывными нарушениями широтного, меридионального и северо-западного направления; с севера и запада вскрывается несогласное наложение юрских отложений на более древние образования. Строение впадины осложнено в центральной части горстовым поднятием, сложенным девонскими гранитами.

Слои в пределах впадины затегают в большинстве случаев полого, с углами падений, не превышающими 5—15°. Максимальные (20—25°) углы падения пород наблюдаются вблизи ограничивающих впадину разрывных нарушений.

В пределах впадины различаются два синклиналиных прогиба. Один из них расположен в восточной части впадины, другой в западной. Между ними выделяется ориентированное

в субмеридиональном направлении антиклинальное поднятие, положение которого совпадает с современным положением бассейна р. Ады-Кожме. В синклиналиных прогибах сохранился поимый разрез юрских отложений, в антиклинальном поднятии отложения верхней подсыты отсутствуют, а видимая мощность нижней подсыты значительно сокращена.

ПО ЛИНИИ I-II

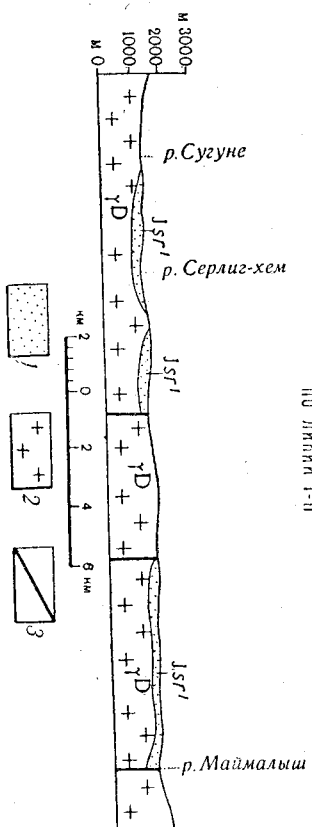


Рис. 2. Разрез по линии I—II (четвертичные образования с разреза сняты)
1 — серлитхемская свита, нижняя подсыта; 2 — девонский интрузивный комплекс; 3 — различные нарушения

депрессия имела, по-видимому, большую площадь по сравнению с современной площадью впадины. В дальнейшем в кайнозойскую эру в результате глыбовых движений по вновь возникшим разрывным нарушениям и обновленным древним разломам возникла современная структура Серлитхемской впадины. На относительно поднятых блоках в центре впадины и окружающих ее с севера, востока и юга участках юрские отложения были размыты (рис. 2).

Кадьросский гранитондкий массив (VII) расположен непосредственно к югу от описанной группы складок. Отдельные апофизы этого массива выступают и в районе развита сопряженных складок и севернее них. Характерная особенность Кадьросского массива заключается в широком развита гибридных разновидностей пород — габброидов. Ориентировка длинных осей минералов, шпидров и ксенолитов. Кадьросского массива меридиональная и субмеридиональная. Она, в общем, соответствует ориентировке простирааний вмещающих синийских и протерозойских отложений.

Хадынский массив (VIII) в основном сложен гранодиоритами и лишь в его крайней северо-западной части появляются породы основного состава. На основании изложенного о Кадьросском массиве можно полагать, что в северо-западной

части гранодиоритовая лагма ассимилировала какие-то сланцево-карбонатные, возможно, синийские толщи, в результате чего образовались рабродиты.

Остальная большая часть Халдынского массива, сложенная гранодиоритами, очевидно, внедрилась в свод антиклинали, сложенной породами близкого к гранодиоритам состава. К таковым на исследованной территории относятся биотитовые гнейсы тесхемской свиты. Контакты Кадьросского и Халдынского массивов в большинстве случаев крутые, согласующиеся с залеганием вмещающих пород.

Серлитхемский гранитный массив (IX) девонского возраста охватывает почти всю северную половину площади листа.

В центральной части на него наложена Серлитхемская мезозойская впадина.

В массиве не обнаруживается какой-либо определенной закономерности в распределении отдельных разновидностей пород. Можно лишь отметить, что наиболее «чистые» разновидности гранитов — аляскитовые граниты приурочены к центральной части массива. Контакты массива, по-видимому, большей частью крутые, судя по незначительному распространению в плане гипабиссальных фазностей. Граниты массивные; в отличие от пранитоидов нижнепалеозойского комплекса не обнаруживают линейных элементов прототектоники. Напротив, элементы трещинной тектоники распространены очень широко. Так, в бассейнах рек Тербена, Тазара и Дюкдуса массив расчленен густой сетью меридиональных крутопадающих трещин. В ряде случаев вдоль особенно выдержанных трещин граниты мигронтизированы. Мощность зон мигронтизации достигает 10—20 м и более. Кроме меридиональных трещин, отмечаются трещины и зоны дробления широтного направления, но их гораздо меньше.

Кызылхемский массив (X) девонского возраста вытянут в пределах площади листа в северо-западном направлении от юго-восточной части территории к истокам р. Халды. В средней части в низовье р. Итэртэ его строение осложнено провесом кровли, сложным ступенчатым биллинской толщ и нижнепалеозойскими таббродитами. Тектонические особенности Кызылхемского массива соответствуют особенностям Серлитхемского массива. Есть и отгинеи, заключающиеся в большем распространении широтных трещин и зон дробления по сравнению с меридиональными.

Кадьросский (XI), Сурахайский (XII) и Кадраусский (XIII) массивы шелочных пород расположены по линии, ориентированной в субмеридиональном, отклоняющемся к северо-востоку направлении. Непосредственно за северной границей площади листа расположен на этой же линии Дугдинский массив шелочных пород — нефелиновых сиенитов. Таким

образом, на рассматриваемой площади расположена большая часть субмеридионального пояса массивов шелочных пород.

Субмеридиональный пояс шелочных интрузий расположен в своеобразной зоне сочленения областей развития. Область, расположенная к востоку от зоны сочленения, характеризуется широким развитием верхнепротерозойских отложений, главным образом пород балыктыгхемской и биллинской толщ, а также широким развитием синийских отложений, сравнительно недавно членимым распространением нижнепалеозойских и позднеинтрузивным распространением интрузивов. В области, расположенной к западу от зоны сочленения, отложения биллинской толщи отсутствуют, возможно, они и не отлагались: широко распространены нижнепалеозойские и девонские интрузии. В пределах пояса шелочных массивов распространены разрывные нарушения преимущественно меридионального и субмеридионального простираний.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Широтное и северо-западное направления простирания тектонических линий в западной части района являются преобладающими: в восточной части широко распространены разломы субмеридионального и северо-восточного направления.

В районе верховьев рек Серлит-хем и Нижнего Кадрауса происходит сочленение широтных и меридиональных разломов. Очевидно, ряд разломов были заложены еще в нижнем палеозое, а возможно, и в докембрии. К ним, по-видимому, относятся широтные разломы, проходящие через истоки рек Хан, Чукур-хем, Маймалыш, Серлит-хем, а также меридиональные продольные по отношению к линейным складам синия разломы в бассейне р. Кадыр-Ос. Однако имеются факты, позволяющие уверенно наметить первые проявления деятельности разрывных нарушений лишь с девонской эпохи. Так, в пределах Серлитхемского гранитного массива девонского возраста и Кадьросского массива шелочных сиенитов широко распространены жильные образования — дайки аплитов и лампрофиров, приуроченные к меридиональным трещинам, и генетически связанные с вмещающими интрузивными телами. Надо отметить, к тому же, широкое развитие в интрузивных породах северо-восточной части района меридиональных трещин отдельных сиенитов. То же можно сказать о разломах широтного направления.

Многие разломы, отмеченные на карте, проявились и в более позднее время — в мезозое и кайнозое. Они прекрасно выражены геоморфологически в виде тектонических уступов и депрессий. К ним прежде всего относятся разломы широтного и меридионального направления. Хорошо выражены геоморфо-

логически и геологически разломы, оконтуривающие депрессию, выполненную юрскими отложениями. В толще юрских пород можно наблюдать небольшие разломы, вдоль которых в узкой зоне конгломераты раздроблены, содержат давленную гальку и окварцованы. С разломами меридионального и широтного направления, по-видимому, связаны изгибные четвертичных базальтов. Наконец, молодой возраст проявления деятельности меридиональных и широтных разломов подчеркивается приуроченностью к ним минеральных источников на площади листа и непосредственно за восточной его границей. Большинство разломов северо-западного и северо-восточного направления также проявлены в современном-рельефе. С разломами связано появление всевозможных тектонитов — начиная от катаклазитов и разнейсованных пород до миллионитов. Во многих случаях зоны разломов фиксируются наличием в породах борозд и позерхностей скольжения, указывающих на наличие более или менее значительных подвижек. Мощность зон разломов колеблется в широких пределах: от единиц метров до нескольких километров. Часто разломы имеют сложное строение и состоят из серии параллельных разрывов, сопровождаемых в ряде случаев боковыми трещинами оперения.

