

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР  
КРАСНОЯРСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200000

СЕРИЯ ЗАПАДНО-СЯНСКАЯ

Лист М-46-11

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составители *Г. П. Александров, Г. М. Владигирский,*  
*С. П. Бобров, И. И. Голубева*  
Редактор *В. А. Унков*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ,  
протокол № 2 от 2/II 1960 г.



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

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-46-11 (Суг-Аксы) по административному делению относится к Дзун-Хемчикскому и Сют-Хольскому районам Тувинской автономной области. На севере небольшая часть ее входит в Верхне-Усинский район Красноярского края. Площадь ограничена координатами: 51°20' и 52°00' с. ш. и 91°00' и 92°00' в. д.

Район располагается в области сопряжения юго-западных ветвей Западного Саяна и Хемчикской котловины. Основные орографические единицы — хребты Саянский и Хемчикский. В пределах их развита высокогорный и среднегорный рельеф с абсолютными высотами от 2000 до 2700 м. Южная часть площади, относящаяся к Хемчикской котловине, характеризуется мелкопочечным и низкогорным рельефом с абсолютными высотами от 700 до 1500 м.

Крупными речными артериями, стекающими с южного склона хр. Хемчикского, являются р. Ак-Суг, Устю-Ишкин, Алды-Ишкин, Терек-Тыг и Шом-Шум (левые притоки р. Хемчик). С северного склона хр. Западный Тану-Ола стекает р. Чаdana. На южном склоне Западно-Саянского хребта берут начало реки Большая и Малая Уры, впадающие в Енисей. В пределах названных хребтов реки текут в узких V-образных долинах. Течение рек бурное; имеются пороги и перекаты. Выходя в Хемчикскую котловину речные долины становятся широкими, приобретают пологие склоны, течение становится более спокойным. Питание рек происходит главным образом за счет атмосферных осадков и частично за счет таяния вечной мерзлоты.

В юго-западной части района на высоте 1800 м располагается высокогорное озеро Сют-Холь площадью около 14 км<sup>2</sup>, глубина его достигает 36 м. Вода в озере пресная и прозрачная, но рыбы нет.

Климат района резко континентальный и обусловлен положением района в центре азиатского материка и наличием своеобразного горного барьера на пути следования западных и северо-западных воздушных масс. Годовая амплитуда тем-

пературы для Дзун-Хемчикского района, по данным Чаданской гидрогеостанции на 1956 г., достигает 80,8° (летний максимум +32,8°, зимний минимум —48,0°). Средняя годовая температура—5,4°. Наиболее теплый месяц июль (+19,3°), наиболее холодный январь (—36°).

Годовая сумма осадков в высокогорном районе 600—700 мм, а в Хемчикской котловине—180 мм. Максимальное выпадение осадков отмечается в июле и августе месяце.

В Западном Саяне в распределении растительности выделяется три зоны: степная, горнотаежная и зона высокогорной тундры. В Хемчикской котловине пользуется распространением полупустынная мелкозлаковая растительность. Животный мир, обитающий в тайге и в степи, многообразен. Обнаженность района в целом хороша, за исключением северной присаянской части, где местность является значительно залесенной.

Описываемый район более или менее хозяйственно освоен, но заселен неравномерно. Большая часть населения сосредоточена в Хемчикской котловине, где размещены наиболее крупные населенные пункты: Суг-Аксы (районный центр), Ак-Ору, Эл-Бажи, Чес-Будуй и Ийме. Все населенные пункты связаны с районным центром Суг-Аксы и г. Чадан грунтовыми дорогами, а г. Чадан связан с центром Тувинской автономной области г. Кызылом шоссейной дорогой. Суг-Аксы находится на расстоянии 260 км от г. Кызыла.

Первые отрывочные сведения о геологическом строении южной части листа мы находим в сводной работе З. А. Лебедевой (1938). В 1935 г. А. Г. Сивовым составлена на глазомерной основе геологическая карта масштаба 1:200 000 левобережья р. Енисея, охватывающая небольшую часть среднего и нижнего течения р. Большой Уры и бассейна рч. Кем-Терек (Хем-Теректыг). А. Г. Сивов выделяет здесь зеленочемненную эффузивно-осадочную толщу, отнесенную им в тот период к среднему кембрию (впоследствии нижнекембрийская чингинская формация А. Г. Сивова). Гипербазитовые интрузии, прорывающие эту толщу, по данным А. Г. Сивова, открыты верхнекембрийской «кемтерекской формацией» (впоследствии отнесенной им же к низам ордовика). Выше предположительно залегает ордовикская шигнетская формация, лучший разрез которой по А. Г. Сивову находится в нижнем течении р. Большой Уры. В среднем течении р. Большой Уры стратиграфически выше шигнетской формации несогласно залегает ордовикская «керемская формация». В тесной связи с «варисскими» гранитными интрузиями А. Г. Сивовым установлены балангутское и сайлогемское молибденовые рудопроявления.

В 1936 г. А. С. Митропольский производит поисково-разведочные работы на этих рудопроявлениях. Им установлено, что

отложения, отнесенные А. Г. Сивовым к ордовикской «керемской формации», в среднем течении р. Большой Уры содержат обильную сидурийскую фауну. Им же установлены красные цветные эффузивно-осадочные девонские отложения в верхнем течении р. Большой Уры. Большая же часть территории листа оставалась до 1946 г. «белым пятном».

В 1946 г. под руководством В. А. Унксова (1947) производятся поисково-съемочные работы на левобережье р. Хемчик. Геологическая карта района оз. Сюг-Холь составлена на полуглазомерной основе. В пределах юго-западной части листа на этой карте выделяется немая ордовикская толща метаморфизованных песчаников и сланцев, постепенно сменяющихся в ряде случаев серпигито-хлорито-кварцевыми сланцами. Выше нее несогласно залегают фаунистически доказанные сидурийские отложения. Агасутская, Ишкинская и Сюгхольская гранитные интрузии отнесены В. А. Унксовым к сюгхольскому интрузивному комплексу, предположительно предельному возрасту. Выявлено аксугское вольфрамовое рудопроявление.

В 1946 г. в районе нижнего течения р. Чадана под руководством М. В. Заннина (1947) производятся поисково-съемочные работы масштаба 1:200 000. На карте, составленной на основе накидного монтажа масштаба 1:200 000, выделены нижне-среднекембрийские отложения с археологическими известняками и перекрывающие их ордовикские отложения (конгломераты, песчаники и сланцы), постепенно сменяющиеся вверх по разрезу сидурийскими отложениями с фауной. Сидурийские отложения подразделены на три части, которым необоснованно дано наименование ландверийского, венлокского и лудловского ярусов.

В том же 1946 г. Ф. А. Головачевым и И. П. Резниковым (1947) производятся поисково-съемочные работы масштаба 1:200 000 в районе р. Чаа-Холь и пос. Шанчи. Карта, составленная этими авторами на некондиционной основе, имеет весьма низкое качество. Отчет был признан Ученым советом ВСЕГЕИ неудовлетворительным.

В 1951 г. Г. В. Грушевым (1952) производятся поисково-съемочные работы масштаба 1:50 000 в районе месторождения Кара-Суг. Съемкой была затронута незначительная площадь на юго-востоке листа. Нижнекембрийские отложения подразделены Г. В. Грушевым на алтынбулакскую (эффузивную) и акдуртукскую (терригенно-карбонатную) толщи. К сидурийским отложениям была отнесена без достаточных оснований конгломерато-песчаниковая толща, ранее выделявшаяся М. В. Занниным в качестве ордовика.

В 1952 г. И. М. Тегляковым и Н. И. Евстрахиным (1953) производились поисково-съемочные работы масштаба 1:100 000 восточной части листа (междуречье Хемчик—

Большой Уры в их нижнем течении). На карте, составленной на кондиционной основе масштаба 1 : 100 000, выделены нижнекембрийская чингинская свита и нерасчлененные ордовикские отложения. К ордовику одновременно отнесены серицит-хлоритовые сланцы района р. Терек-Тыг, породы кембрийской и шигнетской формаций А. Г. Сивова, а также осадочные породы из состава чингинской нижнекембрийской свиты. Поэтому (в полном противоречии с данными А. Г. Сивова) авторы этой карты ошибочно считают гипербазитовые интрузии послеордовикскими.

В том же 1952 г. Г. М. Владимирский и Г. Н. Лукашев (1953) произвели поисково-съёмочные работы масштаба 1 : 50 000 в междуречье Ак-Суг — Хемчик и к западу от оз. Сют-Холь. За пределами листа выявлено хаак-саирское рудопроявление коренного золота и другие рудопроявления.

В 1952 г. на правобережье р. Хемчик в его нижнем течении произвелись поисково-съёмочные работы масштаба 1 : 200 000 под руководством П. В. Коростина. На этой территории к нижнему кембрию были ошибочно отнесены серицит-хлорито-кварцевые сланцы в районе большой излучины р. Хемчик. В нижнем течении р. Хемчик П. В. Коростиным выделяется узкая полоска ордовикских отложений. На остальной площади съёмки выделяются силурийские отложения, подразделенные на три части, которые необоснованно названы ландоверийскими и лудловскими ярусами. Условно выделен нижний девон. Выявлены незначительные рудопроявления. К моменту написания объяснительной записки аэрофотонитной и аэрогаммасъёмкой была покрыта только южная часть листа (правобережье р. Хемчик). Материалы съёмки использованы при составлении листа.

К началу геологической съёмки листа около 30 % его площади оставалось «белым пятном». Остальная его часть была покрыта некондиционными съёмками разных лет, произведёнными на основе совершенно несопоставимых стратиграфических схем, и требовала поэтому пересъёмки. Государственная геологическая съёмка листа была начата в 1955 г. Г. М. Владимирским и М. И. Митрохиным — геологами Горной экспедиции 6. Министерства геологии СССР. В дальнейшем эти работы были переданы во ВСЕГЕИ, а с января 1957 г. в Красноярское геологическое управление. В 1956 г. съёмка продолжалась Г. П. Александровым, Г. М. Владимирским и И. И. Голубевой. Дальнейшие работы на листе проводились Г. П. Александровым, С. П. Вобровым, И. И. Голубевой и В. М. Немцовичем. В процессе геологосъёмочных работ широко использовалась контактная печать.

При составлении государственной геологической карты и карты полезных ископаемых листа М-46-11 авторами частично использованы геологические карты масштаба 1 : 50 000

(Г. М. Владимирский и Г. Н. Лукашев, 1953; Г. В. Грушев, 1952; Г. М. Владимирский, 1955), геологические карты масштаба 1 : 100 000 (И. М. Тегляков и др., 1952; П. В. Коростин, 1952), а также геологические карты масштаба 1 : 200 000 (М. В. Занин, 1947; В. А. Унксов, 1947).

## СТРАТИГРАФИЯ

Описываемый район располагается в Западной Туве в пределах Хемчикской и Западно-Саянской структурно-фациальных зон. Пережив различную историю геотектонического развития, эти структурные зоны существенно различаются между собой характером стратиграфического разреза.

В строении Западно-Саянской структурно-фациальной зоны принимают участие отложения нижнего и верхнего кембрия, верхнего кембрия — нижнего ордовика, ордовика — нижнего силура, верхнего силура, нижнего девона, нижнего карбона, а также четвертичные осадки. Нижнекембрийские зеленокаменные осадочно-эффузивные отложения отнесены к чингинской серии и по литолого-стратиграфическим признакам расчленены на две толщи. Нижняя толща сложена преимущественно эффузивными породами, а верхняя — осадочными. Верхнекембрийские отложения (?) по литолого-стратиграфическим признакам расчленены на две толщи. Сютхольская толща сложена однообразными зелено-серыми хлоритовыми серицит-кварцевыми сланцами. Выше лежащая ишкинская толща представлена метаморфизованными песчаниками и алевролитами. Обе толщи связаны между собой постепенным переходом.

Верхнекембрийские — нижнеордовикские отложения (ала-сугская свита) сложены серо-зелеными конгломератами, гра-велитами и песчаниками с прослоями голубовато-зеленых, вишневых алевролитов и сланцев. Аласугская свита на большей части площади своего развития трансгрессивно перекрывает отложения чингинской серии. Наряду с этим в бассейне рек Алды-Ишкин и Устю-Ишкин аласугская свита совершенно согласно залегает на отложениях ишкинской толщи и связана с ней постепенным переходом.

К ордовику — нижнему силуру отнесены отложения шигнетской серии, залегающие в видимым образом на породах аласугской свиты и подразделяющиеся на две толщи. Нижняя объединяет оржакскую и блансугскую толщи, а верхняя отвечает узунсугской толще. Нижняя толща сложена серо-глиновыми, зелено-серыми песчаниками и алевролитами, узунсугская толща состоит преимущественно из известковистых алевролитов и мергелей с подчиненными прослоями песчани-

## КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

### Нижний отдел

#### *Чингинская серия* ( $Сп_1^{ch_1}$ — $Сп_1^{ch_2}$ )

ков и алевролитов. Известковистые алевролиты и известняки узунькуской толщи содержат нижнесилурийскую фауну. Отложения силура (отжуксугская серия) в Западно-Саянской структурно-фациальной зоне с отчетливым азимутальным и структурно-фациальным залеганием на различных толщах шитнет-угловым несогласием залегают на различных толщах шитнетской серии и по литолого-стратиграфическим признакам подразделяются на две толщи.

Отложения отжуксугской серии трансгрессивно перекрываются эффузивной кендейской свитой нижнего девона с конгломератом в основании, галька которого содержит известняки с силурийской фауной. На размытой поверхности кендейской свиты залегают нижнекаменноугольные отложения, представленные красноцветными континентальными грубообломочными породами с горизонтом серых песчаников, сохранивших отпечатки древней флоры.

В геологическом строении Хемчикской структурно-фациальной зоны принимают участие отложения нижнего кембрия, ордовика, силура, нижнего девона, а также древнетвершинные и современные осадки. В отличие от описанного выше разреза здесь совершенно отсутствуют верхнекембрийские и кембро-ордовикские отложения.

Нижнекембрийские отложения Хемчикской структурно-фациальной зоны подразделяются на две толщи (снизу вверх) — алтынбулакскую и акдуртскую. Первая, преимущественно эффузивная, сложена преимущественно зеленокаменными основными эффузивами, туфами, в меньшей мере сланцами, кварцитами и мраморизованными известняками. Акдуртская толща, преимущественно осадочная, состоит из конгломератов, гравелитов, песчаников, туфов, реже эффузивов, место в разрезе занимают известняки, содержащие обильную фауну археоциат, и водоросли. Кембрийские отложения трансгрессивно перекрываются ордовикскими (шешушдагская свита). Последняя представлена грубообломочными отложениями типа моласс.

Ордовикские отложения согласно перекрываются силурийскими (чергакская свита), которые слагаются тонкообломочными породами и известняками с обильной эндемичной фауной эпиконтинентального моря. Отложения силура трансгрессивно перекрываются эффузивной толщей нижнего девона.

В настоящей записке осадочные, эффузивные и интрузивные образования расчленены на свиты, толщи и интрузивные комплексы в соответствии с легендой, утвержденной для геологической карты СССР масштаба 1 : 200 000 Западно-Саянской серии.

Отложения чингинской серии, как уже отмечалось выше, характерны для Западно-Саянской структурно-фациальной зоны. Наиболее широкое распространение они получили в междуречье Шом-Шум — Хемчик — Енисей. Они образуют здесь крупную синклиналичную структурную широтную простирания. Небольшие выходы этих отложений отмечаются также по левобережью р. Ак-Суг и в междуречье Ак-Суг — Хемчик.

Образования чингинской серии с верхнекембрийскими (?) отложениями сюгхольской толщи повсеместно имеют тектонический контакт. На водораздельной части Хемчикского хребта, а также в левом борту долины р. Хем-Теректыг наблюдаются нормальные стратиграфические взаимоотношения отложений чингинской серии с залегающими на них верхнекембрийскими — нижнеордовикскими отложениями атакульской свиты. На водоразделе Хем-Теректыг — Иргар и южнее оз. Сюг-Холь нижнекембрийские отложения трансгрессивно перекрываются песчаниково-конгломератовой толщей, условно отнесенной авторами к шешушдагской свите ордовика. В районе междуречья Хем-Теректыг — Иргар конгломераты этой толщи содержат гальку ультраосновных пород актовракского комплекса. Чингинская серия сложена преимущественно диабазами, спилитами, вариолитами, базальтовыми порфиритами и лишь 30% разреза приходится на различного рода сланцы, туфы, туффиты, кварциты, микрокварциты и линзы известняков. В нижней части разреза преобладают зеленокаменные эффузивы с подчиненным содержанием пирокластических пород и сланцев. Верху разреза сложены рассланцованными гравелитами, песчаниками, туффитами, сланцами с редкими линзами кварцитов и мраморизованных известняков.

По литолого-стратиграфическим признакам отложения чингинской серии подразделены на две толщи: нижнюю и верхнюю, имеющую между собой согласные взаимоотношения. В местах, где невозможно произвести подобное расчленение, выделяется нерасчлененная чингинская серия.

*Нижняя толща* ( $Сп_1^{ch_1}$ ). Наиболее полный по мощности разрез нижней толщи можно видеть в бортах долины р. Чодур-Суг (левый приток р. Шом-Шум), от ее устья вверх по течению до впадения в нее ключа Акадыр.

Нижняя толща сложена массивными и грубообломочными зелено-серыми альбитизированными диабазами, спилитами, вариолитовыми афанитами, миндалекаменными витрофировыми породами с подчиненным содержанием рассланцованных плотных кристалло-литокластических и витрокла-

стических туфов, туфогравелитов, хлоритовых и кремнистых сланцев. В верхах толщи соотношение перечисленных пород несколько изменяется. Пирокластические породы в строении разреза занимают приблизительно равную роль с эффузивными образованиями. Более полная петрографическая и петрохимическая характеристика эффузивных пород приведена в отчете (Г. М. Владимирский, Г. П. Александров и др., 1958). Здесь же характеристика эффузивных пород дается нами в сокращенном виде.

Диабазы и диабазовые порфириты весьма характерны для состава нижней толщи. Обычно это серо-зеленые тонкозернистые породы с шероховатым изломом. В шлифах они обнаруживают четкую офитовую и пойкилофитовую структуру. Плагноклаз имеет удлиненную призматическую форму по составу — основной (№ 55 и выше). Часто полностью замещен непрозрачным глинисто-полизитовым агрегатом и мелкими иголочками актинолита. В отдельных случаях заметно альбитизирован и даже полностью замещен альбитом. Моноклиновый пироксен обычно имеет таблитчатую форму. Светлый, слегка буроватый (с едва заметным плеохроизмом). Свежий или замещен по краям зерен хлоритом. Рудный минерал, по-видимому, представляет титаномаргнетитом с каемкой лейкоксена. Из акцессорных минералов в отдельных шлифах отмечены мелкие иголочки апатита, заключенные в таблитчатые зерна пироксена. Многочисленные трещинки в породе выполнены хлоритом и эпидотом. Среди диабазовых пород нижней толщи выделяются характерные «перистые диабазы». Тонкие призматические лейсты плагноклаза образуют офитовую решетку, в ячейках которой располагаются иголчатые индивиды моноклинового пироксена и участки мелкозерничатого хлорита. Игольчатые индивиды моноклинового пироксена нарастают в виде «гребенок» или «щеток» на лейсты плагноклаза, образуя характерную структуру «птичьего пера». Плагноклаз основной часто замещен мелкими изометрическими зернами полизита и агрегатом непрозрачных частиц. Иногда наблюдается частичная альбитизация плагноклаза.

Моноклиновый пироксен — красновато-бурый, слабо плеохронный (возможно, титанистый). Весьма часто встречается в разрезе описываемой толщи базальтовые порфириты. В обнажениях и образцах они выглядят довольно однообразно: это лишленные вкрапленников афанитовые серо-зеленые породы со скорлуповатым и полураковистым изломом. Под микроскопом среди них выделяется несколько разновидностей (афировые базальтовые порфириты, зетенокаменные тахилиты, варнолитоподобные породы, а также плагобазальты и витрокластические туфы).

Спилиты чингинской серии макроскопически не отличаются от описанных выше диабазов и афировых базальтовых

порфиритов. В шлифах для них характерна апоинтерсертальная структура: промежутки между пересекающимися лейстными альбита заложены светло-зеленым чешуйчатым хлоритом и отдельными мелкими зернами магнетита. Лейсты альбита обычно тонкие, длинные и слегка изогнутые. Породы пронизаны альбито-хлоритовыми прожилками. Спилитовыми порфиритами нами названы породы с многочисленными порфировыми выделениями таблитчатого альбита и плаглопитовой основной массой. В основной массе преобладает разложившееся стекло, в котором беспорядочно размешаны тонкие лейсты альбита. Результаты химических анализов показывают на близость этих пород к типичным спилитам. Это слабо насыщенные кремнекислотой или ненасыщенные ею, щелочные и умеренно богатые щелочами меланократовые породы. По составу и характеру эффузивных пород нижняя толща приближается к спилитовым формациям других районов Советского Союза, существенно отличаясь от них отсутствием кератофилов. По степени метаморфизма они сравнимы с породами спилито-кератофировой формации окрестностей месторождения Блявы на Урале.

В строении разреза нижней толщи играют не менее важную роль туфы, туфопесчаники, туфогравелиты, различные сланцы и кремнистые породы. По внешнему виду это зелено-серые, реже зеленые плотные слабо рассланцованные породы. В шлифах они имеют обычно псаммитовую, реже псефитовую структуру. Нередки также алевритовые разности. Первоначальный цемент (базальтовый, реже супраконовский) полностью замещен хлоритом. В нем размешаны угловатые класические зерна серицитизированного плагноклаза, моноклинового пироксена и кварца, а также многочисленные зерна кремнистых и окремненных пород. В обломках встречаются также окатанные, иногда оплавленные зерна спилитовых пород с плаглофитовой структурой.

Среди грубообломочных туфов встречаются простои алевритовые и алевритовых сланцев, в которых отмечены довольно чистые новообразования актинолита. Кремнистые породы встречаются в виде прослоев по всему разрезу. Среди них в шлифах выделяются окремненные туфы, кремнистые и кремнисто-хлоритовые сланцы. Кремнистые сланцы обычно представлены серыми и черными полосчатыми породами с раковистым изломом.

Кремнисто-хлоритовые сланцы пользуются наибольшим распространением. Они представляют собой тонкосланцеватые серые кремнистые породы с развитым хлоритом на плоскостях сланцеватости. В шлифе отмечается тонкая полосчатость, обусловленная чередованием полосок микрозернистого кварца и тонких полосок грязно-зеленого хлорита.

Общая неполная мощность нижней толщи по этому раз-  
резу определяется в 3530 м.

*Верхняя толща* (Ст.1с<sub>2</sub>). Отложения верхней толщи имеют весьма ограниченное распространение на водоразделе Хемчикского хребта, где они слагают ядро синклинальной складки. Нижняя граница верхней толщи устанавливается довольно четко по смене эффузивных образованных туфогенно-осадочными породами.

Общая неполная мощность этой толщи в районе водораздела р. Чогдур-Суг и ее правого притока к.т. Акадыр определяется в 700 м.

Верхняя толща сложена зелено-серыми, голубовато-зелеными, серыми и темно-серыми сланцами, чередующимися между собой и содержащими прослойки зелено-серых рассланцованных туфов, гравелитов, песчаников и линзы мраморизованных известняков. В средней части разреза среди массивных зеленых литокластических туфов и голубовато-серых алевролитовых сланцев залегает прослой зеленокаменных вариолитов (мощностью 25 м). Сланцы легко рыхлеются на тонкие пластинки. Излом — листоватый, с острыми, дарапающими стеклом, краями.

В шлифах наблюдается слоистая текстура, алевролитовая и пегматовая структуры с реликтами псаммито-алевритовой и фибробластовой структур. Основная масса имеет желтовато-серый цвет и представлена хлоритом, серцитом и хлопьевидными агрегатами рудного минерала. Иногда среди основной массы встречаются небольшие светлые пятна, выложенные мелкозернистым агрегатом халцедона. Алевролитовые и псаммитовые участки представлены кварцем и реже плагиоклазом.

Туфы и туффиты верхней толщи по макро- и микроскопическим признакам не отличимы от тех же пород нижней толщи. Песчаники, гравелиты и конгломераты представлены зелено-серыми плотными рассланцованными породами, содержащими окатанный грубообломочный материал. Конгломераты и гравелиты содержат небольшие сплюснутые галечки светло-серого, зеленого, зелено-серого и лилового цвета. Размер галек колеблется от 0,5 до 4 см в диаметре и 1—3 мм в поперечнике. В этих породах излом обычно неровный с отчетливой зернистостью. В шлифах среди кластического материала наблюдаются окатанные, подокатанные, а иногда угловатые обломки эффузивных и кремнистых пород. Эффузивные породы чаще всего имеют апонитсерпентиновую, гидроталитовую и варнолитовую структуры основной массы. Беспорядочно расположенные лейсты плагиоклаза погружены в разложившуюся стекловатую массу, полностью замещенную хлоритом. В туффилах из кластического материала преоблада-

дают кремнистые галечки, выполненные мелкозернистым халцедономы и микрокварцитовым материалом. Наряду с обломками упомянутых пород присутствуют мелкие зерна кварца, пироксена, плагиоклаза, рудного минерала (магнетит, ильменит). Цемент — соприкосновения, реже поровый, выложен напелло хлоритом. Все породы верхней толщи хлоритизированы, эпидотизированы и в меньшей степени карбонатизированы. Нередко породы пронизаны микротрещинами, выложенными кварцем, реже карбонатным материалом.

*Чингиская серия нерасчлененная* (Ст.1с<sub>1</sub>). В ряде мест из-за сложности тектонической обстановки, однообразности пород и ограниченности выходов невозможно подразделить кембрийские отложения на толщи.

Нерасчлененные отложения чингиской серии выделяются в междуречье Хемчик — Ак-Суг, по левобережью последней в районе устья р. Шом-Шум (левый приток р. Хемчик). В районе междуречья Хемчик — Ак-Суг нерасчлененная толща занимает небольшую четырехкилометровую полосу, ограниченную с двух сторон дивергентными нарушениями. Нерасчлененные отложения повсеместно представлены зеленокаменными эффузивами и туфами, туфогравелитами, сланцами и кремнистыми породами, а также продуктами контактового метаморфизма этих пород в зоне экзоконтакта интрузий сугольского комплекса. В ряде мест отложения нерасчлененной чингиской серии прорваны мелкими согласными интрузивными серпентинизированными гипербазитами.

Общая мощность отложений чингиской серии определяется в 4200 м.

Нижекембрийский возраст отложений чингиской серии устанавливается по единичным находкам археоциат, произведенным А. Г. Сивовым (1953) на соседней к востоку от листа площади по к.т. Нижний Карабудаук в известняках верхней части разреза. Им же указываются археоциаты камешковско-го комплекса в известняках верхней толщи чингиской серии, развитой на водоразделе рек Демир-Суг — Эйлиг-Хем. Д. С. Зубрилин (записка к листу М-46-IV) указывалось находки археоциат и водорослей в известняках аналогичной по составу толщи, распространенной на площади листа М-46-IV по к.т. Суур-Даштыг. И. Т. Журавлевой определены следующие формы: *Archaeocystidius khemtshikensis* Volga, *Ar. iziki* Tall, *Ar.*, sp. 1, *Ar.* sp. 11, *Eridulion* sp. Chorn.

Сравнительно ограниченное распространение и разнообразие выходов кембрийских отложений, развитых в южной части листа, не позволяют составить для них единого разреза. Более полные разрезы кембрийских отложений, характерных для Хемчикской структурно-фациальной зоны, наблюдаются в смежных к востоку районах, где по литолого-страти-

графическим признакам отчетливо выделяются две толщи (снизу вверх): алтынбулакская и акдургуевская. Последняя содержит мощные линзы рифогенных известняков с водорослями и обильной фауной археоциат.

#### *Алтынбулакская толща (Ст.а1)*

Отложения алтынбулакской толща в пределах района получили весьма ограниченное распространение. Они прослеживаются с востока на запад в виде узкой полосы шириной 700 м на протяжении двадцати километров по южному склону горы Мош-Дар. Кембрийские отложения здесь приурочены к ядру антиклинальной структуры, сложенной ордовикскими отложениями. Северный контакт кембрийских отложений с ордовикскими отчетливо тектонический, а на юге с той же толщей ордовика наблюдаются нормальные стратиграфические взаимоотношения.

Алтынбулакская толща в пределах листа на 80% сложена кварцитами и микрокварцитами. Остальная часть разреза приходится на сланцы, зеленокаменные эффузивы и их туфы. За пределами листа на восток, по данным Г. В. Грушевого (1952), эта толща сложена, помимо микрокварцитов, мощными горизонтальными зеленокаменных пород спилито-кератофировой формации, глинистыми и алевроитовыми сланцами. Линзы известняков и конгломератов играют подчиненную роль.

На площади листа и за ее пределами породы алтынбулакской толщи проявлены мелкими линейно вытянутыми телами серпентинитов. Микрокварциты обычно слагают мощные линзы (до 100 м), прослеживающиеся с небольшими перерывами по всей полосе выходов отложений алтынбулакской толщи. Окраска микрокварцитов весьма разнообразная, преобладают серые, светло-серые, темно-серые и черные оттенки.

Под микроскопом все разнообразия обнаруживают микрогранобластовую, переходящую к точечной, структуру. Размер зерен кварца 0,05 мм и меньше. Как правило, кварциты и микрокварциты рассеяны многочисленными тонкими пересечениями прожилками, вытолкнутыми мелкозернистым кварцем мозаичной структуры с зубчатыми очертаниями зерен. Кроме кварца, встречаются единичные зерна мусковита, рудная пыль. В микропрелинах иногда встречаются пленочки гидроокислов железа и карбонатный материал.

Линистые и алевроитовые сланцы представляют собой однородные тонкослоистые породы серых, голубовато-серых и вишневого оттенков. Зеленокаменные эффузивы макроскопически представлены грязно-зелеными, зелено-серыми, реже темно-серыми, интенсивно рассланцованными породами. В шлифах обычно первичная структура неразличима и лишь в редких случаях в туфах видны более темные обломки среди грязно-зеленой основной массы. Реже встречаются плотные

афанитовые разности с миндалекаменной текстурой, окрашенные в зеленые и лиловые тона. В шлифах последние имеют порфиroidную структуру с гиалофитовой структурой основной массы, представленной продуктами разложенного стекла: хлоритом, рудным и лейкокосеном. Вкрапленники представлены почти полностью разложившим плагиоклазом, у которого сохранились лишь таблитчатые очертания. Миндалины имеют чаще округлую форму, реже эллипсоидальную и вытолкнуты карбонатно-хлоритовым материалом.

Мощность отложений алтынбулакской толщи на площади листа определяется в пределах 600—800 м.

Наиболее полный разрез алтынбулакской толщи известен за пределами листа, в центральной части гор Аргалыкты, где его неполная мощность П. В. Коростинным (1953 г.) определяется в 2200 м.

#### *Акдургуевская толща (Ст.акд)*

Отложения этой толщи в ограниченном количестве распространены на юге описываемого района, где они слагают две узкие полосы широтного простирания. Северная полоса шириной около километра прослеживается с правого борта урочища Сыын-Чурээ по хр. Адар-Дош до восточной рамки листа. Южная полоса кембрийских отложений шириной 300—600 м прослеживается с левобережья р. Чадана на восток по водоразделу урочищ Баян-Тала — Бара-Холь и далее на юго-восток к южной рамке. В правом борту урочища Бара-Холь отложения акдургуевской толщи обнажаются в виде останцов среди интрузии диоритовых порфиритов Торгалытского комплекса. Отложения северной полосы вытолкнуто ядро Адар-Дошской антиклинальной структуры, сложенной ордовикскими отложениями.

С севера кембрийские отложения отделены от ордовикских четким разломом. По южной границе эти толщи имеют нормальные стратиграфические взаимоотношения, прослеживаясь на значительном расстоянии по южному склону водораздельной части хр. Адар-Дош. Здесь, на рассланцованных кембрийских конгломератах с четкими азимутальным и угловым несогласием залегает базальная толща ордовика. Северная полоса наголовитую сложена серо-зелеными, зелеными, красными конгломератами, правеллитами и песчаниками. В меньшей мере присутствуют туфы и туффиты. Вторая полоса разреза приходится на рифогенные известняки, залегающие в виде линз (размером 200×500 м и менее). В известняках, как правило, содержатся многочисленные остатки археоциат и водорослей.

Аналогичные отложения слагают южную полосу. Последнее с севера ограничены дизъюнктивным нарушением, по которому примыкают отложения силура и эффузивные образо-



зания нижнего девона. Южная граница этих отложений в большинстве своем определяется базальными горизонтами ордовика. Местами нормальные стратиграфические взаимоотношения отложений кембрия и ордовика осложнены дисъюнктивными нарушениями.

Кембрийские отложения южной полосы представлены преимущественно грязно-зелеными рассланцованными песчаниками и конгломератами, в меньшей мере туффитами и туфами. Среди песчаников и конгломератов залегают линзы массивных известняков с фауной археоциат. Конгломераты акдуругской толщи по степени изменения резко отличаются от конгломератов шемудатской свиты ордовика. Первые, как правило, интенсивно рассланцованы, галька их развальцована. По размеру обломков кембрийские конгломераты относятся к мелко-, средне-, реже крупногалечным разностям. Характерна для них довольно слабая окатанность галек. Среди рассланцованной массы конгломератов нередко встречаются единичные округлые гальки микрокварцитов.

Кембрийские конгломераты характеризуются также однородностью состава галек и окраски цемента. В большинстве своем галька представлена порфиритами и слабо рассланцованными породами слитито-кератофировой формации. В меньшей мере присутствуют микрокварциты и кремнистые сланцы. Сцементированы гальки более мелким обломочным материалом того же состава. Цемент конгломератов, как правило, поровый или суприкосновения, ярко зеленого или красного цвета; цемент и гальки обычно окрашены в один цвет.

Не менее важную роль в разрезе акдуругской толщи занимают песчаники. По внешнему виду это зелено-серые, голубовато-зеленые, красно-бурые, чаще массивные, реже слоистые разнотекстурные породы. В шлифах песчаники обдают в основном псаммитовой структурой. Кластический материал присутствует в виде полугливатых, угловатых и хорошо окатанных зерен, размер которых колеблется от 0,1 до 0,6 мм. Обломочный материал состоит в основном из кварца, измененного плагиоклаза, микрокварцитов, кремнистых сланцев, туфов, зеленокаменных эффузивов и интрузивных пород с призматической зернистой структурой. Рудный минерал представлен магнетитом, гематитом и лейкокосеном. Цемент чаще суприкосновения, реже базальтовый и пленочный, выполненный хлоритом, серпичитом и мелкозернистым кварцем. Песчаники очень часто рассеяны микротрещинами, выполненными мелкозернистым кварцем. Обломочный материал совместно с цементом подвергнут вторичным изменениям: хлоритизации, серпичитизации и окварцеванию.

Туфы и туффиты в разрезе акдуругской толщи присутствуют в весьма подчиненном количестве. По внешнему виду туфы представляют собой темно-серые, почти черные расслан-

цованные плотные породы. В шлифах основная масса желтовато-бурого и зеленовато-бурого цвета имеет алевропелитовую, участками пелитовую структуру. Первичный состав породы, по-видимому, был представлен пелловым материалом, который затем полностью замещен хлоритом и рудным минералом (гематитом и магнетитом). Туффиты по внешнему виду отличаются от туфов более светлой окраской и повышенным содержанием неокатанного обломочного материала различных пород. Они занимают промежуточное положение между песчаниками и туфами. Из эффузивных пород в обломках нередко встречаются слититы со сплошными и радиально-лучистыми агрегатами албита. Цемент в туффитах обычно базальтовый и выполнен хлоритом, карбонатным материалом и в меньшей мере эпидотом и лейкокосеном. Известняки обычно массивные, редко слабо рассланцованные, светло-серые, розовые, серые и темно-серые. Последние нередко содержат примесь кластического материала, иногда в них обнаруживается оолитовое строение. В шлифах известняки имеют кристаллическую или мелкозернистую мозаичную структуру с реликтами крупнозернистой гранобластовой структуры.

Отложения акдуругской толщи прорываются мелкими телами серпентинизированных гипербазитов, которые обычно рассланцованы совместно с вмещающими породами. Далеко не полная мощность отложений акдуругской толщи, развитой на площади листа, определяется в пределах 500—800 м. За пределами листа на восток, в семи километрах северо-восточнее пос. Ак-Дуруг, мощность этой толщи, по данным П. В. Коростинина (1953), достигает 1260 м. Здесь же П. В. Коростинин наблюдался нормальные стратиграфические взаимоотношения алтынбулакской и акдуругской толщи. В центральной части хребта Аргалыкты эти две толщи связаны между собой постепенным переходом.

Возраст алтынбулакской и акдуругской толщ устанавливается по многочисленным находкам археоциат и водорослей в рифогенных известняках акдуругской толщи. Наиболее полные сборы фауны археоциат произведены З. А. Лебедевой (1938 г.) на правом берегу р. Чадана в известняках южной полосы акдуругской толщи. По заключению А. Г. Вологодина, приведенному в работе З. А. Лебедевой, выделенные формы археоциат характеризуют среднекембрийский возраст вмещающих их известняков. Авторами произведены новые находки фауны археоциат из рифогенных известняков акдуругской толщи, развитых в районе западнее перевала Адар-Дош и в правом борту урочища Бара-Холь. Коллекция с фауной археоциат передана в 1957 г. на определение А. Г. Вологодину. К моменту написания данной объяснительной записки заключение от А. Г. Вологодина не поступило.

В смежном к востоку районе, в 5—6 км к востоку от пос. Ак-Дурут в верхней части разреза акдуругской толщи П. В. Коростинным (1953) встречены линзы мраморизованных известняков с археоцитатами И. Т. Журавлевой среди них выделены: *Aiacsuthus directus* Volodg., *Ethmorhu Uim regulare* Volodg., *E. grandireforatum* Volodg., *E. sp., Eriphiton* sp., *Samtboronella Jakoblevica* Volodg. И. Т. Журавлева, просмотрев в 1956 г. список форм, приведенных в работе З. А. Лебедевой (1938), и вышеупомянутые свои определения, сочла возможным отнести указанные формы к большеберлинскому комплексу, который, по ее мнению, отвечает средней части ленского яруса нижнего кембрия Сибирской платформы. На основании заключения И. Т. Журавлевой отложения алтынбулакской и акдуругской толщ отнесены авторами к нижнему кембрию.

Как видно из приведенного описания, нижекембрийские отложения Западно-Саянской зоны листа (Чингиска серия) и Хемчикской зоны (алтынбулакская и акдуругская толщи) весьма близки по составу и по характеру разреза между собой. Отсутствие надежной фауны в составе чингиска серии в настоящее время не позволяет ближе сопоставить нижекембрийские отложения обеих зон.

#### Верхний отдел

К верхнекембрийским отложениям авторами условно отнесены стохольская и ишкинская толщи, связанные между собой постепенными переходами и характерные только для Западно-Саянской структурно-фашиальной зоны.

#### Стохольская толща (Спз?st)

Под этим названием выделяется широко распространенная на левобережье р. Хемчик мощная регионально метаморфизованная, первичноосадочная толща, сложенная зеленосерыми плотчатыми серицито-хлорито-альбито-кварцевыми сланцами с прослоями сильно метаморфизованных песчаников и алевролитов. Крайнее однообразие этой толщи, усложненное процессами регионального метаморфизма, сложная дислоцированность и наличие многочисленных разрывных нарушений сильно осложняют стратиграфическое расчленение и картирование этой толщи.

В пределах листа стохольская толща распространена на широкой площади в бассейне левых притоков р. Хемчик — рек Усто-Ишкин, Адлы-Ишкин и Шом-Шум. На всей площади развития эта толща не имеет нормальных соотношений с нижекембрийскими отложениями; с вышележащей ишкинской толщей она связана постепенным переходом.