Обычно наблюдаемая прямолинейность разрывных нарушений на поверхности указывает на то, что большинство из них являются крутопадающими и относятся, по-видимому, к типу сбросов. Несомненно, в районе имеют место перемещения по разломам весьма разнообразные — от единиц метров (в юрских отложениях) до нескольких сотен метров (разломы, ограничивающие Серлингемискую впадину).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Современный рельеф рассматриваемой территории, как и всей Тувы, характеризуется многообразием типов. Он имеет сложную историю развития, связанную с новейшей тектоникой. Кайнозойские дифференцированные глыбовые движения определили основные черты рельефа и направили его дальнейшее развитие. Глыбовые поднятия обусловили возникновение и ориентировку хребтов и межгорных депрессий, конформации гидрорети и возникновение разломов, по которым произошло изгибание базальтов. Возникшее различие в пинсометрическом положении отдельных участков рельефа вызвало и различие в интенсивности и разнообразии экзогенных процессов (эрозия, нивально-солнфлюкционные процессы, процессы физического выветривания). На характер рельефа особенно резкий отпечаток наложило четвертичное оледенение. Указанные эндогенные и экзогенные силы обусловили то многообразие типов, которое наблюдается в современном рельефе (рис. 3).

АЛЫПЫСКИИ РЕЗКО РАСЧУЛЕННЫЙ РЕЛЬЕФ С РЕЛИКТАМИ ДРЕВНЕИ ДЕНУДАЦИОННОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Этот тип рельефа распространен в средней части территории (хр. Чукыр-тайга и междуречье Нижний Кадраус—Халдын) и вдоль восточной границы; небольшие участки его отмечены на междуречьях Тербена и Тазарана, Серлинге-хема и Сурхав, в районе горы Чонгыз-тайга. Он приурочен к наиболее приподнятым горным массивам района с абсолютными высотами 1700—2900 м и характеризуется сочетанием глубокой и густо расчлененных участков с плоскими, покрытыми глыбовыми россыпями останцами древней поверхности выравнивания. Глубина расчленения достигает 1100—1200 м. В рельефе преобладают острые пилообразные водоразделы, скалистые лишневые растительности склоны, глубокие U-образные долины, часто переработанные ледниками в тропи. Верховья тропов венчают кары со всем комплексом присущих их форм: цепью каровых озер, ригелями, курчавыми скалами, шлейфами осыпей. Продолжные профили долин крутые и ступенчатые. Боковые долины нередко висятые. На днищах и по бортам долин местами сохранились моренные холмы и гряды.

Высокие плосковершинные горы развиты в южной половине района, образуя водоразделы рек Аюй, Халдын, Верхней и Нижней Теректы, Илэгтэр. Описываемый рельеф развит выше праныцы леса в пределах высот 1600—2700 м. Относительные превышения составляют 400—500 м, достигая в отдельных случаях 750 м. Характерно слабое и неглубокое расчленение поверхности. В рельефе господствуют широкие плоские или куполовидные поверхности водоразделов-гольцов, на которых развиты нагорные террасы, каменные моря, скалистые башневидные останцы. Склоны водоразделов пологи, безлесны, покрыты глыбовыми осыпями, иногда встречаются солнфлюкционные потоки. Долины имеют широкие днища и пологие склоны, сливающиеся с гольцовыми.

Средние резко расчлененные горы распространены в южной части района в бассейнах р. Кызыл-хем и ее притоков. Этот тип рельефа характеризуется абсолютными высотами 1000—2100 м. Верхней границей он несколько выходит за пределы лесной зоны. Относительные превышения составляют 400—800 м. Рельеф интенсивно расчленен. Характеризуется чередованием зубчатых островных крутоослонных водоразделных хребтов и глубоких U-образных и реже ящикообразных долин. Наблюдается асимметричность водоразделов и долин. Склоны южной экспозиции, подверженные более резким температурным колебаниям, быстрее разрушаются. Они, как правило, короче и круче северных. Руся рек порожисты, часты скалистые берега. Долина р. Кызыл-хем, самой крупной реки района, глубоко врезана. Молодой эрозонный врез обусловил крутые скали-

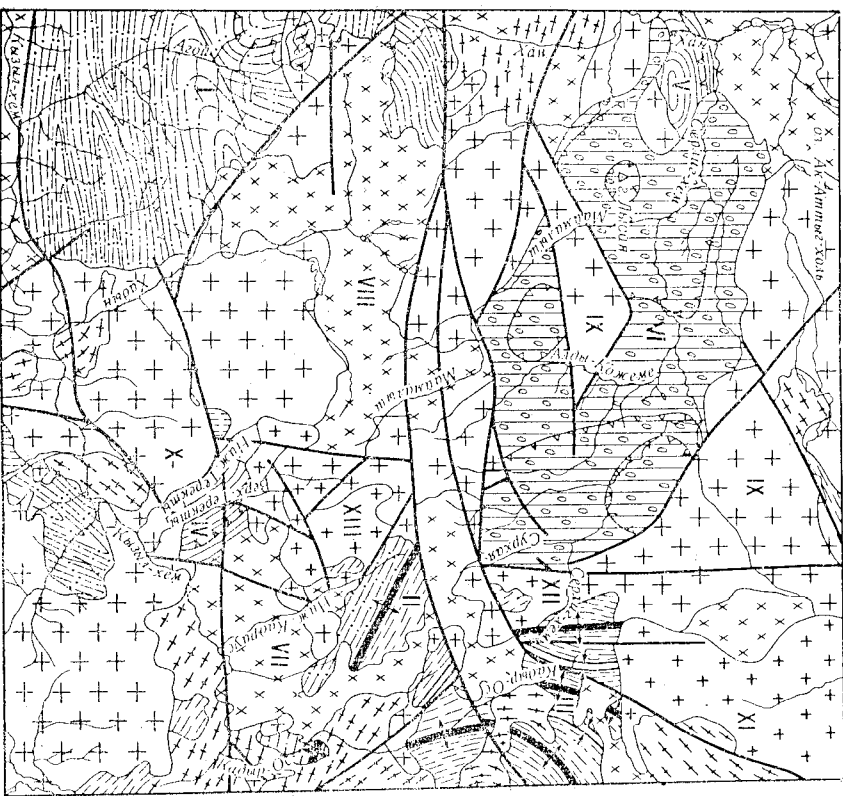


Рис. 3. Геоморфологическая схема

Условные обозначения	Типы и подтипы рельефа	Колесания		Факторы рельефообразования		Возраст рельефа
		абсолютные	относительные	эндогенные	экзогенные	
1	Альпийский резко расчлененный рельеф древней денудационной поверхности	1700—2900	800—1200	Области максимальных поднятий	Водная эрозия и экскарация	Q

Типы денудационного рельефа гор

Условные обозначения	Типы и подтипы рельефа	Колесания		Факторы рельефообразования	Возраст рельефа
		абсолютные	относительные		
2	Высокие ледоковершинные горы	1600—2700	400—750	То же	N—Q
3	Средние резко расчлененные горы	1000—2100	400—800	Области поднижней средней амплитуды	Q
4	Высокие полого-склонные горы, обработанные ледниковом	1900—2200	200—250	Дифференцирование подлентных отледных блоков	N—Q
5	Средние полого-склонные горы, обработанные ледниковом	1250—2000	450—500	Дифференцирование подлентных отледных блоков	N—Q
6	Низкие полого-склонные горы, обработанные ледниковом	1250—1700	По 200	То же	N—Q
Типы ледникового аккумулятивного рельефа					
7	Холмисто-рядовый меренный рельеф			Относительно замедленные поднятия	Q ₈
8	Конечноморенно-рядовый рельеф			То же	Q ₇
9	Плоский рельеф котловин, выположенных ледниково-озерными отложениями			"	Q ₃
Типы вулканогенного аккумулятивного рельефа					
10	Плоский рельеф поверхности базальтовых потоков			Относительно замедленные поднятия	Q ₁₋₂ и Q ₃
Типы водно-аккумулятивного рельефа					
11	Плоский террасированный рельеф для речных долин			Относительно замедленные поднятия	Q ₃ —Q ₄