В приустьевой части р. Адлы-Ишкин, в ее левом борту, отложения стохольской толщи трансгрессивно перекрываются силурийскими отложениями (Владимирский, 1955). Наиболее подробно состав стохольской толщи изучен нами на участке долины р. Усто-Ишкин между двумя ее правыми притоками Адлы-Кадлынг и Усту-Кадлынг. На этом участке р. Усто-Ишкин пронизывает северное крыло антиклинальной структуры, в ядре которой залегает Ишкинский гранитный массив. Ширина экзоконтактового ороена достигает здесь двух километров. Контактные породы представлены черными биотитовыми роговиками, переходящими с удалением от контакта в пятнистые сланцы. Последние постепенно переходят в толщу серо-зеленых хлорито-серицитовых сланцев.

В нижней части стохольской толщи залегает пачка (800 м) актинолитсодержащих сланцев. Среди них преобладают серо-зеленые эпидото-актинолито-альбито-кварцевые сланцы. По мере продвижения вверх по разрезу количество актинолита убывает и в шифах из верхней части этой пачки актинолит встречается только в виде тонких нолочек, врастающих в зерна кварца. Параллельно с уменьшением количества актинолита возрастает роль серицита в породе, и появляется кальцит.

Нижняя пачка актинолитсодержащих сланцев постепенно сменяется тонкоплитчатыми хлорито-серицито-кварцевыми сланцами. Мощность последней пачки 250 м. Выше залегает слой (50 м) хлорито-эпидото-кварцевых сланцев с реликтами псаммитовой и алевроитовой структуры. Последние сменяются пачкой (1400 м) светло-серых серицито-хлорито-эпидото-альбито-кварцевых сланцев, отличающихся от сланцев предыдущей пачки более широким развитием серицита и большим содержанием альбита. Верхней границей последней пачки является зона дробления. Разрез стохольской толщи наращается на другом участке долины р. Усто-Ишкин приблизительно в 1,5 км выше устья р. Кюректаты. Здесь снова появляется характерный маркирующий слой (40 м) упомянутых выше сланцев с реликтами псаммитовой структуры. Последние сменяются мощной пачкой (1000 м) плотчатых комковатых и тонкоплитчатых хлорито-серицито-кварцевых сланцев с подчиненным развитием в их составе эпидота и кальцита.

Верхнй разреза стохольской толщи сложены тонкоплитчатыми серицитовыми сланцами (200 м), постепенно переходящими в метаморфизованные алевролиты и песчаники, отнесенные нами к вышележащей ишкинской толще. Для сланцев стохольской толщи чрезвычайно характерна хорошо выраженная сланцеватость и плотчатость. На плоскостях сланцеватости наблюдается обильное развитие чешуек серебристого серицита. Резко выражена сланцеватость подчеркивается начинающейся сегрегацией кварца-полевошпатовых и темно-

цветных минералов в отдельные нечеткие полоски и тонкие струи, параллельные сланцеватости. Исходная кластическая структура породы как правило утрачена и лишь иногда отдельные зерна сохраняют кластические очертания. Возможно, что полосчатость является реликтовой (т. е. отражает первичную слоистость) и лишь подчеркивается процессами метаморфической дифференциации, которые усиливают резкость дометаморфических литологических границ.

Степень метаморфизма пород стухольской толщи отвечает стухольской зоне регионального метаморфизма пелитового состава. Переход от метаморфических сланцев стухольской толщи к метаморфизованным песчаникам и алевролитам ишкнинской толщи совершенно постепенный: на границе двух толщ среди метаморфизованных сланцев появляются подчиненные прослои метаморфизованных песчаников и алевролитов, количество которых вверху по разрезу увеличивается. По преобладанию последних среди метаморфических сланцев и устанавливается верхняя граница стухольской толщи.

Общая неполная мощность отложений стухольской толщи в разрезе по долине р. Устю-Ишкин определяется в 4400 м.

#### *Ишкнинская толща (Сп.2'is)*

Под этим названием выделяется монотонная зелено-серая толща пересланявания метаморфизованных алевролитов и песчаников с прослоями глинисто-серпичитовых и глинисто-хлоритовых сланцев. Отложения этой толщи широко развиты в верхнем течении рек Устю-Ишкин и Ады-Ишкин, а также в междуречье Ады-Ишкин — Терек-Тыг. Наиболее полный разрез ишкнинской толщи наблюдается в верхнем течении р. Устю-Ишкин.

Внизу разреза залегает пачка (660 м), переходная по составу и метаморфизму к породам нижележащей стухольской толщи. В ее строении преобладают серо-зеленые толстоплитчатые метаморфизованные песчаники и алевролиты, обладающие иногда хорошей слоистостью, с подчиненными маломощными прослоями серпичитовых сланцев. Выше совершенно ясно заметно залегает мощная пачка (1150 м) серо-зеленых тонкоплитчатых алевролитов и песчаников с прослоями филлитов. Выявляется разрез ишкнинской толщи более мощной пачкой (2500 м) метаморфизованных песчаников и алевролитов с редкими прослоями филлитовидных сланцев. Метаморфизованные алевролиты и песчаники в обнажениях характеризуются пластовой отделимостью, хорошо устанавливается слоистость по наличию маломощных прослоев сланцев. В шлифах обнаруживается заметный метаморфизм пород спадающий от основания толщи вверх по разрезу.

Породы нижней переходной пачки в шлифах имеют лепидогранобластовую структуру, сланцеватую текстуру. Основ-

ная масса сложена хлоритом, эпидотом, альбитом и кварцем. От сланцев стухольской толщи они отличаются тем, что для них характерна серрегация темноволетных компонентов (эпидот, хлорит, магнетит) в отдельные полоски. Обычно они рассеяны по всему шлифу, и лишь в некоторых из них отмечаются признаки полосчатости.

Как указывалось выше, для метаморфических сланцев стухольской толщи весьма характерна серрегация темноволетных минералов и альбито-кварцевого агрегата в отдельные полоски. Для сланцев ишкнинской толщи характерна неравномерноезернистость: неправильные таблички альбита, реже округлые зерна кварца выделяются по размерам (до 0,2 мм) среди альбито-хлорито-кварцевого агрегата, размер зерен которого колеблется от 0,02 до 0,1 мм.

Таблички альбита окаймлены по контуру мелкими зернышками эпидота. Последний, образующий скопления мелких зерен, иногда переходящих в более крупные таблитчатые зерна, отличается от эпидота в сланцах стухольской толщи своей окраской. Эпидот в сланцах стухольской толщи почти бесцветен и обладает очень слабым плеохроизмом в светло-желтоватых тонах. Эпидот в сланцах ишкнинской толщи имеет отчетливую желтую окраску и плеохроирует от бледно-желтого до лимонно-желтого. В отличие от стухольских сланцев ишкнинские содержат в большом количестве мелкие зерна магнетита. Акцессорные минералы в них представлены турмалином и апатитом.

По мере продвижения вверх по разрезу все более и более становится ясным «осадочный облик» толщи. В шлифах это выражается в том, что постепенно появляются и возрастают в количестве зерна, сохраняющие кластический характер. Обычно же зерна кварца и эпидота настолько корродированы, что о первичной форме зерна судить невозможно. В крупнозернистых разностях песчаников из средней и верхней части разреза кластический характер зерен кварца наиболее очевиден.

Серпичито-хлорито-альбито-кварцевые сланцы встречаются в виде тонких прослоев только в нижней переходной пачке ишкнинской толщи. В отличие от сланцев стухольской толщи они не обладают сплошностью. По минералогическому составу и структуре эти сланцы в шлифах неотличимы от стухольских. Глинисто-хлоритовые и глинисто-серпичитовые сланцы обычно серо-зеленого цвета с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости и обладают тонкоплитчатой отделимостью. В шлифах для них характерна бласто-алевритовая структура. Иногда развивается фибробластовая структура, сопровождающаяся микроплитчатостью. Мелкие и мельчайшие зернышки кварца и альбита размещены в хлоритовом с

чешуйками серпигита цементе. Тонкие чешуйки серпигита ориентированы параллельно сланцеватости.

За верхнюю границу ишкинской толщи в разрезе по долине р. Устю-Ишкин принят горизонт рассланцованных гравелитов, залегающий в основании перекрывающей ее аласугской свиты. В других местах, где не наблюдаются подобные протягивающиеся гравелитовые горизонты, граница между обеими толщами проводится несколько условно. Основным критерием для выделения ишкинской толщи является отсутствие в ее составе гравелитов и грубозернистых песчаников. Видимая мощность отложений ишкинской толщи в разрезе по долине р. Устю-Ишкин составляет 4200 м.

В междуречье Алды-Ишкин — Терек-Тыг наблюдается аналогичная картина постепенного перехода от стотхольской толщи к ишкинской, а затем к вышележащей аласугской свите. Отложения ишкинской толщи в этой части разреза отличаются от описанных выше большей степенью смятия и возможно несколько более высокой степенью их метаморфизма. В бассейне р. Алды-Каргал в верхах стотхольской и в основании ишкинской толщи содержатся пьомонтитовые сланцы. Верхняя граница ишкинской толщи здесь устанавливается также по появлению горизонта рассланцованных гравелитов, характерных для низов вышележащей аласугской свиты.

В настоящее время большинство геологов относит стотхольскую и ишкинскую толщи, а также сходные с ними толщи северного склона Куртушбинского хребта и юго-западной Тувы к верхнему кембрию. Последнижекембрийский возраст этих толщ устанавливается непосредственно, по данным П. С. Матросова (ВСЕГЕИ), в верхнем течении р. Барлык и подтверждается наблюдениями Г. И. Ивановой (Горная экспедиция) в районе к югу от оз. Кындыкты-Куль на крайнем юго-западе Тувы.

В пределах листа в разрезе по р. Устю-Ишкин можно видеть, что кембро-ордовикская аласугская свита вниз по разрезу совершенно постепенно сменяется ишкинской толщей, а последняя также постепенно переходит в нижележащую стотхольскую толщу. Эти данные позволяют условно отнести стотхольскую и ишкинскую толщи к верхнему кембрию. Косвенным подтверждением такого взгляда является тот факт, что нижне-среднекембрийские гипербазиты актовракского комплекса нигде не прорывают пород стотхольской и ишкинской толщ и содержатся в гальке конгломератов аласугской свиты.

Из приведенного в записке материала можно заключить, что интенсивность дислокаций и степень метаморфизма в породах стотхольской толщи в ряде случаев превышает дислоцированность и метаморфизм пород чингинской свиты нижнего кембрия. С одной стороны, это объясняется, по-видимому, большей податливостью сланцевых толщ к смятию и процес-

сам метаморфизма по сравнению с массивными породами чингинской серии. С другой стороны, больший метаморфизм пород стотхольской толщи объясняется еще и тем, что на днищах ее распространения, тяготеющей к зоне Сайно-Тувинского разлома, широко проявлены процессы динамометаморфизма нескольких этапов, придавшие породам стотхольской толщи облик метаморфических сланцев.

Сравнение степени регионального метаморфизма нижне- и верхнекембрийских (?) отложений следует проводить не по породам стотхольской толщи, в которых проявилось суммарное действие регионального метаморфизма и динамометаморфизма, а по породам ишкинской толщи, региональный метаморфизм которых не выходит за пределы низких ступеней хлоритовой зоны регионального метаморфизма пород пегматового состава и ни в какой степени не превышает метаморфизм нижнекембрийских отложений.

#### КЕМБРИИ — ОРДОВИК ПЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

##### Верхний отдел кембрия — нижний отдел ордовика

###### *Аласугская свита (Ст<sub>3</sub>—О<sub>1</sub>) а1*

Отложения этой свиты характерны лишь для Западно-Саянской структурно-фацальной зоны. В пределах листа аласугская свита выделяется впервые по аналогии с отложениями одноименной свиты, развитой в соседних к северо-востоку районах. В целом это весьма выдержанная по составу свита, сохраняющая свои основные признаки на значительном протяжении и характеризующаяся выдержанной окраской пород (зеленой, голубовато-зеленой, лиловой, вишневой) и широким развитием в ней конгломератов, гравелитов, чередующихся с песчаниками, алевролитами и сланцами. Аласугская свита прослеживается от верховий р. Ситиг-Хем на северо-восток Тувы вдоль Куртушбинского хребта к Хемчиному хребту. На площади листа отложения свиты в основном развиты вдоль Хемчикского хребта, где они протягиваются в виде широкой полосы от русла Енисея до верховья р. Алды-Ишкин (Ишкин-Бажил). Небольшие по площади выходы сходных отложений отмечаются также в северо-западной части листа в верховье р. Шолжен, на северо-востоке района в бассейне р. Чагбак-Мыс, в верховье р. Устю-Ишкин и в междуречье Алды-Ишкин — Терек-Тыг.

В районе Хемчикского хребта отложения аласугской свиты слагают Караойскую синклинальную складку и с четким несогласием залегают на нижнекембрийских образованиях чингинской серии. На левом склоне долины р. Хем-Теректыг, на грубосланцованных эффузивах чингинской серии, содержащих прослои мраморизованных известняков, с угловым

несогласием залегает базальная пачка аласутской свиты, сложенная зелеными гравелитами и мелкогалечными конгломератами, пересланчивающимися с песчаниками и лиловыми сланцами. Галька конгломератов и гравелитов полностью состоит из пород чингинской серии. Мощность базальной пачки достигает 450 м. Выше залегает характерный маркирующийся горизонт (100 м), представляющий голубовато-зелеными и лиловыми глинистыми сланцами, проследживающимися по простиранию на запад на протяжении свыше 20 км.

На гребне Хемчикского хребта, в районе высоты с отметкой 2035 м, в источках к.п. Толдыг-Шум (левый приток р. Шум-Шум) эта пачка сланцев сменяется вверх по разрезу серозелеными рассланцованными алевролитами и песчаниками с простоями серозеленых глинистых сланцев. Выше залегает вторая маркирующая пачка (100 м) чередования голубовато-зеленых алевролитов и песчаников с простоями песчаников и мелкогалечных конгломератов. Затем разрез наращивается по гребню правого склона рч. Кара-Ой (правый приток р. Большой Уры), южнее пос. Чулаксы. По этому разрезу выше последней пачки залегает мощная пачка (1100 м) ритмически пересланчивающихся гравелитов, конгломератов, песчаников, алевролитов с подчиненными простоями сланцев. Ядро Караойской синклинали сложено зелеными песчаниками и алевролитами с подчиненными простоями вишнево-агавролитов и голубовато-зеленых глинистых сланцев.

Все породы описываемой свиты отличаются большой плотностью, хрупкостью, полуравновесным изломом, подлинковыми составом, слабой окатанностью и плохой сортировкой обломочного материала. Галька и крупные зерна обычно имеют угловатую, слабо окатанную форму. Максимальный размер гальки, как правило, не превышает 1,5 см; в отдельных случаях она достигает 2,5—3 см, но не более. Обломочный материал представлен кремнистыми породами, зеленокаменными эффузивами, кварцитами и микрокварцитами. В более мелкозернистых разностях встречается таблитчатые зерна сосорицитизированного фарфоровидного плаггиоклаза, буровато-зеленой роговой обманки, окатанные зерна эпидота, прозрачного кварца, титаномагнетита и лейкоксена. Кластический материал заметно корродирован, особенно кварц. Цемент обычно базальный, реже поровый, состоит из хлорита, в меньшей мере эпидота и трудно диагностируемых кремнистых частей с новообразованными эпидота и прожилками кальцита. По простиранию с запада на восток в песчаниках среди обломочного материала заметно убывают кварцевые зерна и появляются зерна роговой обманки.

Неполная мощность отложений аласутской свиты по приведенному разрезу определяется в 2200 м.

Небольшой выход отложений аласутской свиты наблюдается у восточной рамки листа по левобережью Енисея в бассейне р. Чагабак-Мыс. Вследствие контактового метаморфизма Чоор-Таныгского гранитного массива породы аласутской свиты здесь превращены в роговики и, помимо того, присутствуют различного состава дайками и рассеяны мелкими дизъюнктивными нарушениями. В результате чего нижняя граница аласутской свиты в этой части устанавливается с некоторой условностью.

Центральной части листа отложения аласутской свиты слагают Талдак-Шальскую синклинали. В крыльях этой складки выступают породы ишкинской и сюгхольской толщ. Аласутская свита, ишкинская и сюгхольская толщи образуют здесь единую серию отложений, связанных между собой по степенными переходами. Общей характер разреза аласутской свиты, достигающий на этом участке мощности 1300 м, сохраняется. Однако более интенсивно проявленные здесь процессы метаморфизма приводят к значительному расщеплению и серицификации пород. Наблюдаются и некоторые отличия в составе и облике пород. Так, рассланцованные гравелиты содержат здесь очень мелкую (0,5—1,5 см) слюистую, линзовидную галечку кварца, микрокварцитов, реже пород интрузивного облика с призматически-зернистой структурой. Галька нижекембрийских эффузивов встречается здесь довольно редко. Очень сходны с породами Толдак-Шальской синклинали породы аласутской свиты, обнажающиеся в виде небольшого пятна у западной рамки листа в районе между речью Агды-Ишкин — Устю-Ишкин.

Небольшой участок выхода отложений аласутской свиты расположен в северо-западной части листа (верховье р. Шолжен). Здесь эти породы заметно ороговикованы и рассеяны сериями мелких дизъюнктивных нарушений, благодаря чему восстановить нормальную последовательность пород на этом участке не представляется возможным.

Фауна в отложениях аласутской свиты не установлена. Эта свита впервые выделена на северо-востоке Тувы, где она с отчетливо выраженным несогласием залегает на нижекембрийских образованных и несогласно перекрывается ордовикскими отложениями систигхемской свиты, содержащими ангареллы. В соседнем к востоку районе в верховье р. Уюк на аласутскую свиту без видимого несогласия, но с отчетливым перевыем ложится фаунистически охарактеризованная мадинольская свита ордовика (Владимирский, Заторожная, Черноморский, 1959).

На площади листа отложения аласутской свиты залегают с четким угловым несогласием на нижекембрийских образованиях и вместе с тем совершенно согласно с постепенным переходом покрывают верхнекембрийские (?) отложения ишкин-

ской толщи. Исходя из сказанного авторы находят возможным возраст отложений аласугской свиты установить в пределах верхнего кембрия — нижнего ордовика.

#### ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

##### *Шемшадаская свита (Osm<sup>1</sup>)*

Отложения шемшадаской свиты занимают около 10% площади листа. Наибольшее распространение они имеют на правобережье р. Хемчик, в районе урочища Шанчи и в районе хр. Адар-Дош. Наибольшие выходы этих отложений отмечаются на левобережье р. Ак-Суг, по долине р. Чадана, а также в междуречье Ады-Ишкин — Терек-Тыг и в верховьях р. Хем-Теректы. Отложения свиты с конгломератами в основании трансгрессивно залегают на кембрийских образованиях и в свою очередь согласно перекрываются силдурийскими отложениями чергакской свиты.

В строении свиты принимают участие сероцветные, реже красноцветные, полимиктовые песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты. Цемент пород чаще всего известковистый.

В исследованном районе выделяются два типа разреза шемшадаской свиты. Один из них наиболее полный по литолого-стратиграфическим признакам подразделяется на три под-свиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. Во втором типе разреза две нижние подсвиты выпадают из разреза, а верхняя под-свита подразделяется на две пачки: нижнюю — зеленоцветную, верхнюю — красноцветную. Различные разрезы шемшадаской свиты обусловлено наличием крупного Аргалыктинского разлома. Первый тип разреза характерен по левому и правобережью р. Чадана, а второй для отложений, расположенных севернее Аргалыктинского разлома, в районах хр. Адар-Дош, горы Мош-Дар и урочища Шанчи. В случаях, когда сложность тектонической обстановки мешает произвести подобное расчленение, выделяются нерасчлененные отложения.

##### *Нижняя подсвита (Osm<sup>2</sup>)*

Отложения нижней подсвиты имеют весьма ограниченное распространение в районе. Они прослеживаются на левом и правобережье р. Чадана в виде узкой полосы широтного простирания. Эта толща со стратиграфическим несогласием перекрывает отложения акдуртукской свиты нижнего кембрия.