Формы рельефа

1. Эрозионные: 12 — долины с пологими склонами, 13 — шаткообразные долины, 14 — U-образные долины, 15 — ущелья, 16 — скалистые берега в долинах рек, 17 — места прорезающих долин, 18 — бровни речных террас
- II. Ледниковые: 19 — кары, 20 — тропы долин, 21 — конечные моренные гряды, 22 — борозды моренных гряд, 23 — борозды моренных гряд, 24 — солфлюкционные потоки
- III. Нивально-сольфлюкционные и карстовые: 25 — разрывные нарушения в рельефе (белшпихри показывают направление смещения опущенного блока), 26 — разломы, приуроченные к долинам

стые коренные склоны, узкое днище, слабое развитие поймы и плохую сохранность террас. Боковые притоки р. Кызыл-хем имеют висячие долины с глубокими молодым врезом. Широко развиты в долине базальтовые террасы, протягивающиеся на несколько километров. Они дают высокие 200-метровые обрывы у реки с образцованном каньонах.

Высокие пологосклонные горы, обработанные ледником, выделяются в западной половине района между хребтами Оранг-тайга и Чукар-тайга и в северо-восточной части — в бассейнах рек Кадыр-Ос и на междуречье Серлинг-хем и Та-заран. Отсыываемый рельеф расположен выше лесной зоны в пределах высот 1900—2200 м. Имеет небольшие относительно высокие породыка 200—250 м. Он характеризуется слаженными пологосклонными водораздельными возвышенностями и неглубокими широкими долинами. Этот рельеф несет следы ледниковой обработки. Здесь развиты неглубокие, но широкие долины и ложбины выплывания, курчавые скалы, бараны лбы, ледниковые шрамы. Верховья ледниковых долин часто представляют собой неглубокие неправильной формы котловинны с обрывистыми склонами, ригелями внутри и очень неровным дном. Местами в долинах отмечаются моренные холмы и гряды.

Средние пологосклонные горы, обработанные ледником, широко развиты в северной половине района, в основном в бассейне р. Серлинг-хем. Этот тип рельефа располагается в лесной зоне, в пределах высот 1250—2000 м. Превышения в рельефе достигают 450—500 м. Он характеризуется неглубоким расчленением и мягкими очертаниями. Водоразделы широкие с относительно пологими склонами. Привершинные части их округлые. Преобладают троттовые долины, ложбины выплывания и пологосклонные долины. В западной части территории наблюдаются отдельные небольшие неправильной формы возвышенности, удлиненные в широтном направлении, т. е. в направлении движения ледника. На неровной поверхности склонов встречаются ледниковые ложбины выплывания, удлиненные западины, округлые невысокие валы и бараны лбы. В долинах и на склонах встречаются моренные валы.

Низкие пологосклонные горы, обработанные ледником, встречаются на северо-западе района, в бассейнах рек Серлинг-хем, Хан и Таймак. Они имеют высоты 1250—1700 м и превышения около 200 м. По своему характеру этот тип рельефа сходен со среднегорным. Он представлен небольшими низкими пологими возвышенностями, раздельными троттовыми долинами и ложбинами выплывания. Встречается много ложбин, западин, ледниковых шрамов, а также бараньих лбов и курчавых скал. Наблюдаются остатки морены.

ЛЕДНИКОВЫЙ АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Холмисто-рядовый моренный рельеф развит в северной части района, в Серлингхемской котловине и по долинам рек Кадыр-Ос и Хематтыг, а также в центре — в долине верхнего течения р. Халын.

Рельеф представлен неровной холмистой поверхностью, разбитой по дну и склонам долин, по низким междуречьям и по склонам высоких гор, поднимаясь до высоты более 1800 м. Для этого рельефа характерно сочетание округлых или слегка вытянутых холмов и западин, гряд и котловин. Холмы и гряды имеют высоту до 5—8 м, иногда больше. Длина гряд достигает 1 км. Дно котловин и западин обычно занято мелкими озерами и болотами. Речная сеть развита слабо.

Конечноморенно-рядовый рельеф развит на небольшой площади, на левобережье р. Хан. Этот участок представляет собой разбитого на соседней с запада площади. Рельеф представляет собой чередование узких гряд и замкнутых западин, ориентированных меридионально, параллельно самому валу. Ширинна гряд 70—100 м при длине в несколько сотен метров. Высота их достигает 15—25 м. Котловинны, как правило, заняты мелкими озерами и болотами.

Плоский рельеф котловин, выполненный ледниково-озерными отложениями, представляет собой участки, расположенными в районе устья реки, вытекающей из оз. Токпук-ложными в районе устья реки, вытекающей из оз. Токпук-куль и в районе устья р. Таймак. Этот рельеф характеризуется горизонтальной поверхностью, слабо заболоченной, образующейся к руслу отвесным уступом. Эти плоские поверхности, сложенные озерно-ледниковыми отложениями, представляют собой остатки днищ древних озер, впоследствии спущенных.

ВУЛКАНОГЕННЫЙ АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Плоский рельеф поверхности базальтовых потоков встречается как на юге района — по долинам р. Кызыл-хем и ее притокам, так и на севере — по долинам рек Серлинг-хем, Сулунне, Кадыр-Ос. На юге поверхности базальтовых потоков очень ровные, слегка наклоненные вниз по долинам рек, глубоко прорезанные водотоками с образцованном ущелий и каньонов. Высота отвесных базальтовых стенок здесь достигает 200 м. Река Кызыл-хем на большем протяжении течет в каньонах. На севере района поверхность базальтовых потоков подвергалась ледниковой обработке. Эта поверхность неровная, выплывания ледником, с бараньими лбами, местами перекрывая моренной. Долины здесь широкие, местами над руслом наблюдаются отвесные обрывы базальтов высотой до 20 м.

Плоцкий террассированный рельеф *дна речных долин* развит по всем крупным рекам района. Дно долин занимают террасы высотой 8; 12; 20—25 м. Поверхности террас почти горизонтальны. Наблюдается их слабый уклон по течению. Пойма развита всюду и отливается изобилием стариц и протоков. Надпойменные террасы сохранились лишь на отдельных участках долин. На реках, принадлежащих бассейну р. Кызыл-хем, поверхности террас обычно узки и затромбованы осипями. В бассейне р. Серлиг-хем поверхности террас часто заболочены, имеют холмистые неровности, а также западины, часто занятые болотами и озерами. Лишь 20-метровая терраса р. Серлиг-хем имеет широкую ровную поверхность.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

В истории развития рельефа описываемого района, как и всей Тувы, отмечаются два основных этапа. Первый этап охватывает опрохмный промежуток времени, то-видному, с конца девонской эпохи до неогена. В это время шел длительный процесс пенетрации всей территории, в результате которой была создана денудационная поверхность, Останцы этой поверхности сохранились до настоящего времени.

Второй этап формирования рельефа начался в неогене и продолжается до настоящего времени. В неогене — первой половине четвертичного периода страна испытала циклы тектонических движений глыбового характера, создавших основные черты современного рельефа. Когда-то единая выровненная поверхность оказалась разбитой на отдельные участки, которые были подняты на разную высоту и оказались в различных условиях воздействия внешних агентов. С этого времени по настоящее время началось интенсивное разрушение и преобразование древнего рельефа с образованием нового, молодого. Наиболее подняты участки древней денудационной поверхности подвигались интенсивному эрозийному расчленению с образованием альпийского типа рельефа; менее подняты — с образованием средних резко расчлененных гор. Те древние поверхности, куда не дошла молодая эрозия, усиленно перерабатывались под влиянием морозного выветривания и солифлюкции с образованием высоких плосковершинных гор.

В ниже-среднечетвертичное время в связи с усилением тектонической деятельности произошло излияние базальтов в бассейне р. Серлиг-хем. Базальты легли на уже достаточно расчлененный рельеф, близкий к современному. Излияние базальтов происходило неоднократно с образованием нескольких покровов.

В позднечетвертичную эпоху в связи с тектоническими поднятиями и общеклиматическими изменениями произошло оп-

деление, носившее горно-долинный характер. Спускаясь с высоких поверхностей в котловины (Серлигхемскую, Толжинскую) ледники соединялись у подножия гор, образуя один ледник подножия. В Серлигхемской котловине ледник подножия двигался с востока на запад. В бассейне верховьев р. Хадын, видимо, был образован ледоел, куда стекали ледники сгор массива Чукыртайга и Восточного массива. Этот ледник имел сток, вероятно, через долины рек Хадын и Маймалын в Серлигхемскую котловину. Четвертичное оледенение проявилось себя как чрезвычайной активной рельефообразующий фактор. В это же время началась нерестройка гидросети, наблюдается целый ряд речных перехватов.

С расколами, образовавшимися в верхнечетвертичное время, связано излияние базальтов в бассейне р. Кызыл-хем. В позднечетвертичную эпоху и последующее время в результате прерывистого характера тектонической деятельности образовались террасы. Положительные движения испытывает весь район и теперь, о чем свидетельствуют интенсивная глубинная эрозия, сокращение останцов древней денудационной поверхности, слабое развитие поймы р. Кызыл-хем и образование цоколя.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа имеются проявления железа, меди, свинца, молибдена, ниобия и редких земель. Шлиховым опробованием установлены ореолы рассеяния галенита, монацита, минералов ниобия и редких земель. Неметаллические полезные ископаемые представлены асбестом и слюдой. Кроме указанных полезных ископаемых, имеется источник минеральных вод.

МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ

Рудопроявление магнетита расположено на правом берегу р. Нижнего Кадрауса, в 7 км северо-восточнее выс. 2895 м (17) и относится к скандинавскому типу. Оно приурочено к небольшому останцу кровли массива щелочных гранитов, сложенному из некембрийскими алевритами, песчаниками с линзами скандинавских известняков. В известняках залегает тело массивной магнетитовой руды сложной линзовидной формы. Составлено с магнетитом в небольшом количестве присутствуют эпидот, пранат и сульфиды меди. Максимальная мощность рудного тела 3 м, протяженность в плане до 10 м и по падению до 8—10 м. Химические и спектральные анализы этих руд не проводились.

В районе проводилась аэромагнитометрическая съемка масштаба 1:500 000 (Игнатев, Кудрявцев, 1952ф). Вся площадь листа, за исключением левобережья р. Кызыл-хем, была дере-

сечена 13 широкими профилями, по которым проводилась измерение вертикальной составляющей магнитного поля (AZ). В целом магнитное поле на площади листа М-46-11 относительно спокойно и характеризуется преимущественно положительными значениями вертикальной составляющей, не превышающими 2200 гамм. Аномальных значений магнитного поля не установлено.

Перспективы на обнаружение промышленных скоплений магнетитовых руд, учитывая слабую магнитометрическую опосредованность района, не ясны.

МЕДЬ

Рудопроявления меди по условиям залегания разделены на три типа: 1) в сланцах харьковской и айлыгской толщ, 2) в зоне эндоконтакта щелочных гранитов, 3) в скарнах в зоне экзоконтакта щелочных гранитов.

К первому типу относятся рудопроявления меди в бассейне левого верхнего притока р. Кадыр-Ос, с абс. отм. 1675 м при устье (11, 12, 13) и в истоках р. Сурхая (10). Вмещающими породами являются метаморфические сланцы (актиноидовые, фидиты) каральгской и айлыгской толщ. Некоторые рудопроявления располагаются в области контакта с гранодиоритами и диоритами нижнепалеозойской интрузии (10, 11, 12). Рассеянная сульфидная минерализация вообще характерна для синийских отложений, особенно по левобережью р. Кадыр-Ос. В указанных точках наблюдается относительно повышенное содержание сульфидов. Размеры в плане каждой из этих точек до 100—400 м². Рудная вмещающая порода представлена пиритом, пирротинном, халькопиритом и ковеллином. В некоторых точках количество сульфидов главным образом пирита достигает 7—10% объема породы. По данным химических анализов четырех точечных проб содержание меди не превышает 0,02%. Рудопроявления ввиду малых содержаний меди не имеют практического значения.

Рудопроявление второго типа расположено на водоразделе рек Сурхая и Серлинг-хем (6) и приурочено к области эндоконтакта щелочных гранитоидов с эффузивами нижнего девона. Граниты интенсивно минерализированы и местами по трещинам пропитаны халькопиритом. Видимые размеры минерализованного участка 10×50×60 м. По данным спектрального анализа точечной пробы отмечаются незначительные количества меди, свинца и цинка.

Рудопроявление меди третьего типа отмечается на правом берегу р. Нижнего Кадрауса, в 7 км северо-восточнее выс. 2895 м (16). Это проявление парагенетически связано сопосанными выше магнетитовыми рудами. Рассеянная вмещающая халькопирита наблюдается как в магнетитовых рудах, так и во вмещающих скарпированных известняках и сланцах

нижнего кембрия на площади около 1 км². Химические и спектральные анализы из этого рудопроявления не производились. Перспективы на медные месторождения вряд ли являются обнадеживающими, поскольку промышленных концентраций меди ни в одном из проявлений не установлено.

СВИНЕЦ

На площади листа известно рудопроявление свинца во втором от устья правом притоке р. Сурхая (7). Ореолы рассеяния минералов свинца по данным штихового опробования установлены в бассейнах рек Джолус и Тазаран (1), в бассейне р. Хематты в крайней северо-восточной части площади (4) и в бассейне верховьев р. Сурхая (8).

Рудопроявление свинца в правом притоке р. Сурхая расположено среди нижнекембрийских песчанистых известняков, туфов и алевролитов. В 2 км от устья притока в травом его борту в скарированных известняках и скарнах на контакте с мелкозернистыми граносенитами щелочной интрузии, залегает зона сульфидной минерализации. Видимая ширина зоны 10—15 м. Протяженность вниз по склону 50 м. Скарированные известняки в этой зоне содержат неравномерную вмещающую окисленного пирита. Выделяется несколько гнездообразных обособлений и линз оруденелых эпидот-гранат-пироксеновых скарнов с относительно повышенным содержанием рудных минералов. Размеры этих обособлений достигают 40×50 см в плане. Оруденение представлено вкрапленностью и мелкими скоплениями зерен магнетита, гематита, пирита, отдельными редкими зернами галенита, достигающими размеров до 7 мм в поперечнике.

По данным спектрального анализа четырех штучных проб установлены следующие содержания элементов: свинец 0,01%, медь 0,01—0,5%; цинк 0—10%; кобальт 0—0,01%; никель 0,001—0,003%; мышьяк 0—0,03%; молибден 0—0,003%; марганец 0,01—0,5%. Минералогическая форма подавляющего большинства перечисленных элементов не установлена (за исключением свинца). Ореол рассеяния галенита в бассейне верховьев р. Сурхая (8) имеет площадь 60 км². В пределах контура ореола расположено описанное выше рудопроявление свинца (7). Здесь отобрано 148 штиховых проб. Из них 45 содержат галенит в количестве от 1 до 50 знаков на пробу, при преобладающем содержании 20 знаков. Отмечен 1 знак перусита. Коренным источником галенита в пределах ореола рассеяния являются скарновые зоны и участки рассеянного сульфидного оруденения в различных комплексах толорд. Ореол рассеяния галенита в штихах в бассейнах рек Тазаран и Джолус (1) охватывает площадь около 120 км². Внутри контура ореола рассеяния обнаружено рудопроявление молибдена,

содержащее по данным химическим анализам следы свинца. Из 123 шлиховых проб, отобранных в пределах этой площади, 23 содержат галенит в количестве от 2 до 20 знаков на пробу весом 10 кг, при преобладающем содержании 15 знаков. В верховье Тазара на отмечен один знак сфалерита. Коренными источниками галенита в пределах ореола рассеяния являются, по-видимому, кварцевые жилы и обожренные зоны в девонских гранитах. Небольшой ореол рассеяния галенита в крайней северо-восточной части территории (4) занимает площадь 35 км². Из 35 шлиховых проб, отобранных в пределах этой площади, 6 содержат галенит в количестве 1—2 знаков на пробу. Коренных источников галенита здесь не обнаружено.

В нескольких шлиховых пробах по р. Нижней Теректе обнаружены знаковые содержания минералов свинца — церуссита, англезита и вольфенита. На этом участке указаны минералы генетически связаны, по-видимому, с массивом щелочных гранитов. Среди этих гранитов минералы свинца сопутствуют проявлению ниобия и редких земель.