В основании нижней подсвиты залегают мелкогалечные известковистые конгломераты мощностью до 3 м. Галька конгломератов хорошо окатана и представлена светло-серыми микрокварцитами, мелко-но-белым кварцем и серым мраморизованным известняком. Вверх по разрезу отмечается переслаивание песчаников и алевролитов с единичными маломощ-

ными прослоями конгломератов и гравелитов. Песчаники занимают около 50% разреза и представлены зеленовато-серыми, желто-серыми, лиловато-серыми, реже лиловатыми разновидностями. Алевролиты составляют более 50% разреза. Среди них выделяются зеленовато-серые и красновато-бурые параллельно- и неяснослоистые разности. Мелкогалечные внутриформационные конгломераты и гравелиты сложены хорошо окатанной галькой размером 0,5—0,8 см. Галька представлена серыми кварцитами и кирпично-красными кремнистыми породами. Цемент — серый, песчано-гравийный, состоящий от 40 до 70% объема породы. Мощность отложений нижней подсвиты на площади листа составляет 400 м.

В соседнем к югу районе на правом берегу р. Дарыр-Шеми В. В. Волковым (1957) нижняя подсвита ордовика подразделяется на две пачки и имеет мощность более 1000 м.

##### *Средняя подсвита (Osm<sup>2</sup>)*

Отложения средней подсвиты получили наибольшее распространение в долине р. Чадана и на правом склоне урочища Бара-Холь. В долине р. Чадана средняя подсвита согласно перекрывает отложения нижней подсвиты и сложена мелко-, средне- и крупнозернистыми полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с крупногалечными конгломератами. Надолго песчаников приходится более 80% всего разреза. Среди них преобладают лиловые и лилово-серые разности. В меньшей мере присутствуют песчаники зеленовато-серого и серого цвета. Нижняя граница средней подсвиты проводится по подошве первого горизонта внутриформационных конгломератов.

Галька маркирующихся конгломератов составляет 80—90% общего объема породы и состоит из различно окрашенных кварцитов, яшм, микрокварцитов, эффузивов различного состава, мраморизованных известняков, песчаников и алевролитов. Состав галек (зеленокаменные эффузивы, микрокварциты, мраморизованные известняки) указывает на происхождение их за счет размытия кембрийских пород. Цемент конгломератов серый, песчанисто-гравийный. Мощность средней подсвиты на правобережье р. Чадана определяется в 550 м.

Несколько отгличный разрез средней подсвиты развит в правом борту урочища Бара-Холь, где описываемые отложения с четким азимутальным и угловым несогласием залегают на породах акдуртукской толщи нижнего кембрия. Эти отложения представлены песчаниками с прослоями алевролитов и крупногалечными конгломератами. В основании подсвиты, как и в первом случае, залегают пачка характерных для этой толщи конгломератов мощностью 20 м. Конгломераты состоят из гальки разномощных микрокварцитов, яшм и серых известняков. Песчаники, слогающие подсвиту, составляют

примерно 90% описываемой толщи и представляют собой мелко-, средне- и крупнозернистые породы олигомиктового или полимиктового состава. Среди них отмечаются серые, зеленовато-серые и красноцветные разновидности. Алевролиты занимают около 10% разреза и представлены зеленовато-серыми слоистыми известковыми породами с алевритовой и пелитово-алевроитовой структурами. Мощность отложений средней подсыты в районе урочища Бара-Холь достигает около 800—900 м.

#### Верхняя подсыта ( $Osm_3$ )

В первом типе разреза верхняя подсыта совершенно согласно с постепенным переходом залегает на отложениях средней подсыты и также согласно с постепенным переходом перекрывается силурийскими осадками чергакской свиты. В строении этой толщи принимают участие серые, желто-серые и зелено-серые мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники с маломощными прослоями зеленовато-серых песчаников и темно-серых мелко- и среднезернистых конгломератов. Нижняя граница верхней подсыты проводится по подошве интрузивных красноватых крупнозернистых конгломератов.

Конгломераты состоят в основном из галек различно окрашенных кварцитов и кирпично-красных яшм. Верхняя граница описываемой подсыты менее четкая и устанавливается она с некоторой условностью по появлению в верхах разреза среди песчаников первых прослоев известковистых алевролитов или известняков, содержащих брахиоподы, характерные по определению Е. В. Владимировой (ЛПИ) для нижнего сидура. Мощность верхней подсыты первого типа разреза определяется в 1500 м.

Второй тип разреза в отгличие от первого характеризуется наличием в нем двух пачек: нижней — зеленоцветной, верхней — красноцветной. Нижняя и верхняя границы в этом разрезе устанавливаются весьма четко. Первая проводится по базальным конгломератам, залегающим на акдурутской толще нижнего кембрия. Верхняя граница отбивается по смене красноцветных пород шемудлагской свиты зеленоцветными песчаниками и алевролитами чергакской свиты.

*Нижняя пачка* ( $Osm_2$ ) сложена зеленовато-серыми и серыми полимиктовыми песчаниками, конгломератами и в меньшей мере зеленовато-серыми и голубовато-зелеными алевролитами. В основании пачки залегают мелко-, средне- и крупнозернистые конгломераты мощностью 70—150 м. Галька конгломератов хорошо окатана и представлена обломками кремнистых пород, эффузивов, песчаников и жильных пород. Выше залегает маркирующая пачка «дырчатых» песчаников и алевролитов, весьма характерных для обоих типов разреза

верхней подсыты. Среди песчаников и алевролитов содержатся известковистые конкреции, при выветривании которых образуются пустоты размером 2—3 см в поперечнике.

Мощность нижней пачки в районе хр. Адар-Дош и г. Мюш-Дар составляет 850 м. К северу мощность пачки увеличивается. В районе урочища Шанчи она достигает 1100 м.

*Верхняя пачка* ( $Osm_1$ ) сложена красноватыми песчаниками и алевролитами. Вверх по разрезу отмечается увеличение роли алевролитов. Нижний и верхний контакты пачки сравнительно четкие. Мощность верхней красноватой пачки в районе хр. Адар-Дош составляет 425 м, а в районе урочища Шанчи увеличивается до 1060 м.

В соседних к югу районах, на правобережье р. Дагыр-Шем, мощность верхней пачки составляет 900 м, а в районе г. Ютот-Хая (Владимирская, 1958) увеличивается до 1200—1300 м. Увеличение мощности красноватой пачки обычно сопровождается уменьшением мощности сероцветной, и наоборот, что свидетельствует об их взаимной фацимальной замещаемости. Общая мощность отложенной верхней подсыты в районе колеблется от 1300 до 2150 м.

#### *Нерасчлененные отложения шемудлагской свиты*

Эти отложения используются в районе незначительным пространением. Они занимают около 2% всей исследованной площади и встречаются в долине р. Хемчик у восточной рамки листа и в верховьях р. Хем-Теректы.

В первом случае эти отложения заложены в тектоническом клине и представлены толщами переслаивания песчаников и алевролитов с подчиненными прослоями конгломератов. Породы значительно расслаиваны, хлоритизированы и серицитизированы. Указанные изменения этих пород и отсутствие нормальных контактов с окружающими породами не позволяет сопоставить эти отложения с какой-либо подсытой шемудлагской свиты. Однако общее сходство этой толщи с отложениями свиты позволило выделить их как нерасчлененные отложения этой же свиты.

В верховьях р. Хем-Теректы нерасчлененные отложения шемудлагской свиты трансгрессивно залегают на нижнекембрийских образованных чингиской серии. Описываемая толща имеет мощность 700 м. Сложена она крупно- и мелкогалечными конгломератами, песчаниками, алевролитами и голубовато-зелеными сланцами. Галька конгломератов хорошо окатана, но не отсортирована по размеру. Наиболее крупные гальки достигают 20 см в поперечнике, наиболее мелкие изменяются долями сантиметра. В гальке преобладают кремнистые породы и микрокварциты, в большом количестве встречаются зеленокаменные эффузивы, породы диоритового состава; реже встречаются песчаники, гравелиты и алевролиты,

сходные с породами алашской свиты. А. Г. Сивов (1944) упоминает о находке в этих конгломератах гальки гипербазитов. В приконтактовой части с Чоор-Ганьгским гранитным массивом породы значительно ортогональны и окремнены. Литологическое сходство этих пород с отложениями шемшудатской свиты позволяет с некоторой условностью отнести их к этой свите и выделять как нерасчлененные.

Подводя итог сказанному о шемшудатской свите в целом, следует подчеркнуть, что она характеризуется алевролитно-конгломерато-песчанниковым составом, большой мощностью и резкой фациальной изменчивостью. Это позволяет с достаточным основанием относить осадки шемшудатской свиты к образцам типа моласс, отлагавшихся в передовом прогибе при условии интенсивного опускания в предгорных областях и одновременном росте горных хребтов.

Возраст отложений шемшудатской свиты установлен Е. В. Владимировской на основании сборов фауны, произведенных ею в соседних районах на р. Улуг-Хондергей и горе Ютог-Хая. На левом берегу р. Улуг-Хондергей, в 16 км южнее г. Чадан, Е. В. Владимировской в 1955 г. в низах свиты найдены гастроподы *Scenella* sp. и *Prorella* sp.?, которые по определению В. А. Востоковой (ЛГУ) древнее среднеордовикских гастропод, определявшихся ею же из магпювской свиты (бассейн р. Уюк). На горе Ютог-Хая (правый берег р. Хемчик, против устья р. Алаш) из самых верхов шемшудатской свиты Е. В. Владимировской собраны трилобиты, наугитониды и мшанки. По определению З. А. Максимовой (ВСЕГЕИ), трилобиты представлены *Calliors* sp. (средний — верхний ордовик). Наугитониды, по определению З. Г. Балашова (ЛГУ), представлены *Endoceras* sp., существовавшей только в ордовике. Из мшанок З. А. Молдагевская (ВСЕГЕИ) обнаружила *Vatostoma variabileformis* (новый вид), который наиболее близок к *V. variabile* из верхов ордовика. Приводимая фауна определенно говорит о ордовикском возрасте отложений шемшудатской свиты. Выше залегают породы чергакской свиты с фауной ландоверийского яруса.

#### ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА — НИЖНИЙ ОТДЕЛ СИГУРИЙСКОЙ СИСТЕМЫ

##### Шингетская серия

К шингетской серии, нами как и А. Г. Сивовым (1944), отнесена мощная флишоподобная толща, представляющая метаморфизованными песчаниками, алевролитами, мергелями и сланцами. Эти отложения развиты в северной части листа в бассейне реки Большой Уры и более широко за пределами

исследованного района. В пределах листа отложения шингетской серии с подстилающими кембро-ордовикскими образованиями (алангуская свита) имеют тектоническое взаимноотложения. В районе Блансугского гранитного массива эти отложения трансгрессивно перекрываются сигурийскими отложениями (откусугская серия).

За пределами листа геологи ВАГТА отложения шингетской серии по литолого-стратиграфическим признакам подразделяют на ряд толщ (снизу вверх): еркярскую, оржакскую, блансугскую, узунсугскую и карачурекскую. В ряде случаев из-за сложности тектонической обстановки и плохой обнаженности ими выделяются оржакская и блансугская толщи нерасчлененные. Оржакская толща за пределами листа сложена красноцветными песчаниками, алевролитами, аргилитами с подчиненными прослоями зеленых алевролитов и сланцев. Блансугская же толща представлена в основном серыми, литово-серыми «крапчатыми» песчаниками. На площади листа в соответствии с приведенной схемой, нашедшей свое отражение в сводной легенде Западно-Саянской серии, нами выделяются оржакская и блансугская толщи нерасчлененные, узунсугская толща и нерасчлененные отложения шингетской серии.

##### Оржакская и блансугская толщи нерасчлененные (O—S) or+bl

Эти отложения распространены на небольшой площади в среднем течении р. Большой Уры, где они слатают ядро антиклинальной структуры и прорываются Блансугским гранитным массивом. Вмещающие породы в приконтактовой зоне (около 900 м) превращены в темно-серые, почти черные плотные часто пологчатые роговики. Последние при удалении от гранитного массива сменяются паочкой переслаивания литовато-серых, зелено-серых, серых метаморфизованных песчаников и алевролитов с прослоями зеленых сланцев. В целом описываемая толща имеет несколько пестроцветный облик, характеризуется выдержанностью разреза по простиранию и представлена в основном зелено-серыми, литовато-серыми и серыми песчаниками, алевролитами с прослоями красноцветных глинистых сланцев и «крапчатых» песчаников. Для последних характерна редкая вкрапленность мелких красноватых зерен кремнистых пород. Красноцветные сланцы весьма свойственны для данной толщи. Иногда они приобретают роль маркирующих горизонтов, по которым устанавливается верхняя граница описываемых отложений, так как в вышележащей узунсугской толще эти сланцы почти полностью отсутствуют.

Самые нижние горизонты отложений шингетской серии наблюдаются в нижнем течении р. Малой Уры, но здесь из-за



сложности тектонической обстановки не представляется возможным выделить описываемые отложения.

Относительно полный разрез нерасчлененных отложений оржакской и блансугской толщ можно наблюдать в юго-восточном крыле Блансугской антиклинали по долине р. Большой Уры. В строении этого разреза около 50% приходится на долю песчаников, 40% занимают алевролиты и оставшиеся 10% падают на глинистые сланцы. Песчаники и алевролиты обычно массивные, иногда подосчатые с массой тонких пробылков, выполненных карбонатным, реже кварцкарбонатным и в единичных случаях хлоритовым материалом. Под микроскопом эти породы обычно имеют неравномерноезернистую структуру, иногда довольно четкую подосчатую текстуру и, как правило, базальный, реже поровый цемент.

Подосчатость пород обуславливается чередованием слоев различных по цвету и структуре. Желто-серые прослоки имеют обычно алевротовую структуру и цементирующая масса выполнена карбонатным материалом. Светло-зеленые же слои характеризуются гласто-алевротовой структурой, цементирующая масса которых выполнена хлоритом, серпичитом и частично карбонатным материалом с примесью глинистых агрегатов эпидота.

Обломочный материал состоит из полуокатанных, реже хорошо окатанных зерен кварца, кварцита и очень редко кварц-полевощпатовой породы с призматически-зернистой структурой. Сланцы под микроскопом имеют гласто-алевротовую или ленидобластовую структуру и сланцеватую пелитовую или ленидобластовую структуру и сланцеватую текстуру. Основная масса сланцев представлена серпичитом, хлоритом и карбонатным материалом. Эпидот присутствует в виде землястых агрегатов совместно с тонко распыленными частями рудного минерала (гематит, магнетит). Породы пронизаны кварц-карбонатными, карбонатными, реже хлоритовыми прожилками.

Верхняя граница описываемых отложений обычно устанавливается с некоторой условностью по началу появляющейся преобладанию в разрезе характерных светло-серых подосчатых известковистых алевролитов, а иногда она проводится довольно четко по последнему горизонту красноцветных (лиловых) сланцев. Неполая мощность нерасчлененных отложений оржакской и блансугской толщ в разрезе по долине р. Большой Уры достигает 2400 м.

#### Узунсугская толща (O—S<sub>1</sub>) из

Отложения этой толщи в большей мере развиты в районе нижнего, значительно меньше в районе среднего течения р. Большой Уры, северо-западнее пос. Чулаксы. В первом случае отложения узунсугской толщи слатают ядро Толушской синклинали. В северо-западном крыле последней отло-

жения узунсугской толщи имеют нормальные стратиграфические взаимоотношения с нерасчлененными отложениями оржакской и блансугской толщ. На юго-востоке синклинали, полая структура осложнена дизъюнктивными нарушениями, которому к описываемой толще примыкают нерасчлененные отложения шигнетской серни и кембро-ордовикские отложения (агазуская свита). В среднем течении р. Большой Уры (северо-западнее Блансугского гранитного массива) отложения узунсугской толщи также имеют нормальные стратиграфические взаимоотношения с нерасчлененными отложениями оржакской и блансугской толщ и в свою очередь трансгрессивно перекрываются силурийскими осадками (откусугской серни).

Северо-западнее пос. Чулаксы отложения описываемой толщи слатают небольшую синклиналивую складку, осложненную с двух сторон дизъюнктивными нарушениями. У северной рамки листа эти отложения прорываются Богоевским гранитным массивом. С северо-запада по одному из нарушений к этой толще примыкают силурийские отложения откусугской серни, а на юго-востоке они контактируют с эффузивными образованиями нижнего девона (кендейская свита).

Наиболее полный разрез узунсугской толщи можно видеть в том же юго-восточном крыле Блансугской антиклинали по долине нижнего течения р. Большой Уры. Нерасчлененные отложения оржакской и блансугской толщ здесь сменяются однообразной пачкой серо-зеленых известковистых песчаников и алевролитов с прослоями тонкоподосчатых алевролитов, глинистых сланцев, огнесенной нами к узунсугской толще. Переход от нижней толщи к узунсугской постепенный и выражается в том, что среди зелено-серых и серых массивных песчаников оржакской и блансугской толщ нерасчлененных появляются единичные прослои подосчатых светлых зелено-серых известковистых алевролитов и исчезают красноцветные прослои глинистых сланцев.

По появлению первых прослоев подосчатых алевролитов или по последнему горизонту грязно-лиловых сланцев нами устанавливается нижняя граница узунсугской толщи. Низы последней сложены на 50% алевролитами, 40—45% — песчаниками и 5% приходится на глинистые сланцы. Среди песчаников преобладают мелкозернистые, реже встречаются среднеезернистые и почти совсем отсутствуют крупноезернистые разновидности. Алевролиты и песчаники обычно имеют массивную, реже слоистую текстуру и неравномерноезернистую структуру. Цемент этих пород, как правило, базальный и представлен в основном карбонатным материалом, в значительном количестве присутствует хлорит и эпидот. Обломочный материал обычно имеет угловатые, полуокатанные, реже окатанные формы и представлен кварцем, кварцитом, серпичитизирован-

ным плагиоклазом. Рудыцы минералом (магнетит), редко эпидотом и единичными зернами магматических пород с неясной структурой. Встречаются обломки овальной формы хлорито-серпигито-кварцевых сланцев. Нередко среди песчаников и алевролитов встречаются «ноздреватые разности», образующие за счет выщелачивания в их составе карбонатного материала. В средней части разреза песчаники уступают свое место алевролитам и появляются мучнистые мергели, преобладающие в верхах разреза. Нередко мергели содержат неясные проблематичные органические остатки, напоминающие по чертам мшанок.

В целом приведенный разрез узунсугтской толщи отгищается от нижележащих нерасчлененных отложений оржакской и блансугтской толщ большой насыщенностью карбонатным материалом, обилем тонких прожилков, выполненных кальцином, наличием полоччатых алевролитов, более светлой окраской пород и отсутствием красноцветных глинистых сланцев и «крапчатых» песчаников. Общая неполная мощность отложений узунсугтской толщи в разрезе по нижнему течению р. Большой Уры достигает 2600 м.

Несколько отличный разрез этих отложений наблюдается в противоположном крыле Блансугтской антиклинали, здесь паднее одноименного гранитного массива. Во-первых, здесь руководящая роль в разрезе принадлежит известковистым песчаникам и в меньшей мере алевролитам. Во-вторых, в разрезе совершенно отсутствуют полоччатые алевролиты и, наконец, в отличие от приведенного выше разреза здесь встречаются редкие маломощные прослои (до 1 м) светло-серых песчанистых известняков, содержащих плохой сохранности фауну кораллов, мшанок, брахиопод и трилобитов нижнесилурийского возраста. Нижняя граница узунсугтской толщи в этом разрезе устанавливается условно по появлению первых прослоев светло-серых известковистых алевролитов. Полная мощность отложений узунсугтской толщи в среднем течении р. Большой Уры определяется в пределах 1000—1200 м.

Севернее пос. Чулаксы узунсугтская толща сложена породами по внешнему виду весьма схожими с отложениями верхней части разреза одноименной толщи, развитой в нижнем течении р. Большой Уры. На контакте с нижедевонскими эффузивами узунсугтская толща представлена пачкой (50 м) светлых зелено-серых песчаников и известковистых алевролитов. Последние содержат обильную фауну мшанок пиннесилурийского возраста. Выше залегает монотонная пачка, сложенная светлыми зелено-серыми, серо-зелеными и голубовато-зелеными известковистыми массивными, реже слабо рассланцованными мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями плотных алевролитов. Породы пронизаны

массив тонких согласных и секущих карбонатных прожилков. Неполная мощность узунсугтской толщи в этом разрезе определяется в пределах 700—800 м.

#### *Шигнетская свита нерасчлененная*

К нерасчлененным отложениям шигнетской серии нами отнесена весьма однообразная толща, сложенная зелено-серыми и серо-зелеными слабо рассланцованными песчаниками и алевролитами, пронизанными массивной согласных и секущих прожилков кварца, реже кальцита. Эти отложения в пределах листа получили ограниченное распространение по долине р. Енисей в районе нижних течений рек Большой и Малой Уры, где они стелются небольшой по размеру тектонический клин. С северо-запада по одному из разломов к нерасчлененным отложениям примыкает узунсугтская толща, а с юга кембро-ордовикские отложения (зласугтская свита).

По внешнему облику среди описываемой толщи встречаются породы, которые в равной степени характерны как для оржакской и блансугтской толщ нерасчлененных, так и для узунсугтской толщи, описанных выше. В отличие от последних нерасчлененные отложения в зоне смятия имеют облик древних сильно метаморфизованных пород. Среди общей массы песчаников и алевролитов этой толщи нередко встречаются прослои пльчатых серпигито-хлоритовых сланцев.

Самые нижние горизонты описываемых отложений, как уже отмечалось выше, обнажаются в приустьевой части р. Малой Уры. Здесь на литово-серых, серых и зелено-серых метаморфизованных песчаниках и алевролитах, содержащих прослои рассланцованных гравелитов, залегает совершенно согласна пачка (500 м), ближе всего по облику и составу пород похожая на нивы разреза оржакской и блансугтской толщ нерасчлененных, развитых в долине нижнего течения р. Большой Уры. Но из-за сложности тектонической обстановки указанная пачка по простиранию не проследживается.

При движении вниз по течению Енисея к устью ее левого притока р. Большой Уры, упомянутая пачка, представляющая литово-серыми, зелено-серыми и серыми песчаниками и алевролитами с прослоями «крапчатых» песчаников и красноцветных глинистых сланцев, сменяется однотонной сложно дислоцированной толщей. Последняя сложена зелено-серыми и серо-зелеными метаморфизованными песчаниками и алевролитами с прослоями пльчатых сланцев. Иногда среди этой толщи встречаются небольшие тектонические клинья, представляющие известковистыми алевролитами и песчаниками с прослоями тонкополосчатых известковистых алевролитов характерных для узунсугтской толщи.

Общая неполная мощность нерасчлененных отложений шигнетской серии по долине р. Енисей нами оценивается в пределах 3500—4000 м.

В самом северо-западном углу листа по аналогии с геологами ВАГТА к этой толще отнесены также роговики эозоон-тактовой зоны Озерного гранитного массива. На север от последнего роговики по простиранию переходят в нормальные (неметаморфизованные) породы шигнетской серии, характеризирующиеся широким развитием известковистых алевролитов, песчаников и мергелей с прослоями глинистых сланцев. Окраска пород пестрая с преобладанием зелено-серых и серых тонов.

Переходя к обоснованно возраста отложений шигнетской серии, следует отметить, что в 1955 г. при государственной геологической съемке данного листа М. И. Митрошиным, а впоследствии И. Н. Казаковым, Е. В. Владимирской и др. в 0,5 км ниже устья р. Отул-Сул на левом склоне р. Большой Уры в известняках узунсугской толщи была обнаружена фауна кораллов *Strepelasma* sp. (ордовик — нижний силур) и *E. A.* Молдазлевской (ВСЕИ) из мшанок определены *Balostoma* sp. (ордовик — нижний силур). Среди отпечатков брахиопод плохой сохранности Е. В. Владимирской определены следующие формы, не встречающиеся ниже силура: *Stropheodonta* sp., *Meristella* sp., *Spirifer* aff. *tarsaeensis* F. Schep. З. А. Максимовой определен трилобит *Scotella* sp. плохой сохранности. Из этого же горизонта Р. С. Египцевой (ЛГУ) были определены разрозненные членики криноидей *Pentagonocylleus* ex gr. *hibyus* (венлок) и *Pentagonocylleus* sp. (новый вид). В заключении Р. С. Египцевой указывается, что среди криноидей из этого пункта не встречены формы, характерные для вышележащей шигнетской свиты.

В 1955 г. Г. М. Владимирским на водоразделе левых притоков р. Большой Уры — речек Ады-Чода-Сул и Усту-Чода-Сул (севернее пос. Чулаксы) в известковистых алевролитах узунсугской толщи были обнаружены многочисленными отпечатки мшанок. Е. А. Молдазлевской определены следующие формы: *Fistulifera* sp., *Eridotifera* sp., *Eridotifera* aff. *solida* (Hall), *Lioclema* sp., *Amplexorora* sp., *Seratomora* aff. *invenusta* Bass., указывающие по ее заключению на принадлежность вмещающих пород к низам силура. Из дополнительных сборов, произведенных Г. П. Александровым в 1958 г., из этого же места Е. А. Молдазлевской определены *Eridotifera* sp., близкая с *E. nodulosa* Bass. и *Lioclema* sp., близкая с *L. tomilosus* Bass., из слоев рочестер Северной Америки (нижняя часть силурийского разреза).

Все приведенные данные свидетельствуют о том, что верхняя часть узунсугской толщи, содержащая вышеприведенную фауну, может быть отнесена к нижнесилурийскому возрасту. Учитывая большую мощность отложений шигнетской серии и постепенность перехода выделенных толщ, можно предположить, что какая-то нижняя часть разреза шигнетской серии может иметь ордовикский возраст. В связи с этим возраст отложений шигнетской серии устанавливается в пределах ордовика — нижнего силура.

#### СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения на площади листа представляются чергакской свитой и откусугской серией. Первая получила широкое развитие в Хемчикской структурно-фациальной зоне, вторая характерна для Западно-Саянской структурно-фациальной зоны.

#### Чергакская свита ( $S_1$ - $2c$ )

Отложения чергакской свиты пользуются широким распространением на правобережье р. Хемчик и в междуречье Ак-Сул — Хемчик. Незначительные их выходы отмечаются на стыке двух вышеуказанных структурно-фациальных зон, в районе нижнего течения р. Ады-Ишкин.

Чергакская свита залегает согласно на ордовикских и несогласно на верхнекембрийских (?) отложениях. В бассейне р. Ады-Ишкин отложения чергакской свиты несогласно и трансгрессивно перекрыты нижнедевонской эффузивно-осадочной толщей (кендейская свита). Описываемая свита представлена песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями глинистых сланцев и известняков. По литолого-стратиграфическим признакам и палеонтологическим данным в стратотипе (лист М-46-VIII) она подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. Первая, по мнению Е. В. Владимирской (1957), вероятнее всего имеет дандовский возраст, вторая охватывает венлок и низы лудловского яруса. В ряде мест в силу сложной тектонической обстановки произвести подобное расчленение свиты не представляется возможным, поэтому на геологической карте в таких случаях чергакская свита показана нерасчлененной.

#### Нижняя подсвита ( $S_1c1$ )

Нижняя подсвита представлена песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями сланцев и известняков. По составу песчаники чаще всего полимиктовые, реже олигомиктовые с глинисто-карбонатным серпичтовым, серпичто-хлоритовым цементом.

В верхней части подсыпты нередко встречаются известково-глистые песчаники. Алевролиты, как правило, рассланцованные, олигомиктовые с глинисто-известковистым и известковистым цементом. Песчаники и алевролиты обладают горизонтальной, реже кривой слоистостью и тонкоплитчатой отделимостью. На плоскостях напластования указанных пород нередко наблюдаются чешуйки слюды. Известняки серые и темно-серые мощностью 10—15 см обычно содержат приресь песчанистого и глинистого материала.

Нередко среди известняков встречаются прослои ракушнякав. В разрезе по урочищу Сыын-Чурээ преобладают алевролиты, в районе правобережья р. Чадана в подсыпте в основном развиты песчаники и в меньшей мере алевролиты.

Наиболее полный разрез нижней подсыпты обнажается по левому борту урочища Сыын-Чурээ, где она складает антиклинальную структуру. В этой части района на красноцветных отложениях ордовика согласно залегает начка ритмично чередующихся зелено-серых мелкозернистых песчаников и рассланцованных алевролитов нижней подсыпты. Вверх по разрезу наблюдается преобладание алевролитов с подчиненными прослоями известняков.

По всему разрезу в известковистых алевролитах собрана фауна брахиопод *Rhirdomella asiatica* Nikif. По заключению Е. В. Владимирской, указанная форма характерна для нижней подсыпты чертакской свиты в ее стратоплигическом разрезе. Е. А. Молдагалева (ВСЕГЕИ) определены мшанки: *Halloroga* sp., *Rhaidoroga* sp., распространяющиеся по ее заключению от ордовика до низов вендока. Мощность нижней подсыпты по этому разрезу достигает 980 м.

Несколько иной разрез нижней подсыпты наблюдается по правобережью р. Чадана. Здесь в отложениях подсыпты преобладают полимиктовые, реже олигомиктовые песчаники с подчиненным количеством алевролитов и содержащими единичные прослои гравелитов и ракушечниковых известняков. В последних встречается фауна брахиопод *Rhirdomella asiatica* Nikif. Нижняя граница подсыпты в этом разрезе установлена в однообразной алевролинто-песчанниковой толще выделение в однообразной алевролинто-песчанниковой (шмушдагской свиты ордовика) первых прослоев известняков с фауной нижнего сидура. Неполая мощность нижней подсыпты по правобережью р. Чадана определяется в 770 м.

#### Верхняя подсыпта ( $S_{1-2}^{st_2}$ )

Отложения верхней подсыпты подызуются в районе органическим распространением. Выходы их известны в междуручье Байн-Тала — Секете и по левому борту урочища Секете.

Подсыпта сложена зеленовато-серыми алевролитами, полимиктовыми и олигомиктовыми песчаниками и известняками. От нижней подсыпты, она отличается значительно большей напористостью разреза карбонатными породами. Этим и определяется ее нижняя граница. Песчаники и алевролиты верхней подсыпты характеризуются горизонтальной, реже кривой слоистостью. На плоскостях напластования часто наблюдаются знаки ряби. Наиболее полный разрез подсыпты наблюдается по обейм бортам урочища Сыын-Чурээ. На данном участке сидурийские отложения слагают узкую синклинали, усложняющую более крупную антиклинальную структуру.

На правом борту урочища Байн-Тала положение границы между нижней и верхней подсыптами подтверждается находками фауны брахиопод, характерных, по заключению Е. В. Владимирской, для верхней подсыпты чертакской свиты. Низы подсыпты в районе урочища Сыын-Чурээ сложены известковистыми серо-зелеными и зеленовато-серыми алевролитами, в меньшей мере мелкозернистыми серыми песчаниками.

Средняя часть и верхи подсыпты представляются переслаиванием зеленовато-серых известковистых алевролитов, мелкозернистыми песчаниками и прослоями известняков, конечно прослоев которых увеличивается вверх по разрезу.

В известковистых алевролитах и известняках собраны остатки фауны брахиопод, мшанок. Среди брахиопод определены *Dallmanella* sp., *Sambotoecilia naitkinki* Tshetp. Последняя форма, по определению Е. В. Владимирской, характерна для верхней подсыпты. Наряду с вышеуказанными формами здесь же найдены: *Stegynulchius desmtrilicatus* var. *angasiensis* Tshetp. (распространенная по всему сидуру), и *Rhirdomella* sp. Из мшанок Е. А. Молдагалева определила следующие формы: *Eridotipura* sp. (развитая от ордовика до нижнего девона), и *Heterotipura* (?) *spinosa*.

Общая мощность верхней подсыпты в приведенном разрезе определяется в 1100 м.

#### Чертакская свита нерасчлененная ( $S_{1-2}^{st_2}$ )

Нерасчлененные отложения чертакской свиты развиты в междуручьях Хемчик — Ак-Суг, Чадана — Хемчик. Аглы-Соор — Теректыг, в районе урочища Секете и севернее пос. Шанчи. В связи со сложным тектоническим строением, однообразностью литологического состава выделение нижней и верхней подсыпты в указанных местах не представляется возможным.

В междуручье Хемчик — Ак-Суг сидурийские отложения слагают два блока, разобщенных тектоническим клином, сложенным ордовикскими породами. С севера по разлому сидурийские отложения примыкают к отложениям нижнего кембрия, а с юга и востока перекрыты четвертичными отложениями.

ми. В северном блоке вблизи тектонического контакта с кембрискими отложениями в ряде мест наблюдаются выходы мелкогалечных конгломератов и гравелитов, состоящих из гальки кварца, различно окрашенных кварцитов и красных кремнистых пород. Выше залегают рассланцованные алевролиты и сланцы зеленовато-серого и реже лилового цвета с большим количеством маломощных прослоев светло-серых и серых известняков.

В известняках сохрана фауна брахиопод: *Tivada rakovski* Tchern., *Eospirifer lucasensis* Tchern. По мнению Е. В. Владимирской, указанный комплекс фауны характерен для верхней подсвиты чергакской свиты. Наряду с упомянутыми формами встречены: *Halysites* sp., *Stegerhinchus decemrilicatus* var. *angaiensis* Tchern. силурийского возраста.

Отложения, выходящие данные тектонический блок, отнесены нами к нерасчлененной чергакской свите, так как находки фауны брахиопод, характерные для верхней подсвиты чергакской свиты, нельзя распространить на всю толщ этого блока ввиду того, что известняки, содержащие упомянутую фауну, размещены в отдельных более мелких тектонических блоках. В южном блоке преимущественное развитие получили листоватые сланцы зеленовато-серого и серого цвета с подчиненными прослоями рассланцованных светло-серых известняков.

Подобные отложения в аналогичной тектонической обстановке встречены в районах междуречья Хемчик — Чадана севернее пос. Шанчи и в урочище Сескере. В первых двух случаях они представлены зеленовато-серыми рассланцованными алевролитами, чередующимися с мелкозернистыми песчаниками и голубовато-зелеными сланцами с редкими маломощными прослоями серых и буровато-серых ракушечниковых известняков.

В известняках в междуречье Хемчик — Чадана сохрана фауна брахиопод, трилобитов, мшанок. Из брахиопод определены *Rhipidomella asiatica* Nikif., *Rhipidomella* sp. По заключению Е. В. Владимирской, этот комплекс фауны характерен для нижней подсвиты чергакской свиты. Среди трилобитов Э. А. Максимовой (ВСЕГЕИ) определены *Dalmanitius* sp. (новый вид), по ее заключению, вероятно, силурийского возраста. Мшанки представлены следующими формами: *Batosoma densitabulata* Astr., *Hallorora* sp., *Chasmatorora* sp., *Phaeorora* sp., *Rochiductia* sp. Возраст отложений, вмещающих фауну, по определению Е. А. Модзалевской, — нижний силур (по-видимому, не может быть низов венлока).

В урочище Сескере наряду с указанными выше породами в небольшом количестве отмечаются прослои (мощностью до 25 м) лиловых алевролитов и песчаников.

К нерасчлененной чергакской свите отнесены также отложения, развитые в междуречье Ады-Соор — Теректы. По данным Г. М. Владимирского (1955), они трансгрессивно и несогласно залегают на серпигито-хлоритовых сланцах верхнекембрийской (?) стогольцевской толщи. В основании разреза залегают конгломерки, содержащая обломки серпигито-хлоритовых сланцев мощностью от 5 до 25 м.

Конгломерки сменяется пачкой пересланения желтовато-бурых известковистых алевролитов, серых глинистых сланцев и известняков (мощность 425 м). Выше залегает горизонт красноцветных песчаников и пестроцветная пачка, представленная частым переслаиванием лиловых зеленых алевролитов и песчаников общей мощностью 340 м. Средняя и верхняя части разреза сложены однообразными грязно-зелеными рассланцованными алевролитами и глинистыми сланцами с редкими линзами серых известняков. Суммарная мощность этой толщи определяется примерно в 2600 м.

В нижней известковистой пачке сохрана фауна табулят, криноидей и кораллов. Среди табулят В. Н. Дубатовым (ЛГУ) определены: *Palaeofavosites* ex gr. *rudis* Sokolov., *Palaeofavosites* cf. *paulus* Sokolov., (распространены в ландовери), *Favosites hissingeri* M. E. d. w. et Naime (от верхов ландовери до низов дудлоу), *Favosites gothlandicus* Lam. (верхи ландовери — венлок), *Favosites (Squamofavosites)* sp. nov., являющийся новым видом подрода *Squamofavosites* sp. nov., последний до настоящего времени известен только в дудловском и жеднических ярусах. Из криноидей Р. С. Егтышевой (ЛГУ) определены *Pentagonocylindrus* sp. (три новых вида) и *Sudlocyclus* sp. (новый вид), развитые в силуре. Т. В. Николаевой (ВСЕГЕИ) определен из кораллов плохой сохранности только один род *Streptelasma* sp. (верхи ордовика — низы силура). Приведенная выше фаунистическая характеристика для чергакской свиты в целом позволяет ее нижнюю подсвиту относить к ландовериискому ярусу, а верхнюю подсвиту к венлокскому и низам дудловского ярусов силура.

#### *Откускугская серия (Solo)*

Отложения откускугской серии основное развитие получили на смежной к северу плотшадн (лист N-46-XXXXII), где они слагают структуру Откускугской синклинали. В исследованном районе отложения этой серии обнажаются в северной части листа в верхнем и среднем течении р. Большой Уры, в районе верховья ее левого притока р. Карамыш и в бассейне р. Тавлык. В первом случае эти отложения слагают неболь-

шой тектонический клин северо-восточного простирания, а в бассейне р. Тавлык они выполяются Тавлыкскую брахисинклиналь.

Откутская серия представлена алевролитами, глинистыми сланцами, мергелями, песчаниками и известняками. Описываемые отложения залегают трансгрессивно с азимутальным и угловым несогласием на различных горизонтах шпигетской серии и несогласно перекрываются осадочно-эффузивной толщей нижнего девона.

На смежных к северу площадях геологами ВАГТа отложения откутской серии по литолого-стратиграфическим признакам подразделяются на три толщи: нижнеоткутскую, среднеоткутскую и верхнеоткутскую. Причем нижнеоткутская толща не выдержана по простиранию. Часто отложения откутской серии ложатся на породы шпигетской серии базальными горизонтами среднеоткутской толщи. На исследованной площади по аналогии с соседними районами выделяются две последних толщи.

#### Среднеоткутская толща (Sot<sub>2</sub>)

Отложения этой толщи в основном представлены алевролитами с подчиненными прослоями известняков. Разрез начинается базальной красноцветной пачкой крупнозернистых песчаников, в основании которых залегает горизонт конгломерата мощностью от 2 до 4 м. Галька плохо окатана и представлена зелеными серо-зелеными алевролитами и песчаниками подстилающих пород шпигетской серии. Цемент песчаников красноцветный. Мощность базальной пачки 100 м. Залегание выше алевролиты, часто известковитые, окрашены в желтовато-серые и зеленовато-серые тона. Известняки серые, нередко обладающие запахом сероводорода. Мощность среднеоткутской толщи 980 м.

#### Верхнеоткутская толща (Sot<sub>3</sub>)

Эта толща сложена глинистыми сланцами и алевролитами с подчиненными прослоями известняков. Сланцы, слогающие толщу, грязно-зеленые, алевролиты серые, зеленовато-серые, плитчатые, нередко рассланцованные. Известняки серые мощностью до 0,4 м. Верхнеоткутская толща согласно залегает на отложениях нижнеоткутской толщи и связана с ней по степенным переходам. Граница толщи устанавливается условно по появлению в разрезе глинистых сланцев.