Поиски свинца и цинка на данной территории вряд ли приведут к обнаружению промышленных месторождений, поскольку тип имеющегося рудопроявления свинца (скарфовый) для территории Тувы является непромышленным.

МЫШЬЯК

Минерал мышьяка — арсенопирит встречен в единичных знаках в одной шлиховой пробе в истоках р. Сурхая. По-видимому, коренным источником этого минерала является зона сульфидной минерализации в синийских отложениях (10).

ЗОЛОТО

В единичных знаках было обнаружено в ряде шлихов, взятых по р. Серлинг-хем и ее притокам Ады-Кожеме и Сурхуя, по рекам Кадыр-Ос, Сарыг-Чаа, Кара-хем, Илгэтэг. Пробы были взяты главным образом из речных кос.

Перспективы на россыпное золото являются малообнадееживающими. В южной половине района аллювиальные отложения, которые могут быть золотосносными, распространены очень ограниченно. На северной же половине территории широко распространены ледниковые отложения и аллювиальные отложения современного отдела четвертичной системы. Промышленные же россыпи Тувы обычно залегают в аллювиальных отложениях верхнего отдела четвертичной системы и более древних. Кроме того, район опискован б. трестом «Тувзолото», в результате чего промышленные скопления золота не обнаружено.

ОЛОВО

Касситерит установлен только в одном шлихе на р. Агой в количестве 1 знака. По-видимому, он генетически связан с перматитовыми жилами, широко распространенными в гнейсах тесхемской свиты.

ВОЛЬФРАМ

Шеллит был установлен в шлихах почти во всех реках района в количестве от 1 до 20 знаков, поэтому на карте этот шеллитовый фон снят. Показаны пробы, содержащие весовые количества шеллита. Так, в среднем течении р. Агой, в пробе из первой надпойменной террасы установлено содержание шеллита в количестве 1 г/г. Коренными источниками шеллита являются в основном гранодиориты тангульвского комплекса, содержащие этот минерал в виде акцессория.

МОЛИБДЕН

Два рудопроявления молибдена известны в верховьях р. Джолус (2, 3). Рудопроявления приурочены к зоне крупного тектонического нарушения меридионального направления, проходящего в девонских гранитах. В них включены небольшие ксенолиты диоритов и габбро нижнепалеозойской интрузии.

На левобережье р. Джолус рудопроявление (2) представлено интенсивно пиритизированными обожренными гранитами на участке размером 3X1,5 м. Пиритизированные граниты содержат гнездовую вкрапленность молибденита. Размер гнезд достигает 3X5 см. Химическим анализом шпурной пробы установлено содержание молибдена (0,02%) и следы свинца. Окружающие оруденелую точку граниты содержат рассеянно неравномерную вкрапленность пирита.

На левобережье р. Джолус рудопроявление (3) представлено серией кварцевых жил, залегающих среди гранитов. Жилы залегают вертикально с меридиональным простиранием. Мощность их до 10 см, обычно 2—5 см. Протяженность жил 0,5—3 м, количество их около 10. Жилы содержат вкрапленность молибденита, наиболее богато в залыбангах. В кварцевых жилах химическим анализом устанавливается содержание молибдена до 0,11%. Видимые размеры участка с молибденоносными кварцевыми жилами 5X10 м.

В районе описанных рудопроявлений в бассейне р. Джолус редкая вкрапленность молибденита в гранитах, вообще, распространена довольно широко. Отдельные зерна молибденита были обнаружены визуалью в ряде точек; кроме того, во всех протоочках гранитов из этого района (8 протоочек) обнаружено то или иное количество молибденита. Единичные знаки молибденита отмечены в шлихах в бассейнах рек Джолус и Кадыр-Ос. По левобережью р. Тазаран и в левом борту р. Сер-

лит-хем, выше устья р. Сурхуя в протолочках из обожренных гранитов и кварцево-карбонатных прожилках в зоне меридионального тектонического нарушения устанавливается молибденит в количестве до 20 знаков.

Перспективы на молибден выявляются наиболее обнадеживающими. Поиск месторождений этого металла должны быть поставлены в районе верховьев рек Джолус и Тазаран на площади распространения девонских гранитов, в основном вблизи меридионального разлома, проходящего от верховья Сертин-хема к верховью Тербена. Здесь возможно обнаружение молибденовых месторождений молибден-пиритовой формации в пидротермально измененных гранитоидах. Крупное рудопроявление этой формации обнаружено в аналогичной обстановке в бассейне р. Хамсыры (Благонравов и др., 1959ф).

НИОБИИ, РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Проявления ниобия и редких земель на площади листа известны в коренном залегании на двух участках: в бассейне р. Нижнего Кадрауса (14, 15, 18) и в районе р. Илэгтэг (22, 23, 24). В связи с последними отмечается ореол рассеяния в аллювиальных отложениях ниобиево-редкоземельных минералов. Проявления эти выявляются по составу комплексными и, кроме ниобия и редких земель, содержат тантал, титан, радиоактивные элементы, цирконий, иногда молибден и свинец. По времени в настоящее время терминология рудопроявления подобного типа называются редкометалльными.

Главными рудными минералами этих проявлений являются: 1) тантало-ниобиево-редкоземельные окислы — фергусонит, эвксенит-поликраз, пирохлор;

2) периевые фосфаты — монацит;

3) редкоземельные силикаты — ортит, чевкинит;

4) цирконо-торнево-урано-силикаты — циркон, циртолит, торит, оранжит.

Рудопроявления ниобия, редких земель в данном районе генетически связаны с щелочным интрузивным комплексом (бассейн р. Нижнего Кадрауса), а также с девонскими гранитоидами (районы рек Илэгтэг и Нижнего Кадрауса).

Одно из рудопроявлений (14) расположено в левом борту р. Нижнего Кадрауса, в 2,5 км к запад-северо-западу от вершины с отметкой 2348 м. Оно приурочено к южной апикальной части гранитоидного массива девонского комплекса. Среди гранитов встречаются субщелочные фазности. Редкометалльная минерализация акцессорного типа приурочена к шпировым телам пегматонидных лейкократовых граносиенитов и к участкам, сложеным лейкократовыми биотитовыми крупнозернистыми гранитами. Повышенные концентрации акцессорных редкометалльных минералов отмечены на площади более 1 км².

В составе акцессориев преобладает бурый радиоактивный циркон, содержание которого достигает 60 г/т. В небольшом количестве присутствуют оранжит и молибденит. Рудопроявление в связи с низкими содержаниями полезных компонентов дракического интереса не представляется.

Два проявления находятся на правобережье р. Нижнего Кадрауса: в 7 км к северо-востоку от высоты с отметкой 2895 м (15) и в 5 км к восток-северо-востоку от той же высоты (18).

Рудная минерализация в первом из них (15) приурочена к жиле шугочного пегматонидного гранита, в центральной части пересеченного ветвистыми прожилками мелкозернистого меданократового пазанита. Жила имеет мощность до 4—5 м и протяженность около 30 м. Простирание ее 290—300°. Жила залегает в мелкозернистом гранодиорите таннуольского комплекса близ контакта массива щелочных рибекитовых гранитов. Редкометалльная минерализация представлена бурым цирконом (до 200 г/т), редкой вкрапленностью фергусонита и молибденитом (около 2 г/т).

Второе рудопроявление (18) также связано с небольшим жилым телом, залегающим среди рибекитовых гранитов щугольного комплекса. Мощность жилы до 10—12 см, протяженность 30 м, простирание по азимуту 20°. Залегания жилы сложены пегматонидным рибекитовым гранитом. Центральная часть жилы сложена мелкозернистым эфириновым альбититом. В пегматонидном граните и особенно в альбитите содержится богатая вкрапленность радиоактивного циркона — циртолита (1 кг/т), светло-бурого циркона (1 кг/т), фергусонита (больше 30 г/т), флюорита. Химическим анализом устанавливается содержание Nb₂O₅ — 0,05%. Ничтожные размеры рудных жил рудопроявления № 15 и 18 заставляют считать их как непромышленные.

Рудопроявления, показанные в районе р. Илэгтэг (22, 23, 24) не представлены какими-либо рудными телами, а характеризуют (по данным изучения протолочек) акцессорный состав порфиризовидных биотитовых лейкократовых гранитов первой фазы девонского комплекса, содержащих ряд ниобиево-редкоземельных минералов.

На рудопроявлении № 22 в граните присутствуют ортит (40—50 г/т), оранжит, эвксенит-поликраз (2 г/т), чевкинит, циркон, флюорит. В аналогичном граните на рудопроявлении № 23 обнаружены циркон и эвксенит-поликраз (2 г/т), а на рудопроявлении № 24 — ортит, эвксенит-поликраз и пирохлор (в количестве, не превышающем 1 г/т).

Подобные рудопроявления, но с еще более бедными содержаниями полезных компонентов, известны и в других частях гранитоидного массива района р. Илэгтэг, включая также аляскитовые граниты второй фазы девонского комплекса. Подобные концентрации ниобиево-редкоземельных минералов в гранитах далеко не достигают промышленных кондиций, поэтому

в качестве руды на указанные элементы эти граниты не могут в настоящее время быть использованы.

Ореол рассеяния редкометалльных минералов в аллювиальных отложениях бассейна р. Итэртэт (21) связан именно с этими гранитами. В составе штихов присутствуют, обычно в редких знаках, эвксенит-поликраз, монацит, оранжит, флюорит, циркон. Значительно реже встречаются чевкинит, ортит, бритацит, ферросенит и пирохлор.

Ореол рассеяния монацита по данным штихового отробования выделяется в бассейне р. Агой и бассейне правой составляющей р. Халын (20). Он приурочен к области широкого развигия пегматитовых и кварцевых жил в гнейсах тесемской свиты верхнего протерозоя. Из 213 штиховых проб, отобранных в пределах этой площади, 46 содержат монацит в количестве в среднем 20 знаков на пробу. Коренным источником монацита в пределах ореола рассеяния являются пегматитовые жилы, содержащие этот минерал в виде акцессории. Весовые содержания монацита установлены в количестве 4,2 г/т в протоложке из пегматитовой жилы по р. Халын. Монацит в штихах распространен также в бассейнах рек Таймак, Газаран, Джолус в количестве до 20 знаков. В количестве 60 г/т монацит содержится в молибденовом рудопроявлении на левобережье р. Джолус (3).

Ксенолиты в редких знаках обнаружен только в одном штихе в правое притоке р. Халын.

Цирколит и малакон — радиоактивные цирконы, помимо бассейна р. Итэртэт, штиховым отробованием установлены в бассейнах рек Газаран и Джолус в весовых количествах (до 100 г/т). Коренными источниками их здесь служат девонские граниты и, по-видимому, щелочные сиениты, содержащие указанные минералы в акцессорных количествах.

В отношении перспектив территории листа на ниобиево-редкоземельное оруденение наибольшего внимания заслуживает щелочной интрузивный комплекс средне-верхне(?)-палеозойского возраста. Однако в данном районе крупных масштабов оруденения ожидать трудно, так как метасоматические процессы, с которыми в Восточной Туве связано наиболее интесивное рудообразование, на описываемой территории проявились чрезвычайно слабо. Поэтому здесь возможно обнаружение новых рудных тел преимущественно жильного типа, которые едва ли будут представлять промысловый интерес ввиду малых размеров.

ВИСМУТ

Минералы висмута — базобисмутит и бисмутит — известны в двух штиховых пробах — в левом притоке р. Агой и в долине р. Нижней Теректы в количестве единичных знаков. Коренные источники этих минералов не установлены.

АСБЕСТ

Рудопроявление асбеста расположено на левобережье р. Нижнего Кадрауса на участке широтного ее течения (9). Здесь развиты гранодиориты роговообманковые среднезернистые с ксенолитами известняков и сланцев харальской толщии. Рудопроявление асбеста приурочено к зоне контакта скарнированных и окварцованных известняков с гранодиоритами. В скарнированных известняках на площади 100×15 м обнаружены редкие тонкие (2—3 мм) прожилки хризотил-асбеста, простирающиеся в меридиональном направлении и имеющие протяженность в несколько десятков сантиметров. Рудопроявление из-за ничтожности масштабов практического интереса не представляется.

Перспективы на асбест также являются отрицательными. В Туве промышленное значение имеют месторождения асбеста, связанные с гипербазитами нижне-среднекембрийского «акто-варского» интрузивного комплекса, отсутствующими на территории данного листа.

СНЮДА-МУСКОВИТ

Непромышленное месторождение слюды-мусковита расположено на левобережье р. Агой. По данным поисково-разведочной партии треста «Сибгеологлюда» (Качегалаев, 1950ф) месторождение представляет собой обнаженные биопитовых гнейсов, вмещающих жилы пегматита с секундными контактами. Простирание жилы меридиональное, падение на запад под углом 80°, длина 7 м. Наибольшая мощность жилы в месте ее раздвигания достигает 0,9—1,0 м. Центральная часть жилы сложена молочно-белым кварцем (0,3 м). Далее по обеим сторонам следует среднезернистый пегматит, несущий оскопление. В сложении жилы главная роль принадлежит кварцу, серьид и желтоватый полевой шпат встречается редко. В виде самостоятельных участков полевой шпат встречается редко. Мусковит серебристого цвета, редко чешуйки его имеют темно-зеленую окраску. Главная масса мусковита представлена мелкими (3×4—4×5 см) кристаллами. Максимальные размеры кристаллов мусковита 10×12 см. Большинство кристаллов деформированы и имеют волнистую (гофрированную) поверхность, «эльчатое» строение, разбиты трещинками в разных направлениях. В силу этих деформаций сравнительно крупные кристаллы мусковита распадаются на отдельные мелкие части.

Мусковит имеет слабую пятнистость. Характерной особенностью его является отсутствие кристаллов значительной толщины и большое количество мелких, сильно деформированных кристаллов, выполняющих промежуточные между крупными кристаллами.

Содержание мусковита описываемого месторождения не более 4,1 кг/м³.

В составе жилы много кристаллов черного турмалина.

Залежь незначительна по размерам и потому не заслуживает внимания, тем более, что качество слюды с глубиной ухудшается.

В бассейне р. Агоя зафиксировано значительное количество магнонитных (0,15—0,25 м) перматитовых жил, часть которых несет ослюденение, представленное мелкими (2×3—3×4 см) кристаллами сильно деформированного мусковита, совершенно не заслуживающего внимания. По данным И. Ф. Пожариского (1954ф), в бассейне р. Агоя имеются более крупные мусковитовые перматитовые тела мощностью до 5 м, приблизительно изометричной формы.

Несмотря на то, что месторождение слюды-мусковита на левобережье р. Агоя было заброшено, представляется необходимым в дальнейшем проведение поисковых работ на площади распространения гнейсов тесхемской свиты, где возможно обнаружение крупных тел слюдоносных перматитов с хорошим качеством слюды.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ

В устье правой верхней составляющей р. Маймалыш в правом борту на абсолютной высоте 1720 м известен горячий минеральный источник (5). Он приурочен к крупной тектонической зоне субширотного направления и выходит из трещины в левонских гранитах. Воды источника прозрачные, слабокислотные на вкус, с запахом сероводорода. Температура воды 38,6°. Дебит источника достигает 10 л/мин. Химический состав и бальнеологические свойства источника не изучены. Местное население использует воды этого минерального источника для лечения ревматизма.

В зоне широтных разломов, проходящей вдоль водораздела бассейнов Кызыл-хема и Серлинг-хема, возможно обнаружение новых минеральных источников.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

Все подземные воды глотали листа наибольшему долю своего питания получают из атмосферы.

Подземные воды в исследованном районе приурочены к отложениям различного возраста. Выделяются четыре основных типа грунтовых вод: 1) пластовые воды рыхлых четвертичных отложений, 2) трещинно-пластовые воды юрских пород, 3) трещинно-карстовые воды мраморов, 4) трещинные воды метаморфических и изверженных пород.

Пластовые воды рыхлых четвертичных отложений особенно широко распространены в Серлингхемской котловине и в верхней части долины р. Хадын, где наиболее широко распространены рыхлые четвертичные отложения. Условия распространения и залегания пластовых вод довольно многообразны. Среди них можно выделить воды ледниковых отложений и рунтовые воды аллювиальных отложений.

Подземные воды ледниковых отложений присутствуют в основном на северной половине площади листа. Мощности водоносных горизонтов небольшая и непостоянная, поэтому между отдельными водоносными горизонтами нет гидравлической связи.

В долине р. Таймак встречен источник из моренных отложений с дебитом 10 л/сек.