Наиболее полный разрез этой толщи обнажается по долине р. Большой Урты. В нижней части разреза подвигты в основном развиты грязно-зеленые глинистые сланцы с подчиненными прослоями серых известняков. Выше наблюдается пачка переслаивания грязно-зеленых глинистых сланцев и серовато-зеленых алевролитов. В верхней части разреза пре-

обладают серые толстоплитчатые алевролиты с подчиненными прослоями известняков. Общая мощность толщи составляет 2750 м.

В обеих толщах собрана многочисленная фауна брахиопод, мшанок, криноидей и кораллов. Реже встречаются трилобиты и наutilusидей. Н. Я. Спаским определены рукозые *Spiriferium* sp. (силур) и *Rafertorium* ex. gr. *arctium* Rosta (венлок—лудлов). Последняя форма в основном встречается в известняках среднеоткутской толщи. В. Н. Дубаговым из табуллит определены силурийские, по его заключению, формы *Parastriatora* ex. gr. *rhizoides* Sok. и *Favosites* aff. *gottlandicus* Lam. Из брахиопод Е. В. Владимирской определены *Dalmanella* sp., *Spiriferium* sp., *Stegerrhinus* aff. *decempricatus* var. *angaiensis* Tchern., *Stegerrhinus ulgkhemensis* Tchern., *Samatotoechia* aff. *mongolica* Tchern., *Samatotoechia ibsianis* Tchern., *Atypa* ex. gr. *reticularis* L., *Meristella* sp., *Spirifer* (*Crispella*) cf. *tarsaensis* Tchern., *Spirifer pedaschenkoi* Tchern., *Spirifer* ex. gr. *eleuatus* Dalm. Из перечисленных форм *Conchidium* sp., распространенный в лудлове, встречается по всему разрезу двух толщ. По мнению Е. В. Владимирской, отложения, содержащие вышеприведенную фауну скорее всего имеют лудловский возраст. Из наutilusидей всего имеют лудловский возраст. Из трилобитов З. Т. Бадашковым (ИГУ) определена форма, близкая к *Artemoceras chisottense* Foerste (встречен в *Niagara* Северной Америки). Из мшанок Е. А. Молдашевской определены: *Heterotrypa* sp. (два новых вида), развитые в верхнем силуре (очевидно лудлов), наряду с ними встречаются *Liolema* sp. (новый вид), *Seratoporella* sp. (новый вид), *Monotrypa osgoodensis* var. *gattabulida* Modz. var. nov., *Monotrypa* sp. (новый вид), *Eridotrypa* sp. (новый вид).

В верхней толще в большом количестве встречаются остатки стеблей и разрозненные членики морских лилий. Из криноидей Р. С. Еглышевой определены *Mugelodactylus* aff. *keuereensis* Spring., *Luriosinus* sp., *Pentagoposucillus* sp. (новый вид) развитые, по ее мнению, в лудлове.

Приведенная фаунистическая характеристика свидетельствует о несомненном силурийском и скорее всего лудловском возрасте вмещающих толщ. По мнению авторов, отложения откутской серии, развитые в районе, по литолого-стратиграфическим признакам и по фауне скорее всего могут быть сопоставлены с верхнесилурийскими отложениями (шпигетская свита) соседних к северо-востоку районах Усинской котловины. Несмотря на это, в целях увязки смежных листов с листами, составленными геологами ВАГТа, авторы вынуждены вышеописанные отложения отнести к откутской серии.

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Отложения девонского возраста в исследованном районе имеют незначительное распространение и занимают около 5% площади листа. По своему вещественному составу и стратиграфическому положению они могут быть отнесены к кендейской свите нижнего девона.

### Нижний отдел

#### Кендейская свита (D<sub>1</sub>kn)

Образования свиты на площади листа встречаются в бассейне р. Большой Уры, в приустевой части р. Хемчик (район Чоор-Гангыского гранитного массива), в долине урочища Байн-Тала и в междуречье Агды-Соор — Шеле, где они слагают ядра синклинальных складок. Мелкие выходы этих отложений встречаются в междуречьях Агды-Ишкин — Устю-Ишкин и Устю-Ишкин — Агды-Соор в тектоническом клине впадины Талдакского разлома.

Свита с конгломератами в основании и стратиграфическим несогласием перекрывает более древние отложения кембрия, ордовика и силура. В ряде случаев она имеет с нижележащими толщами тектонические взаимоотношения. В составе свиты резко преобладают эффузивы основного, среднего и кислого состава, представляющие диабазовыми и андезитовыми порфиритами, кварцевыми альбитофирами и дацитовыми порфирами. Подчиненным развитием пользуются маломощные и невыдержанные по простиранию прослои туфобрекчии, туфов, конгломератов, песчаников и алевролитов.

Наиболее полный разрез свиты известен на левобережье р. Большой Уры, в 10 км восточнее пос. Чулаксы. В основании свиты, перекрывающей здесь верхнесилурийские отложения, залегают крупногалечные базальтовые конгломераты с прослоями плотных красноцветных песчаников и алевролитов. Галька конгломератов хорошо окатана и достигает 3—5 см, а иногда 0,5—0,6 м в поперечнике. В составе ее присутствуют гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые известняки, аргамизованные известняки, обломки кварца, а также диабазовые и андезитовые порфириты. Обломки глинистых известняков иногда содержат фауну брахиопод, характеризующихся отложением нижележащей откусуточной серии. Мощность конгломератовой пачки 50 м. По простиранию пачка не выдержана и прослеживается на расстоянии около 1 км. Конгломераты вверх по разрезу сменяются диабазовыми и андезитовыми порфиритами с маломощными прослоями туфобрекчии и туфов. Обшая мощность свиты составляет 2000 м.

В урочище Байн-Тала образования кендейской свиты отделяются от нижележащих отложений тектоническими разры-

вами и представлены кислыми и в меньшей мере средними эффузивами. Кислые эффузивы представлены кварцевыми альбитофирами и дацитовыми порфирами; средние — андезитовыми порфиритами. В верхах эффузивной толщи представлены редкие прослои красноцветных песчаников и кислых туфов. Мощность свиты составляет здесь лишь 550 м.

К кендейской свите условно отнесены отложения, развитые в междуречье Агды-Соор — Шеле. Представлены они главным образом обломочными породами — конгломератами, песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и туфами. Эффузивные образования играют здесь резко подчиненную роль и представлены диабазовыми и андезитовыми порфиритами. По мнению Г. М. Владимировского, данная толща по составу и стратиграфическому положению может быть скорее всего соотнесена с отложениями саргинской свиты среднего девона Западной Тувы. Ниже приводится краткая петрографическая характеристика пород, принимающих участие в строении кендейской свиты.

Диабазовые порфириты занимают большее место среди образований эффузивной пачки. Они представляют собой зеленатовато- или буровато-серые породы с обнаруживающимися под микроскопом порфировым строением и пилотакситовой структурой основной массы. По составу вкрапленников среди них выделяются две основные разновидности: а) оливиновые диабазовые порфириты с вкрапленниками плагиоклаза, оливина и редко пироксена; б) пироксеновые диабазовые порфириты с вкрапленниками плагиоклаза и моноклинового пироксена. Плагиоклаз обычно изменен, соссоритизирован и определяется как лабрадор. Оливин полностью замещен микрокристаллическим кварцем и магнетитом и определяется лишь по общему облику зерен. Среди диабазовых порфиритов отмечаются разновидности, имеющие миндалекаменную текстуру с округлыми или неправильной формы миндалинами, выполненными хлоритом, халцедоном и кальцитом.

Андезитовые порфириты имеют наибольшее распространение среди эффузивов. По внешнему виду это зеленатовато- или лилово-серые породы с афировой или порфировой структурой и очень часто с миндалекаменной текстурой. Основная масса сложена мелкими вытянутыми лейстами плагиоклаза и пилломорфными зернами пироксена. Структура основной массы пилотакситовая или гиалопилитовая. Порфиритовые массы вкрапленники представлены олигоклазом — андезитом и моноклиновым пироксеном. Очень характерным для эффузивной толщи являются темные-серые андезитовые порфириты с гиалитскими вкрапленниками плагиоклаза (2×0,5 см).

Кварцевые альбитофиры являются наименее распространенными породами среди эффузивов нижнего девона. Они встречаются лишь в районе урочища Байн-Тала. По внешне-

му виду это розовато-серые, серые и темно-серые массивные, часто афирровые породы. Под микроскопом они обнаруживают порфировое строение с микрогидноморфнозернистой структурой основной массы. Порфировые выделения представляются плагиоклазом и кварцем, иногда и хлоритизированным биотитом.

Дацитовые порфиры пользуются также довольно широким распространением и представляют собой серовато-бурые и серые плотные породы с таблитчатыми выделениями плагиоклаза. Среди этой группы выделяются дацитовые порфиры, состоящие почти исключительно из известковисто-натровых плагиоклазов, и дацитовые порфиры, содержащие значительное количество темноцветных минералов. Кластические образования пользуются, как отсюда вытекает, крайне ограниченным развитием и представлены туфобрекчиями, туфами, конгломератами, песчаниками и алевролитами. Туфобрекчии сложены крупными угловатыми обломками (до 5—10 см) порфиритов и порфиров, которые спемантированы темно-красным туфопесчанником. Туфы представляют собой очень плотные породы серо-желтого цвета. Конгломераты, залегающие в основании кендейской свиты, содержат хорошо окатанную гальку пород нижележащих толщ и обломки диабазовых и андезитовых порфиритов. Песчаники и алевролиты, принимающие участие в строении свиты, обычно глилового и серого цвета, полимиктовые, с карбонатным или кремнисто-карбонатным цементом.

Нижнедевонский возраст кендейской свиты устанавливается на основании ее стратиграфического положения и на основании сопоставления ее вещественного состава с аналогичными отложениями, развитыми в соседних районах Центральной и Западной Тувы. На площади листа, в бассейне р. Большой Уры, отложения кендейской свиты со стратиграфическим несогласием перекрывают отложения фаунистически охарактеризованного силура и в свою очередь перекрываются доверными нижнекаменноугольными отложениями. В гальке базальных конгломератов свиты часто отмечаются обломки известняков с фауной силурийского возраста, перестроенной при размыве отложений откутской серии. За пределами исследованной площади, в бассейне р. Кендей в подобных образованиях известны находки рыб, вероятно всего, нижнедевонского возраста, а в районе хр. Бьер-Дар встречены ископаемые остатки остракод и псилофитовой флоры нижнедевонского возраста. Кроме того, за пределами листа кендейская свита согласна перекрывается осадочными образованиями саглинской свиты среднего девона. Все эти факты говорят скорее всего в пользу нижнедевонского возраста описываемой свиты.

Отложения каменноугольного возраста занимают около 1% всей площади листа и встречены на левобережье р. Большой Уры. По флоре возраст этих отложений определяется как нижнекаменноугольный.

### Нижний отдел

Нерасчлененные отложения нижнего отдела каменноугольной системы представлены терригенными речными образованиями и слатом ядро Чулаксинской синклинальной складки, со стратиграфическим несогласием перекрывающая отложения кендейской свиты.

Наиболее полный разрез нижнекаменноугольных отложений описан нами в долине р. Чул, где вся толща сравнительно четко подразделяется на три пачки — нижнюю красноватую, среднюю сероватую и верхнюю красноватую.

Нижняя красноватая пачка сложена преимущественно грубокластическим материалом. В ее основании залегают базальные конгломераты мощностью до 60 м. Эти конгломераты встречены в верховьях долины р. Катпахтыг. На других участках конгломераты по простиранию замещаются гравелитовыми или кубанскими песчаниками. Галька конгломератов хорошо окатана. Размеры ее колеблются в широких пределах от 1—2 до 40 см в поперечнике. В гальке представлены все разновидности эффузивов нижежащей кендейской свиты: диабазовые и андезитовые порфириты; кроме того, довольно часто отмечается галька альбитофиров, дацитовых и кварцевых порфиров, песчаников, алевролитов, сланцев и гранитов. Последние имеют гидноморфнозернистую или микропегматитовую структуру и напоминают граниты стухольского комплекса (Богазейский и Озерный массивы).

Вверх по разрезу отмечается постепенная смена крупногалечных конгломератов мелкогалечными и далее — гравелитовыми в терреславании с красноватыми известковистыми полимиктовыми песчаниками. Мощность этой пачки около 900 м.

Красноватая гравелито-песчаниковая пачка постепенно сменяется мелкогалечными пестроцветными конгломератами с прослоями сероцветных и красноватых песчаников. Пестроцветные конгломераты сменяются серыми и желтовато-серыми полимиктовыми известковистыми песчаниками с остатками псилофитовой флоры плохой сохранности. Мощность сероцветной пачки совместно с пестроцветными конгломератами для данного разреза составляет 550 м. Вверх по разрезу пестроцветная пачка постепенно сменяется пачкой красноватых неясно- и тонкослоистых полимиктовых песчаников, имеющих мощность 300 м.



Общая мощность всей толщи составляет 1760 м.

К востоку и к западу от р. Чул разрез нижекаменноугольных отложений при сохранении той же мощности значительно меняется. Так, в 7 км западнее р. Чул в долине р. Карамыш роль грубокlastического материала в составе отложений значительно уменьшается и в разрезе появляются маломощные (до 2—3 м) прослои и линзы темно-серых глинистых известняков и мощные прослои темно-красных алевролитов и сланцев. Мощность сероцветной пачки здесь уменьшается до 100—150 м, а еще далее на запад происходит полное замещение сероцветных песчаников красноцветными. В 3 км восточнее р. Чул сероцветных пород среди отложений толщи совершенно не встречается и разрез представляет монотонной пачкой переслаивания красноцветных конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов. Нижекаменноугольный возраст вышеописанных отложений определяется по присутствию в них растительных остатков, содержащих в своем составе, кроме неопределенных стволов и стеблей, вид *Leridodendropsis hirta* Lutz. Присутствие этого вида форм, по мнению А. Р. Аланьева (Томский ГУ), позволяет сопоставить эту толщу с суглутхемской свитой Центральной Тувы и определить ее возраст как турийский. Однако значительное отличие литологического состава толщи от нижекаменноугольных отложений Центральной и Западной Тувы не позволяет с полной достоверностью произвести подобное сопоставление. Поэтому авторы вынуждены рассматривать всю эту толщу, как нерасчлененные отложения нижекаменноугольного возраста.

#### ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения в районе пользуются ограниченным распространением. Мощность их невелика: наибольшая (десятки метров) в предгтах речных долин и урочищ, наименьшая (от нескольких сантиметров до первых метров) — на склонах хребтов и их водоразделах. Четвертичные отложения представлены рыхлыми континентальными образованиями, среди которых выделены осадки нижнего, среднего, нерасчлененных верхнего — современного и современного отделов.

#### Нижний отдел

Нижний отдел представлен аллювиальными отложениями V надпойменной террасы. Скопление нижечетвертичного аллювия обычно встречается на сравнительно небольших участках останцов пологих террас, наблюдаемых в нижнем течении р. Хемчик. Высота террас достигает 150 м. Аллювиальные осадки представлены преимущественно желтовато-бурыми выветрелыми галечниками. Последние Л. Д. Шорыгина (1955) считает синхронными ледниковым отложениям Алтая нижечетвертичного возраста.

48

#### Средний отдел

К среднему отделу относятся отложения IV надпойменной террасы, сторадически сохранившейся в нижнем течении р. Хемчик и по долине р. Агды-Ишкин. Высота террас колеблется от 45 до 70 м. Обычно аллювий этих террасовых отложений лежит на доке некоренных пород и представлен в основном галечным, реже валунным материалом. Указанные отложения, по данным Л. Д. Шорыгина (1955), сопоставляются с мореной предпоследней максимальной фазы оледенения (Q<sub>2</sub>). Образование среднего отдела на карте не показанывиду их незначительного развития.

#### Верхний отдел

К верхнему отделу относятся аллювиальные и ледниковые отложения. Аллювий представлен отложениями II и III надпойменных террас, развитых в среднем течении рек Хемчик, Агды и Усто-Ишкин, Шом-Шум, Большой Уру. Высота террас определяется в пределах от 12 до 25 м. Сложены они гравием, галечниками, песками. Верхнечетвертичный возраст этих террас Л. Д. Шорыгина (1955) установлен на основании сочленения их с мореной последней фазы оледенения в районе хр. Западного Танну-Ола. Ледниковые отложения развиты в среднем и верхнем течении рек Агды и Усту-Чода-Суг и Сайханаш. Они представлены конечной мореной. В составе моренного материала преобладают грубые супеси и суглинки, включаются слабоокатанные валуны, размером 0,5—1 до 3—4 м в поперечнике. Отсутствие в долинах других конечных морен и их формы позволяет отнести ледниковые отложения к последней фазе оледенения (Q<sub>3</sub>).

#### Верхний и современный отделы

К описываемым отделам относятся делювиально-пролювиальные, пролювиальные, элювиальные и эоловые отложения. Делювиально-пролювиальные отложения развиты вдоль склонов хребтов в виде шлейфов и конусов выноса. Мощность их от 5 до 10 м. Отложения представлены лессовидными суглинками с примесью дресвы и щебня. Пролувиальные отложения отмечаются в устьевой части р. Агды-Ишкин (мощность до 5 м) и в районе пос. Ийме (мощность до 20 м). Толща рыхлых отложений состоит из крупно- и мелкощебенчатых суглинков и супесей, нередко имеющих хорошо выраженную слоистость. Элювиальные отложения приурочены в основном к поверхностям выравнивания (хребтов Бора, Хор-Тайга и Хемчикский); сложены они крупнообломочным материалом мощностью не более 2 м. Эоловые отложения отмечаются в

4

49

урочище Сескете. Они представляют светло-серыми хорошо отсортированными кварцевыми песками. Мощность их не превышает десятка метров.

#### Современный отдел

Современный отдел представлен аллювием I напойменной террасы, поймы и русловыми отложениями. Нижняя надпойменная терраса высотой в среднем от 3 до 4 м и пойма обычно сложены песчано-галечными глинастыми отложениями с небольшими прослоями желтовато-серых и желтых песков. Русловые отложения сложены крупногалечным и валунным материалом, а на участках замедленного течения хосослоистыми песками.

### ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования на исследованной территории занимают около 6% площади. По возрастному положению среди них выделяются три интрузивных комплекса: Актовракский, Сютохольский и Торгалыкский, имеющие различный петрографический состав.

#### НИЖНЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЙ (АКТОВРАКСКИЙ)

##### ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (57 Ст<sub>1-2</sub>)

Интрузивные образования Актовракского комплекса в исследованном районе представлены ультраосновными породами, приуроченными к зонам глубинных разломов древнейшего заложения. Интрузии этого комплекса в большинстве своем образуют небольшие по размерам, линейно вытянутые тела, строго подчиненные внутренней структуре вмещающих пород нижнего кембрия. Размеры отдельных интрузий варьируются десятками метров в длину при видимой мощности от 2 до 10 м, и лишь Хем-Теректыгская ультраосновная интрузия занимает площадь около 5 км<sup>2</sup>. По составу интрузии этого комплекса весьма однообразны и представлены в основном серпентинитами. В отдельных случаях среди последних встречаются сравнительно слабо серпентинизированные пироксениты (Хем-Теректыгская интрузия). Серпентиниты представляют собой темно-серые почти черные рассланцованные породы с неровным или плоскокоряковатым изомомом. Почти всегда серпентиниты содержат редкие тонкие прожилки хризотил-асбеста.

Среди серпентинитов выделяются две разновидности: антигортитовые и хризотил-антигортитовые. В антигортитовых разновидностях серпентинитов структура пластичатая, листоватая, реже игольчатая. Антигортит обычно наблюдается в виде удлиненных пластинок и листочков, нередко с зубчатыми границами. В хризотил-антигортитовых серпентинитах отмечается ре-

шетчатая структура, причем сетка состоит из тонких жилочек бесцветного хризотила, а промежутки между ними выполнены антигортитом или слабо плевхроидирующим серпентином. И в тех и в других разновидностях серпентинитов нередко отмечаются пластинки базита, сохраняющие форму зерен замещенного пироксена. В некоторых шифтах встречаются зерна хромшпинелидов, замещенные с перидерм магнепитом.