Подземные воды аллювиальных отложений распространены повсеместно. Водоносные горизонты представлены галечниками и песками, расположенными на различных уровнях. Зеркало грунтовых вод 3—5-метровых террас обычно находится на глубине от десятков сантиметров до 3 м. В террасах, где в верхах разреза присутствуют глинистые отложения, водоносный горизонт находится близко от поверхности и этим вызывает заболачивание долин.

О водообильности аллювиальных отложений свидетельствуют многочисленные фодники, встречающиеся у подножия уступов террас.

Трещинно-пластовые воды. Наиболее широко распространены в трещиноватых юрских конгломератах и песчаниках. Направление основных систем водоносных трещин в этих отложениях совпадает с простиранием пород и перпендикулярно ему. Очевидно, количество трещин в породах с глубиной уменьшается и размер их становится настолько мал, что вода перестает в них циркулировать. На этой глубине образуется относительно водоупорное ложе, выше которого вода «скапливается» в направлении базиса эрозии, образуя источники в пониженных частях рельефа.

Трещинно-карстовые воды приурочены к разобщенным участкам распространения мраморов и известняков. Вода циркулирует по крупным вертикальным трещинам, на которые разбиты мраморы, в результате чего в этих породах проявился интенсивное карстобразование в виде карстовых толостей, воронок. Немногочисленные источники вод этого типа характеризуются непостоянством режима.

Трещинные воды. Наибольшим распространением пользуются воды, развитые в интрузивных и метаморфических породах, которые слоятся более 75% всей площади. Водоносность изверженных и метаморфических пород невелика. Глубина циркуляции подземных вод определяется мощностью зоны выветривания и трещиноватости, в пределах которой развиты эти

воды. Выходы на поверхность трещинных вод наблюдались в виде небольших ключей, родников и нисходящих источников, вытекающих из трещин и расщелин. Режим трещинных вод очень непостоянен. Дебит источников, связанных с ними, резко увеличивается во время весеннего таяния снега и периодически выпадющих летних дождей и уменьшается осенью.

В заключение необходимо отметить, что основными источниками водоснабжения в районе являются воды густо разветвленной гидросети и воды многочисленных озер. Большинство мелких рек и озер зимой, по-видимому, замерзает.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

- Агентов В. Б., Гудилин И. С., Долин А. Л., Ильин А. В., Махин Г. В., Моралев В. М., Потапов С. В. Объяснительная записка к государственной геологической карте СССР масштаба 1:1 000 000 листа М-47 (оз. Хуссулт-Далай). Госгеолтехиздат, М., 1956.
- Агентов В. Б., Долин А. Л., Ильин А. В., Махин Г. В., Моралев В. М., Потапов С. В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист М-47 (оз. Хуссулт-Далай). Объяснительная записка к карте поземных ископаемых. Госгеолтехиздат, М., 1956.
- Гудилин И. С., Долин А. Л., Нордета И. Г. Объяснительная записка к геоморфологической карте Тувинской автономной области масштаба 1:500 000. Госгеолтехиздат, М., 1954.
- Долин А. Л., Кудрявцев Г. А. Объяснительная записка к геологической карте Тувинской авт. области масштаба 1:1 000 000. Госгеолтехиздат, 1951.
- Ильин А. В., Моралев В. М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Западно-Саянская, листы М-46-ХVIII (Самагалтай) и М-46-ХХIV (Цаган-Тологой). Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, М., 1957.
- Лурье М. Л. и Обручев С. В. Геологические исследования в Северо-Восточной Туве в 1945—1946 гг. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1948.
- Соболев Н. Д. Материалы для геологии и петрографии Тунижских и Китоюкских Альп (Восточный Саян), ч. I—геология, исследования. Изд. АН СССР, СОПС, М.—Л., 1940.
- Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е., Кахана М. М. О соотношении Nb и Ta в некоторых минералах изверженных и метасоматических пород. Геохимия, 1958, № 6.

Фондовая

- Агентов В. Б., Агентова В. В., Семенова О. А. Объяснительная записка к геологической карте листа М-46-VI, М., 1957. Фонды ВАГТ.
- Агентов В. В., Агентова В. В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Западно-Саянская, лист М-47-1 (Додуралы). Объяснительная записка. М., 1958. Фонды ВАГТ.
- Агентов В. В., Оннищенко В. А. Фактический материал по флористико-уязвочным работам на площади листа М-47-11 в 1958 г. М., 1959. Фонды ВАГТ.
- Адамович А. Ф., Башилова И. И., Канторович В. И., Махин Г. В., Станкевич Е. Н., Смертенко Э. М. Геологическое строение бассейнов р. Битин и левого бережья верховьев р. Кызыл-хем. М., 1955. Фонды ВАГТ.
- Архангельская В. В., Кац А. Г. Геологический отчет по работам Аржанской и Кызылхемской партий за 1948 г. М., 1949. Фонды ВАГТ.
- Башилова И. И., Махин Г. В., Нецаева И. А., Никольченко В. Г., Патаева И. А., Пожариский И. Ф., Соколов В. Д. Геологическое строение междуречья рек Бий-хем и Кызыл-хем. М., 1954. Фонды ВАГТ.

Список материалов, использованных для составления карты полезных ископаемых

№	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение фонда или место издания
1	Агентов В. В., Онщенко В. А.	Фактический материал по редакционно-уязвочным работам в 1958 г. на площади листа М-47-11	1959	Москва. Фонды ВАГТ
2	Аламович А. Ф., Башилова И. И., Канторович В. И., Махнин Г. В., Станкевич Е. Н., Смертенко Э. М.	Геологическое строение бассейнов р. Вилли и левобережья верховья р. Кызыл-хем	1955	Москва. Фонды ВАГТ
3	Башилова И. И., Махнин Г. В., Нецаева И. А., Никольченко В. Г., Пятаева И. А., Пожарский И. Ф., Соколов В. Д.	Геологическое строение междуречья рек Бий-хем и Кызыл-хем	1954	Москва. Фонды ВАГТ
4	Качеглаев Д. Г.	Отчет о проверке заявки на слоду-мусковит на водоразделе рек Аялыг-Толжима в Тувинской автономной области	1950	Иркутск. Фонды КГУ
5	Махин Г. В., Башилова И. И., Трубино Д. И. с участием Павленко А. С.	Отчет по поисково-ре-визионным работам, проведенным партией № 12 в районе верховья рек Кызыл-хем и Бий-хем (Восточная Тува) в 1957 г.	1958	Москва. Фонды ВАГТ
6	Махин Г. В., Башилова И. И., Павлюк Г. Г., Рудакова Г. И., Трубино Д. И.	Отчет по поисково-ре-визионным работам, проведенным партией № 14 аэрогеологической экспедиции № 6 в Восточной Туве в 1958 г.	1959	Москва. Фонды ВАГТ
7	Потапов С. В., Онщенко В. А., Ильичев А. А., Тиктенков С. А., Высоккая Г. В., Калинин А. Э., Кисельников Г. М., Рудева К. Н., Семёнова О. А., Ткачев Г. А.	Геологическое строение бассейнов рек Каа-хем, Кызыл-хем, Карга, нижнего течения р. Балыг-тыг-хем и оз. Терехоль-Тува в 1958 г.	1955	Москва. Фонды ВАГТ

Благонравов В. А., Благонравова Л. А., Канторович В. И. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXXV. Объяснительная записка. М., 1959. Фонды ВАГТ.

Игнатьев Г. Г., Кудрявцев Г. А. Результаты опытно-производственных аэрофотолитных работ в центральной и восточной частях Тувинской авт. области. Л., 1952. Фонды ВАГТ.

Ильин А. В. Стратиграфия докембрийских отложений нагорья Сангилен и некоторые закономерности распространения железистых кварцитов (Тува). (Диссерт. на соискание ученой степени канд. геол.-минералогических наук). М., 1953. Фонды ВАГТ.

Ильин А. В., Ильина Т. А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Западно-Саянская, лист М-46-ХII. Объяснительная записка. М., 1959. Фонды ВАГТ.

Ильичев А. А., Смирнов А. Д., Станкевич Е. Н., Уфлянд А. К., Рудева К. Н., Кисельников Г. М. Геологическое строение истоков рек Б. Енисей, Азас, Хамсара, Тисса и Сенца. М., 1957. Фонды ВАГТ.