Определять первичный состав серпентинитов часто не представляется возможным ввиду полного замещения первичных минералов минералами группы серпентина. В ряде случаев отмечаются просессы лиственитизации, обусловившие образование серпентин-, тальк-актинолитовых и тальк-карбонатных пород. С процессами, вызывавшими интенсивную серпентинизацию гипербазитов, связано образование метасоматических микрокварцитов и кварцитов, часто встречающихся среди нижнекембрийских отложений. Ниже приводятся силикатный анализ серпентинитов из района Левобережья р. Ак-Сул (в вес. %) SiO<sub>2</sub> 36,86, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,89, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 6,72, FeO 0,40, MnO 0,008, CaO 1,72, MgO 36,86, K<sub>2</sub>O 0,73, п.д.л. 14,28.

Пироксениты встречаются среди серпентинитов Хем-Теректыгского массива. Кроме того, они слагают небольшое тело субширотного простирания на юго-востоке листа в районе урочища Бара-Холь. По внешнему виду пироксениты представляют собой зеленовато-серую среднекристаллическую породу с признаками серпентинизации. Порода состоит из зерен легкой пойкилоофитовая структура. Порода состоит из зерен сильно измененного пироксена и сосюритизированного плагиоклаза (лабрадор). Из акцессорных минералов отмечается фен, апатит, ильменит. В эвдоконтактах гипербазитов, как правило, не наблюдается признаков химической активности ультраосновной магмы, а также резко несогласных контактов интрузивных тел с вмещающими их породами. С интрузивными гипербазитов связаны мелкие проявления никели типа остаточных месторождений выветривания. Возраст интрузий актовракского комплекса определяется тем, что они в пределах района прорывают нижнекембрийские и за пределами листа среднекембрийские толщи и находятся в гальке базальтовых конгломератов ордовика (шешушдакская свита).

#### НИЖНЕДЕВОНСКИЙ (СЮТОХОЛЬСКИЙ) ИНТРУЗИВНЫЙ

##### КОМПЛЕКС (7 Д)

К сютохольскому комплексу отнесены следующие массивы: Озерный (верховья правых притоков р. Ишкин-Бажи), Богатейский (5 км севернее пос. Чулаксы), Благосулский (среднее течение р. Большой Уры), Сют-Хольский (южнее оз. Сют-Холь), Ишкинский (нижнее течение р. Усто-Ишкин), Ак-Сулский (нижнее течение р. Ак-Сул), Шегейский (водораздел рек Шеге—Терек-Тыт) и Чоор-Гангыгский (верховье рек Чоор-

Ганыг и Тамгалыг). Площадь массивов определяется от 3 км<sup>2</sup> (Шелейский и Ак-Сулгский) до 200 км<sup>2</sup> (Сют-Хольский). Интрузивные тела стогольского комплекса, судя по сравнительно небольшой ширине поля ороговикования, имеют штокообразную форму с крутыми контактами (Блансугский, Чоорганьский, Сютхольский), реже сравнительно пологие залегли (Шидейский).

Одной из характерных особенностей массивов является их дискордантный характер. В большинстве случаев контакты массивов являются резко секущими по отношению к структурам вмещающих их пород. В распределении массивов отмечается закономерная связь с зонами активизированными региональных разломов. Так, Озерный, Блансугский и Богазейский массивы приурочиваются к Урской зоне разломов, а все остальные к Хемчикско-Куртушибинской зоне глубинных разломов. Озерный, Богазейский, Блансугский, Ишкинский, Аксугский и Шелейский гранитные массивы можно объединить в одну группу, характерной особенностью которой является выдержанность структуры и минерального состава пород.

Наиболее сложным по строению является Чоорганьский массив, имеющий отчетливо выраженные зональное строение. Периферическая зона шириной около 500 м сложена серыми среднезернистыми кварцевыми диоритами. По мере удаления от контактов с вмещающими породами к центру они сменяются среднезернистыми гранодиоритами. Последние постепенно переходят в розовато-серые среднезернистые граниты, слагающие центральную часть массива.

Количественно-минералогический состав пород Чоорганьского массива дан (в объемных процентах) в табл. 1\*.

Таблица 1

№ образцов	Расстояние от контактов в м	Минералы						
		платино-кварц	микро-клин-перлит	кварц	пироксен	амфибол	биотит	магнезит
1602	250	49,8	13,6	16,1	0,5	11,1	8,7	0,2
2764	1700	52,9	14,6	20,1	—	5,1	5,8	0,2
2763	2200	38,2	13,2	36,2	—	3,9	8,0	0,5
2768	2400	36,5	21,4	35,6	—	1,1	4,0	0,4
2769	2700	37,9	23,4	29,3	—	3,5	5,8	0,1
6074	3000	25,4	30,2	30,8	—	7,2	6,0	0,4
2771—1	3500	25,0	33,3	37,8	—	1,0	2,5	0,6
2771—2	3200	47,2	15,6	28,9	—	4,9	2,8	0,2
2774	1800	52,7	10,8	26,9	—	2,8	6,6	0,2
2759	600	46,9	9,5	22,5	0,3	8,0	12,6	0,2
119	500	48,2	12,3	21,6	0,1	6,2	11,5	0,1
2758	400	51,3	14,0	16,7	—	6,6	11,2	0,2
2776—1	250	66,4	4,7	11,2	0,5	9,2	7,9	0,1
2776—2	200	73,5	0,4	13,2	0,1	4,1	8,5	0,2

\* Таблица заимствована из геологического отчета И. Н. Казакова, Д. М. Орлова и др. (1957).

Как видно из таблицы, количественно-минералогический состав пород от контактов штока к его центральному частям меняется плавно и закономерно. При движении от центра массива к его контактам в породах постепенно убывает содержание кварца и калиевого полевого шпата и возрастает количество плагиоклаза и темнокветных минералов. Одновременно происходит изменение структуры пород. Кварцевые диориты периферийной зоны обладают призматической структурой, а при удалении от контактов структура пород меняется на графитовую. На отдельных участках наблюдаются переходы к монитоновой структуре.

Характерной особенностью всех пород, слагающих массив, является наличие неравновесных ассоциаций минералов, частое присутствие реликтовых минералов, резко выраженная зональность плагиоклаза. Процентное соотношение породообразующих минералов Чоорганьского массива для отдельных разновидностей приведено в табл. 2.

Таблица 2

Породы	Калиевой полевой шпат	Платино-кварц	Кварц	Биотит	Родохристит	Пироксен
Биотитовый гранит	25—33	33—39	31—34	0,2—3,7	—	—
Биотитово-рогово-обманковый гранит	21—22	35—36	36—37	3—4	4—5	—
Гранодиорит	13—14	37—38	35—37	7—8	3—4	0,1—0,5
Диорит	0,3—0,4	73—74	12—13	8—9	4—5	0,2—0,7

При изучении этих разновидностей отмечается увеличение основности плагиоклаза от албита у гранитов до олигоклаза—андезина и андезина у диоритов.

В Сют-Хольском гранитном массиве выделяются две разновидности пород: розовато-серые средние и крупнозернистые альпикитовые и мясо-красные микропертитовые граниты. Первые слагают основную часть массива и сопоставляются с гранитами центральной части Чоорганьского массива. Мясо-красные граниты встречаются по периферии южной части массива, а также в виде небольших участков внутри его. На периферии массива (основание горы Кызыл-Тайга) мясо-красные граниты тектонически связаны с розовато-серыми гранитами. В центре массива из-за недостаточной обнаженности выявить взаимоотношения выделенных разновидностей гранитов представляется возможным. Подобными розовыми гранитами слагаются Блансугская и Озерная интрузии.

Нередко среди розовых разновидностей встречаются порфириновые биотитовые граниты. Порфириновые выделения,

представленные калиевым полевым шпатом, часто достигают 3 см в поперечнике.

Среди гранитов, состоящих из Блансугский массив, также встречаются отдельные небольшие участки красно-красных гранитов с неясными взаимоотношениями. Все остальные массивы — Ишклинский, Богазейский, Шелейский, Ак-Сугский сложены розовато-серыми, реже светло-серыми гранитами, нередко аляскидовыми разновидями. Крупнозернистые порфиритовидные разновидности для них нехарактерны и встречаются крайне редко. Наряду с этим в последних интрузивных сравнительно широким распространением пользуются двусложные биотит-мусковитовые граниты.

Породообразующие минералы гранитов этих массивов представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, биотитом и редкими зернами амфибола и мусковита. Плагиоклаз образует идиоморфные таблитчатые полисинтетически двойникованные кристаллы размером от 1—3 мм. Измененные плагиоклазы выражаются в серицитизации. Включения представлены рудным минералом, мелкими зернами апатита, циркона.

Плагиоклаз чаще всего представлен альбитом. Калиевый полевой шпат встречается в виде ксеноморфных зерен, выполаженных промежуточно между зернами плагиоклаза, а также образует порфировидные выделения размером до 1 мм в поперечнике. Калиевый полевой шпат часто пелитизирован. Нередко наблюдается наличие пертитовых вростков кислого плагиоклаза, включений зерен кварца и микропелититовые сростания с кварцем. Кварц образует трещиноватые зерна изометрической формы со слабым волнистым угасанием и с включениями биотита, полевого шпата, рудных и акцессорных минералов.

Биотит встречается в виде неправильных таблитчатых зерен бурого и буровато-зеленого цвета, с типичным для этого минерала мезохрономом. Биотит хлоритизируется, переходя в пеннин с лилово-синей аномальной интерференционной окраской. В биотите много включений циркона, рудных зерен. Мусковит отмечается в шифах Ишклинского и Ак-Сугского массивов. Встречается он в виде отдельных таблечек (до 1 мм), обычно развывающихся по биотиту. Амфибол для состава пород нехарактерен. Обычно образует единичные зерна размером 0,1—0,2 мм. По амфиболу развивается сильно хлоритизированный биотит.

Акцессорные минералы всех разновидностей примерно одинаковы и представлены апатитом, сфеном, ортитом, магнетитом, флюоритом и турмалином. Последние особенно характерны для Ишклинского и Ак-Сугского гранитных массивов. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, эпидотом, пезитом.

Структура пород гранитовая, гранулитовая, аглотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, порфиритовидная, реже аллитовая и микропелититовая. Ниже приводятся силовитные анализы из гранитов Ак-Сугского и Сюг-Хольского массивов (табл. 3).

Т а б л и ц а 3

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	FeO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
1	73,92	0,15	14,40	0,76	1,89	0,05
2	77,40	0,06	12,72	0,86	0,80	—
№ пробы	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П. и н.
1	0,59	0,72	2,86	4,12	0,30	0,59
2	0,14	0,40	2,84	3,80	0,10	0,80

Контактовые воздействия гранитов сюгхольского комплекса на вмещающие породы выражаются в образовании широких ореолов роговиков. Широкие зоны роговиков колеблется от 200 м (Блансугский, Чоорганыгский) до нескольких километров (Ак-Сугский, Шелейский и др.). Роговики представлены следующими разновидностями: биотитовые, амфиболо-биотитовые, кордиерито-биотитовые, анорто-амфиболо-плагиоклазовые, диопсидо-кордиерито-биотитовые. Граниты сопровождаются многочисленными дайками порфиоров, гранит-порфира, апатитов, пелититов, кварцевых дноритов. С интрузивными сюгхольского комплекса связана следующая эндогенная минерализация: вольтрам, в виде вольтрамита и шеллита, молибден, висмут и медь.

Данные о возрасте сюгхольского интрузивного комплекса сводятся к следующему: граниты этого комплекса на площади листа и за его пределами повсеместно прорывают немые нижнедевонские осадочно-эффузивные образования; в нижнем течении р. Алаш (за пределами листа) в базальных конгломератах достоверно эйфельских отложений содержится галька ратитов сюгхольского комплекса (Т. Н. Иванова, Н. И. Попова, 1956 г.). В районе пос. Чутаксы галька гранитов сюгхольского комплекса обнаружена также в базальных слоях нижнего карбона. Определения аргоновым методом абсолютного возраста гранитов, взятых из сюгхольского массива и гальки № базальных слоев эйфельских отложений, дали 260—280 млн. лет (Иванова, Попова, 1956).

#### СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ (ТОРГАЛЫКСКИЙ) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (Vу D<sub>2</sub>)

Интрузивные образования этого комплекса на площади листа имеют весьма ограниченное распространение. Они представлены малыми интрузивными дайками. Первые обычно имеют непрямоугольную форму и занимают площадь около

3,5 км<sup>2</sup>. Малые интрузии встречаются в среднем течении р. Кур-шеде, на правом склоне урочища Бара-Холь, в междуречье Хемчик — Ак-Суг и на левобережье р. Устю-Ишкын. В их строении принимают участие породы среднего состава — диориты, кварцевые диориты и диоритовые порфириты.

Описываемые образования прорывают весь комплекс отложений, исключая нижний карбон. Породы этой группы представлены серыми и темно-серыми массивными и порфировидными среднезернистыми породами. В порфировидных породах вкрапленники представлены амфиболом и полевым шпатом и составляют 20—30% объема породы, лишь иногда достигая 40%. Кроме плагиноклаза и роговой обманки, в составе этих пород отмечается кварц и изредка авгит.

Структура диоритов гипидноморфнозернистая, структура основной массы порфировидных разновидностей микроаллотриоморфнозернистая и микрогипидноморфнозернистая. Сохранение темновесных компонентов в породе колеблется в пределах от 5 до 25%, что позволяет выделить среди них лейкократовые и меганократовые разновидности, переходы между которыми довольно постепенные.

В большинстве средн малых интрузий преобладают меганократовые разновидности и лишь в Бара-Хольской диоритовой интрузии отмечаются обратные явления. Малые интрузии с вышележащими породами имеют четкие резкие контакты. Приконтактные изменения незначительные. С малыми интрузиями трещинного типа связана убогая медная минерализация.

Дайковые тела имеют преимущественно гластообразную форму. Чаще они согласные, реже — секущие. Протяженность даек до 1,5—2,0 км при мощности от единицы до первых десятков метров. По петрографическому составу среди них выделяются разновидности основного, среднего и кислого состава, причем наибольшим распространением пользуются дайки, представляющие породами основного состава, наименьшим — кислого. Ниже приводится петрографическая характеристика наиболее распространенных среди даек пород.

Габбро-диабазы, габбро-порфириты, диабазы и диабазовые порфириты слоятся многочисленными дайковыми телами, обычно тяготеющими к зонам дизъюнктивных нарушений. По внешнему виду это темно-серые с зеленоватым оттенком породы, различающиеся между собой по структуре. Для них характерна офитовая, пойкилофитовая, диабазовая, микрогаббровая, интерсертазная и порфировая структуры. Главные породообразующие минералы представлены моноклинным, редко ромбическим пироксеном и плагиноклазом (габбродор). Из вторичных минералов отмечается оливин, обычно замещенный серпентином, и кварц, присутствующий в кварцевых разновид-

ностях диабазов. Акцессорные минералы представлены апатитом и магнетитом.

В Хемчикско-Куртушбинской зоне разломов встречаются дайки амфиболитизированных габбро-диабазов и диабазов, имеющих реликтивно-диабазовую (габбро-диабазовую) структуру. В зависимости от интенсивности проявления вторичных процессов наблюдаются переходы от слабо измененных амфиболитизированных габбро-диабазов, содержащих довольно свежий плагиноклаз типа андезин-лабрадор, лабрадор, до амфиболитов и, в ряде случаев, до эпидиозитов с лепидогранобластовой структурой.

Кварцевые порфириты и альбитофириты слоятся отдельными секущими дайками в восточной части района. Макроскопически они представляют собой желтовато-серые довольно плотные породы с порфировыми выделениями кварца и плагиноклаза.

Структура пород порфировая со сферолитовой, микропойкилитовой и микрографической структурами основной массы. Довольно часто в составе основной массы отмечаются присутствия сферолитов и псевдосферолитов, сложных крупных кристаллическим кварцево-полеволитовым агрегатом. Между сферолитами располагается мелкозернистый агрегат кварца, плагиноклаза и хлорита. Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, апатитом и сфеном.

Возраст образований торгальского комплекса определен следующими данными. Они прорывают нижне- и среднедевонские (в соседнем районе) отложения, включая и жигарские, хотя большая их часть залегает среди образований нижнего девона и эйфеля. В то же время на территории листа М-46-IX встречено несколько даек, прорывающих отложения верхнего девона. Определения абсолютного возраста малых интрузий аргоновым методом показали возраст 300—340 млн. лет (Полывая, 1955). Учитывая эти данные, можно отметить, что время формирования всего комплекса пород соответствует времени от нижнего до верхнего девона, хотя возраст большинства из них может условно датироваться средним девоном.

## ТЕКТОНИКА

Лист М-46-П располагается на стыке структур Западного Саяна и Тувы, сопрягающихся по Саяно-Тувинскому разлому. Главнейший Саяно-Тувинский разлом (Кузнецов, 1946), названный также Большим Тувинским разломом или Хемчикско-Куртушбинской зоной глубинных разломов, прослеживается в восток-северо-восточном направлении от верховьев р. Хемчик в Западной Туве вплоть всего Куртушбинского хребта до верховьев р. Систиг-Хем в Северо-Восточной Туве. Его протяженность превышает 300 км.

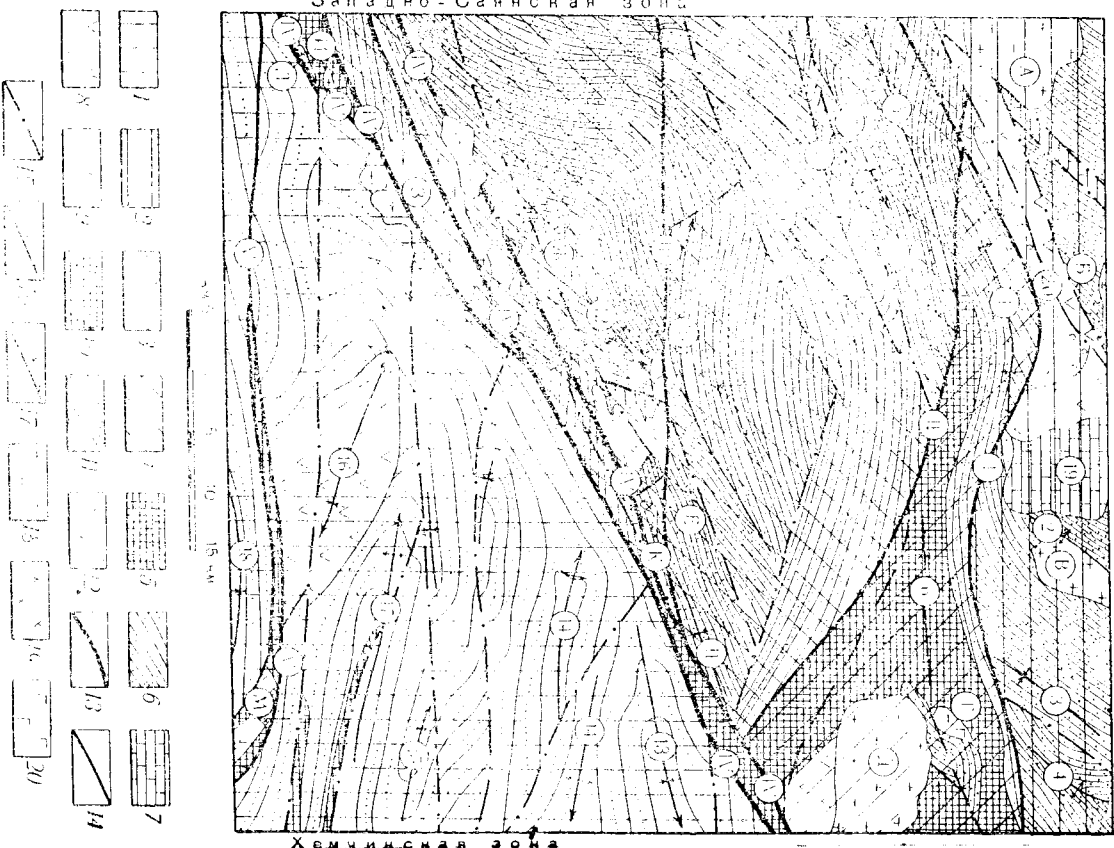


Рис. 1. Тектоническая схема

1-4—структура первого порядка: Хемчинский антиклинорий (1), Усинско-Урский синклиналь (2), Куртушинский антиклинорий (3), Сютоховско-Ишккинское поднятие (4); 5-9—структурные этажи Западно-Саянской структурно-фациальной зоны: I—структурный этаж—См (5), II—структурный этаж—См<sub>2</sub>—С<sub>1</sub> (6), III—структурный этаж—С<sub>1</sub>—С<sub>2</sub> (7), IV—структурный этаж—Д<sub>1</sub> (8), V—структурный этаж—Д<sub>2</sub> (9); 10-12—структурные этажи Хемчинской структурно-фациальной зоны: I—структурный этаж—См (10), II—структурный этаж—О—С (11), III—структурный этаж—Д (12); 13—глубинные разломы; 14—тектонические нарушения регионального значения; 15—прочие разрывные нарушения; 16—оси синклинальных комплексов; 17—оси антиклинальных структур; 18—интрузивные массивы Сютоховского комплекса; 19—интрузивы торгальского комплекса; 20—пиробазиты актохарского комплекса. Пунктирные структуры (обозначены цифрами в кружочках): 1—Карабаская синклиналь; 2—Вансугская синклиналь; 3—Толуцкая синклиналь; 4—Малоусская антиклиналь; 5—Сайханашская синклиналь; 6—Толуур-Султская синклиналь; 7—Уст-Шевесинская синклиналь; 8—Атаи-Шевесинская синклиналь; 9—Адай-Качугальская антиклиналь; 10—Таллак-Шадская синклиналь; 11—Терек-Тыгская синклиналь; 12—Ишккинская антиклиналь; 13—Шангынская син-

В определенные этапы формирования Саяно-Тувинского региона по этому разлому осуществлялись разнонаправленные вертикальные перемещения саянского и тувинского блоков. Это обусловило значительное различие разрезов палеозойских отложений Западного Саяна и Тувы.