Качеглаев Д. Г. Отчет о проверке заявки на слоду-мусковит на водоразделе рек Аялыг-Толжима в Тувинской авт. обл., Иркутск, Сибгеолнудл, 1950.

Кудрявцев Г. А., Нордста И. Г., Раковец О. А. Геологическое строение района верхнего течения р. Бий-хем (Б. Енисей) в Северо-Восточной Туве. М., 1949. Фонды ВАГТ.

Кудрявцев Г. А. Отчет по съёмке миллионной карты Тувы, выполненной в Северо-Тувинской экспедиции. Геологическое строение Северо-Восточной Тувы. М., 1950. Фонды ВАГТ.

Махин Г. В., Башилова И. И. Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР масштаба 1:200 000. Лист М-47-11. Объяснительная записка. М., 1957. Фонды ВАГТ.

Махин Г. В., Башилова И. И. Отчет партии № 8 по редакционно-уязвочным работам, проведенным в 1956 г. в качестве первого этапа по подготовке к изданию листов М-47-III и N-47-XXXIII геологической карты масштаба 1:200 000. М., 1957. Фонды ВАГТ.

Махин Г. В., Башилова И. И., Трубино Д. И. с участием Павленко А. С. Отчет по поисково-ре-визионным работам, проведенным партией № 12 в районе верховья рек Кызыл-хем и Бий-хем (Восточная Тува) в 1957 г. М., 1958. Фонды ВАГТ.

Махин Г. В., Башилова И. И., Павлюк Г. Г., Рудакова Г. И., Трубино Д. И. Отчет по поисково-ре-визионным работам, проведенным партией № 14 аэрогеологической экспедиции № 6 в Восточной Туве в 1958 г. М., Фонды ВАГТ.

Нецаева И. А., Володина В. И. Отчет по результатам работ по поисково-ре-визионного отряда № 9-а за 1956 г. М., 1957. Фонды ВАГТ.

Потапов С. В., Онщенко В. А., Ильичев А. А., Тиктенков С. А., Высоккая Г. В., Калинин А. Э., Кисельников Г. М., Рудева К. Н., Семёнова О. А., Ткачев Г. Д. Геологическое строение бассейнов рек Каа-хем, Кызыл-хем, Карга, нижнего течения р. Балыг-тыг-хем и оз. Терехоль. М., 1955. Фонды ВАГТ.

Потапов С. В., Онщенко В. А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Западно-Саянская, лист М-47-VIII (Кижик-Аксы). Объяснительная записка. М., 1958. Фонды ВАГТ.

Потапов С. В., Онщенко В. А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Западно-Саянская, лист М-47-VII. Объяснительная записка. М., 1958. Фонды ВАГТ.

Шенкман Я. Д., Станкевич Е. Н. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Западно-Саянская. Лист N-47-XXXI. Объяснительная записка. М., 1958. Фонды ВАГТ.

Шенкман Я. Д., Станкевич Е. Н., Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXXII. Объяснительная записка. М., 1959. Фонды ВАГТ.

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Список непромышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе М-47-П карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки по карте	Наименование месторождения, вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения	№ использованного материала по списку	Примечание
19	IV-1	Левый борт р. Агоя. Слюда-мусковит	Разведано	Пневматолитическое	1, 3, 4	

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листе М-47-П карты полезных ископаемых М-6а 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявлений	№ использованного материала по списку	Примечание
17	III-3	Правый берег р. Нижнего Кадрауса. Магнетит	Линзовидное тело массивной руды размером 3×10 м в скандинавских известняках нижнего кембрия	3	
6	II-3	Водопад рек Сурхая и Серлиг-хем. Медь	Вкрапленность халькопирита по тонким трещинам в миконгитизированных шесточных гранитах	3	
10	II-3	Бассейн верхнего левого притока р. Сурхая. Медь	Вкрапленность халькопирита и пирротина в скариках харальской толщи. Содержание меди 0,02%	3	
11	II-4	Бассейн верхнего левого притока р. Калдыр-Ос. Медь	Вкрапленность халькопирита и пирротина в скариках харальской толщи. Содержание меди 0,02%	3	
12	II-4	В 6 км восточнее абс. отм. 1675 м. Медь	Вкрапленность халькопирита и пирротина в сланцах айлыгской толщи. Содержание меди 0,02%	3	
13	II-4	Левый приток р. Нижнего Кадрауса. Медь	Рассеянная вкрапленность халькопирита в известняках харальской толщи	3	
16	III-3	Правый берег р. Нижнего Кадрауса. Медь	Рассеяная вкрапленность халькопирита в скандинавских известняках нижнего кембрия	3	
1	I-3	Бассейн рек Тазаган и Джолус. Свинец	Ореол рассеяния галенита в рыхлых отложениях по данным штихворного опробования	1, 3	
4	I-4	Крайний северо-восточный угол площади листа. Свинец	Ореол рассеяния галенита в рыхлых отложениях по данным штихворного опробования	3	

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
7	II-3	Средний правый приток р. Сурхат. Свинец	Редкая вкрапленность галенита в пиритизированных скарированных известняках нижнего кембрия	1	
8	II-3	Бассейн верховьев р. Сурхат. Свинец	Ореол рассеяния галенита в рыхлых отложениях по данным шлихового опробования	1; 3	
2	I-3	Волораздел верхних составяющих р. Джолус. Молибден	Вкрапленность молибденита в пиритизированных гранитах. Содержание молибдена до 0,035%	1	
3	I-3	Левый волораздел р. Джолус. Молибден	Вкрапленность молибденита в кварцевых жилах, мощностью до 10 см и протяженностью 0,5—2 м. Содержание молибдена 0,11%	1	
9	II-3	Левый берег р. Нижнего Кадрауса. Асбест	Тонкие прожилки серпентин-асбеста в скарированных известняках харальской толши на контакте с нижнепалеозойскими гранитоидами	3	
20	IV-1	Бассейн рек Атов и Шор. Циркий	Ореол рассеяния молибденита в рыхлых отложениях по данным шлихового опробования	3	
14	III-3	Левый берег р. Нижнего Кадрауса. Пиритизировано-уратовые проявления	Аксессорные в субэлювиальных граносенитах на площадях в 1 км ² ; бурый циркон радиоактивный (до 60 г/т). Оранжевый молибденит	6	
15	III-3	Правый берег р. Нижнего Кадрауса. Комплексное проявление редких земель, тантала, ниобия	Жила шесточного гранита мощностью 4—5 см с протяженностью 30 м с акцессорными: радиоактивный бурый циркон (до 200 г/т), фергосенит, молибденит (до 2 г/т)	6	

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
18	III-3	Правый берег р. Нижнего Кадрауса. Комплексное проявление редких земель, тантала, ниобия	Кварцево-альбитовая жила мощностью 10—12 см, протяженностью 30 м с вкрапленностью фергосенита (30 г/т) радиоактивного циркона (1 г/т)	6	
21	IV-4	Бассейн р. Илгэтар. Ниобий и редкие земли	Ореол рассеяния ниобиево-редкоземельных минералов в рыхлых отложениях по данным шлихового опробования	2; 5	
22, 23, 24	IV-4	Бассейн р. Илгэтар. Комплексные проявления редких земель, тантала, ниобия	Аксессорные энкентиполнкраз, оранжевый (до 2 г/т), ортит (до 40—50 г/т), пироксотор (до 1 г/т), чевкинит, циркон	2; 5	
5	II-2	Верховья р. Маймалыш. Горячий источник	Минерализованные воды с запахом сероводорода, дебит 10 л/мин, температура 38,6°		

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	6
Интрузивные образования	19
Тектоника	39
Геоморфология	46
Полезные ископаемые	53
Краткие сведения о подземных водах	62
Литература	65
Приложения	67

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР МАСШТАБ 1 : 200 000
 СЕРИЯ ЗАПАДНО-САЯНСКАЯ ЛИСТ М-47-III
 ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Научный редактор *Л. Я. Харитонова* Редактор издательства *Т. И. Малис*
 Технический редактор *Т. М. Шмакова* Корректор *Э. И. Копыльская*

Подписано к печати 26/IV 1962 г. Уч.-изд. л. 4,45
 Формат бумаги 60×90/16 Бум. л. 2,25 Печ. л. 4,5 Бесплатно
 Тираж 250. Зак. 03802

Картофабрика Госгеотехиздата
 Ленинград, В-26, 19 линия, дом 20