На протяжении всей истории формирования каледонских структур Западного Саяна и Тувы, Хемчинско-Куртушинская зона разлома являлась зоной повышенной подвижности, контролировала интрузивную деятельность нескольких этапов (нижне-среднекембрийские пиробазиты автоваряцкого комплекса, нижнедевонские граниты сютоховского комплекса, среднедевонские малые интрузии торгальского комплекса), а также являлась контролирующей структурой для оруденения различных этапов металлогенетического развития указанной области. Это позволило Д. В. Вознесенскому рассматривать Хемчинско-Куртушинскую зону глубинных разломов как структурно-металлогенетическую зону.

Наблюдения над современным рельефом области сопряжения Западного Саяна и Тувы указывают на наличие тектонических движений по Саяно-Тувинскому разлому в новейшее время. К северу от зоны разломов располагается Западно-Саянская структурно-фациальная зона, к югу — Хемчинская структурно-фациальная зона (рис. 1). В пределах Западно-Саянской структурно-фациальной зоны могут быть выделены следующие структурные единицы первого порядка: Усинско-Урский синклинорий; Сютоховско-Ишккинское поднятие; Куртушинский антиклинорий.

Хемчинская зона листа охватывает небольшую часть крупной структуры, известной под названием Хемчинского антиклинория.

### СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНО-САЯНСКОЙ ЗОНЫ

Усинско-Урский синклинорий располагается в южной части Центральной области Западного Саяна. В пределах листа попадает лишь небольшая часть этой крупной структуры от северной рамки листа до субширотной Урской зоны разломов, которая одновременно является северной границей Куртушинского антиклинория. Наиболее молодые ми палеозойскими отложениями Усинско-Урского синклинория являются весьма слабо метаморфизованные красноцветные

кислота; 14—Ийменская антиклиналь; 15—Секетейская синклиналь; 16—Ван-Талинская синклиналь; 17—Адай-Шовская антиклиналь; 18—Чаданская синклиналь; 19—Тавлыкская брахиклининаль; 20—Чулакская синклиналь. Давыдженские структуры (обозначены цифрами в кружочках): I—Урская зона разломов (Саяно-Тувинский глубинный разлом); II—Таллакский разлом; III—Хемчинско-Куртушинская зона разломов (Саяно-Тувинский глубинный разлом); IV—Хемчинско-Куртушинская зона разломов (Саяно-Тувинский глубинный разлом); V—Артыгалктынская зона разломов (Саяно-Тувинский глубинный разлом); VI—Озерный разрывный массив; VII—Возлеженский Интрузив (обозначен буквами в кружочках); VIII—Хем-Теректынский интрузив; IX—Толуур-Султский интрузив; X—Шевесинский интрузив; XI—Ишккинский, платиний Интрузив; XII—Хольский гранитный массив; XIII—Шевесинский интрузив; XIV—Толуур-Султский интрузив; XV—Хольский интрузив; XVI—Хольский интрузив; XVII—Хольский интрузив; XVIII—Хольский интрузив; XIX—Хольский интрузив; XX—Хольский интрузив.



ты. Ось ее изменяет свое направление от субширотного до северо-восточного. Шарнир синклинали воздымается в северо-восточном направлении.

Ишкинская антиклинальная складка, в ядре которой располагается ишкинский гранитный массив, имеет в плане линейно-зубчатую форму. Шарнир ее испытывает погружение от центра складки как на северо-восток, так и на юго-запад. Падение крыльев крутое (65—70°). Северное крыло складки осложнено дополнительными складками более мелких порядков.

В пределах Куртушшинбинского антиклинария, представляющего собой выступ кембрийского складчатого фундамента Западно-Саянской зоны, широко развиты нижнекембрийские отложения, слагающие первый структурный этаж Западно-Саянской и Хемчикской структурно-фациальных зон. Нижнекембрийские отложения характеризуются повсеместно проявленной складчатостью линейного типа и заметным метаморфизмом (неглубокая стена зеленокаменная измененная основных пород). Меньшая интенсивность проявления складчатости в нижнекембрийских породах объясняется, по-видимому, меньшей их податливостью к складчатым деформациям по сравнению с породами второго структурного этажа в области Сютохольско-Ишкинского поднятия. Второй структурный этаж Куртушшинбинского антиклинария слагается породами ала-сурской свиты и ордовика, непосредственно залегающими на нижнекембрийском фундаменте, т. е. здесь выпадают из разреза верхнекембрийские — сютохольская и ишкинская толщи. Породы аласурской свиты слагают здесь Карайскую синклинали, срезанную сбросом. Ось этой структуры имеет субширотное простирание и слегка изогнута в плане.

#### СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ ХЕМЧИКСКОЙ ЗОНЫ

В пределах Хемчикской структурно-фациальной зоны породы первого структурного этажа (нижний кембрий) выступают лишь в виде узких тектонических клиньев широтного простирания. Непосредственно с ордовикских отложений начинается второй структурный этаж шемудлагской свиты и заканчивается силурийскими отложениями чергакской свиты. Таким образом, здесь выпадают из разреза не только верхнекембрийские толщи (отсутствуют уже в пределах Куртушшинбинского антиклинария), но и кембро-ордовикские отложения аласурской свиты. Складчатые структуры второго структурного этажа в пределах Хемчикской зоны характеризуются чередованием широких синклинальных складок и разделяющих эти синклинали узких гребневидных антиклиналей. Преобладает простирание структур, близкое к широтному. Падение пород на крыльях сравнительно крутое. Региональный метаморфизм ордовикско-силурийских толщ в Хемчикской

зоне проявлен слабо; развитие вторичных минералов в кембрийских породах не нарушает их первоначальной структуры и окраски. Третий структурный этаж в Хемчикской зоне представлен нижнедевонскими отложениями кендейской свиты. Баян-Талинская полая синклиналь, сложенная этими отложениями, является, по-видимому, наложенной на структуры второго этажа.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ДИЗЬЮНКТИВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Крупнейшей дизъюнктивной структурой в области сопряжения Западного Саяна и Тувы является глубинный Саяно-Тувинский разлом. Заложение этой структуры произошло, по мнению В. А. Кузнецова (Кузнецов, 1952), еще в нижнем кембрии. Разнонаправленные движения саянского и тувинского блоков устанавливаются в верхнем кембрии, ордовике, силуре и девоне.

Новейшие движения блоков по этому разлому нашли свое отражение в современном рельефе этой области. Уже отмечалась контролирующая роль этой глубинной структуры в размещении интрузий автоврацкого, сютохольского и торгальковского комплексов, а также в размещении рудопроявлений средних и поздних этапов металлогенического развития Алтай-Саянской области.

В пределах листа к Хемчикско-Куртушшинбинской зоне разломов принадлежит серия параллельных, кулисообразно расположенных разломов восток-северо-восточного простирания, протягивающихся от выхода р. Ак-Суг из гор в долину р. Хемчик в район большой излучины р. Хемчик. За пределами листа устанавливается крутое юго-восточное падение поверхности сбрасывателя некоторых из этих разломов. Иногда же можно наблюдать, что в разрезе эта поверхность имеет S-образную форму. Структуры юго-восточного крыла обычно надвинуты на верхнекембрийские отложения лежащего бока. Амплитуда вертикального перемещения в ряде участков превышает 5 км. К северу от главного нарушения амплитуда параллельных ему сбросов постепенно уменьшается до нескольких сотен метров. Разломы обычно сопровождаются неширокой (до 200 м) зоной интенсивного перетирания пород, иногда сопровождающейся незначительным ожелезнением, окварцеванием и карбонатизацией. В пределах листа к Хемчикско-Куртушшинбинской зоне разломов тяготеют рудопроявления руды, свинца и мезоди. Крупными дизъюнктивными нарушениями являются Урская зона разломов субширотного простирания и Шомшумский сброс, ограничивающие структуру Куртушшинбинского антиклинария.

Урская зона разломов протягивается в широтном направлении вдоль северного склона Хемчикского хребта. В плане



она полого изогнута, так что участки восток-северо-восточного направления плавно сопрягаются с участками северо-западного направления. Падение плоскости сбрасывателя на участке верхнего течения р. Большой Уры, крутое северное, в остальной части наши данные по этому вопросу являются недостаточными. Амплитуда вертикального перемещения достигает нескольких километров. Вдоль Урской зоны разломов породы шипетской серии испытывают интенсивное смятие и расщепление, девонские и карбоновые отложения подвергнутся дроблению (так же как и породы аласурской свиты и кембрия, слагающие Куртушибинский антиклинорий).

Шомшумский разлом имеет характер крутого взброса. Он протягивается в северо-западном направлении по лево- и правобережью р. Шом-Шум. Поверхность сбрасывателя падает под углом 60—70° на северо-восток. Породы чингисской серии слетка надвинуты на серцитито-хлоритовые сланцы стюхольской толши и метаморфизованные песчаники и сланцы ишкнинской толши. Простирание сланцеватости в обеих толщах совпадает. В верхнекембрийских породах в зоне разлома отмечается развитие мелких и мельчайших складок, массивные породы чингисской серии разбиты мелкими нарушениями, по видимому, сопряженными с Шомшумским разломом. Важно отметить, что шомшумский сброс северо-западного простирания отчетливо пересекается разломами Хемчикско-Куртушибинской зоны в районе большой излучины р. Хемчик.

Крупными дизъюнктивными нарушениями широтного простирания являются талдакский и аргалытинский разломы. Талдакский разлом прослеживается на протяжении около 40 км и характеризуется значительной амплитудой вертикального перемещения, сопряженной с мощностью девонских отложений, сохранившихся лишь на отдельных участках в зоне этого разлома. Поверхность сбрасывателя близка к вертикальной плоскости. В зоне разлома, достигающей ширины 200—300 м, развиты сильно катаклазированные хлоритизированные плотные породы, иногда содержащие мелкие рудопроявления меди.

В породах аласурской толши вдоль разлома интенсивно проявлено тектоническое разлинзование прослоев песчаников и развитие своеобразных складочек волочения. Этот разлом постепенно затухает в западном направлении, прослеживаясь на несколько километров западнее рамки листа. На востоке этот разлом срезается разломами Хемчикско-Куртушибинской зоны. Аргалытинский разлом протягивается в широтном направлении вдоль южной рамки листа на расстоянии около 60 км. На значительном протяжении по этому разлому выходят на поверхность нижнекембрийские отложения, сопровождающиеся интрузиями гипербазитов. Поверхность сброса

вертикальная. Амплитуда вертикального перемещения, по видимому, достигает нескольких километров. Вышеописанные дизъюнктивные нарушения ограничивают обычно крупнейшие тектонические структуры листа (например, Куртушибинский антиклинорий, Стюхольское поднятие и т. д.). Более мелкие нарушения, указанные на геологической карте, в большинстве случаев подчинены складчатым структурам второго порядка в пределах каждой из этих зон.

Последовательность тектонических процессов на территории листа представляется нам в следующем виде. В нижнем (и частично в среднем) кембрии происходит повсеместное накопление мощных диабазо-спилито-сланцевых толщ (чингиская серия, алтынбулакская и акдуртская толши), сопровождающиеся на некоторых участках образованием архециатовых известняков.

В первой половине среднего кембрия в результате проявления первых фаз каледонского тектогенеза происходит поднятия солдация зоны в целом. В пределах листа происходит поднятие всей Хемчикской зоны и Куртушибинского антиклинория Западно-Саянской зоны. К этому же времени относится заложение основных дизъюнктивных структур листа: Хемчикско-Куртушибинской зоны, Урской зоны и Шомшумского разлома. Южно-Саянский гипербазитовый пояс, сформировавшийся в среднем кембрии, как бы намечает контуры Хемчикско-Куртушибинской зоны глубинных разломов. В Западно-Саянской зоне формируется верхнекембрийский осевой прогиб, в котором накапливаются мощные толщи флишидного типа (ишкнинская, стюхольская толши и аласурская свита). В конце верхнего кембрия — начале ордовика в прогибание вовлекается северная окраина Куртушибинского антиклинория, где в отличие от остальной части Западно-Саянской зоны аласурская свита залегает непосредственно на нижнем кембрии. В дальнейшем в ордовике и нижнем силуре Усинско-Урский синклинорий продолжает оставаться областью прогибания и накопления осадков геосинклинального типа (шипетская серия). В Туве (в пределах листа — в Хемчикской зоне) формируется ордовико-силурийский прогиб, заполняющийся отложениями тивикско-силурийский прогиб, заполняющийся отложениями эпидомласе в ордовике (шешушадатская свита) и морскими эпиконтинентальными отложениями (черлакская свита) в силуре. В области Куртушибинского антиклинория ордовикские отложения представляются также прибрежно-морскими тубо-кластическими толщами, силурийские отложения здесь неизвестны.

Стюхольско-Ишкнинское поднятие, по видимому, представляло область размыва, лишь в южной его части (тяготеющей к ордовикско-силурийскому Тувинскому прогибу) на отдельных участках (нижнее течение р. Алды-Ишкин) силурийское море образовывало изолированные заливы. Напряжения зем-

ной коры в области Сютохольско-Ишкинского поднятия, вы-  
званные прогибанием ее в Усинско-Урском синклинории и  
в пределах Тувинского прогиба, привели к образованию раз-  
ломов, преимущественно широтного простирания (Талдак-  
ский разлом). Процессы динамометаморфизма, наложенные  
на предшествующий им региональный метаморфизм верхне-  
кембрийских толщ, придали на обширных площадях породам  
этих толщ облик серпичито-хлоритовых сланцев. Замыкание  
ордовикско-силурийского прогиба в пределах Усинско-Урско-  
го синклинория происходит на границе нижнего и верхнего  
силура. Ордовикско-силурийский прогиб в Хемчикской зоне  
продолжает свое существование и в нижней части силура.  
В верхнем силуре в пределах Усинско-Урского синклинория  
морские отложения накапливаются в пределах остаточного  
прогиба, унаследованного от предыдущего этапа. Перерыв на  
границе верхнего силура и нижнего девона соответствует вре-  
мени образования брахиструктур типа тавылыкской брахисин-  
клинали.

Девонские отложения формируются в остаточных изолиро-  
ванных прогибах. Отложению их предшествовали глубинные  
расколы земной коры, по которым проникли магматические  
образования (лавы и туфы) нижнего девона. В условиях пе-  
реходных к платформенным формировались складчатые струк-  
туры нижнего карбона.

Внедрение интрузий сютохольского комплекса, широко рас-  
пространенных в пределах листа, произошло, по-видимому, на  
границе среднего и нижнего девона. В среднем девоне маг-  
матическая деятельность выразилась во внедрении малых  
интрузий торгальского комплекса. Более молодые интрузив-  
ные образования в пределах рассматриваемого региона не-  
известны. В течение всего девона продолжались интенсивные  
движения по ранее заложеным крупным разломам. Эндо-  
генная минерализация поздних этапов Саяно-Тувинского ре-  
гиона контролируется этими разломами.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рельеф изученной площади является сложным и неодно-  
родным. Северная часть района относится к Западному Сая-  
ну и характеризуется средне- и высокогорным рельефом.  
В южной части, принадлежащей к Хемчикской котловине,  
рельеф равнинный, мелкопочвенный и низкотеррасный. Крутые  
формы современного рельефа района в виде горных мас-  
сивов и котловинны созданы новейшими глыбовыми тектониче-  
скими движениями при второстепенной роли параллельно дей-  
ствующих экзотенных процессов. В связи с этим на изучен-  
ной площади выделяются следующие морфологические типы  
рельефа (рис. 2):

- 1) денудационно-тектонический рельеф;
  - 2) аккумулятивный рельеф.
- В каждом типе соответственно морфологическому облику  
и гипсометрическому положению выделяются подтипы релье-  
фа.

### ДЕНУДАЦИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЛЬЕФ

1. Высокогорный глубоко расчлененный рельеф с форма-  
ми ледниковой скульптуры (абсолютные высоты от 1200 до  
2800 м) приурочен к водораздельной части хр. Западного  
Саяна. Гребни водоразделов имеют здесь зубчатые или пило-  
образные очертания с отдельными резко очерченными скали-  
стыми останцами. Склоны хребтов крутые, порой отвесные и  
представляют собой сходившиеся стеньки каров и цирков.  
В центральных частях их часто расположены каровые озера.  
Долины рек глубоко врезаны и имеют четко выраженный  
троговый характер. Этот подтип рельефа образовался за счет  
древних выровненных поверхностей, которые были подняты  
новейшими тектоническими движениями и подвергались ин-  
тенсивному воздействию волной и ледниковой эрозии.

2. Высокогорные выровненные поверхности занимают  
часть водораздельных пространных Хемчикского хребта, гор  
Хор-Тайга и Боро-Тайга, располагаясь на высоте 1500—2200 м,  
с относительно высокими превышениями в 200—300 м. Они харак-  
теризуются массивностью форм, слабой расчлененностью,  
плывными и округлыми очертаниями, характерными куполо-  
видными вершинами, разделенными заболоченными ложбина-  
ми. Часть выровненных пространных являются типичными  
гольдами, где характерными микроформами являются кур-  
мы, нагорные террасы, каменные многоугольники. Слабо рас-  
члененный рельеф поверхностей выравнивания является, веро-  
ятно, реликтовым дочетвертичным, сохранившимся в основных  
чертах свой первонаачальный облик, благодаря удаленности от  
основных базисов эрозии.

3. Среднетеррасный пологосклонный слабо расчлененный  
рельеф (абсолютные высоты до 2400 м, относительные превы-  
шения 200—300 м) отмечается в верховьях р. Большой Уры  
и представляет собой пологохолмистое и слабохолмистое пла-  
то с редкими западинами и отдельными скалистыми останца-  
ми. Все пологие формы описываемого рельефа образовались  
за счет плоскостного смыва и экзорации с образованием на  
склонах и у подножий мощных деловиальных плашей.

4. Среднетеррасный глубоко расчлененный рельеф (абсолют-  
ные высоты от 1000 до 2200 м) описывается высокогорные вы-  
ровненные поверхности, занимающая северо-восточную, централь-  
ную и частично западную часть изученной площади. Этот  
рельеф характеризуется сильной расчлененностью, узкими,

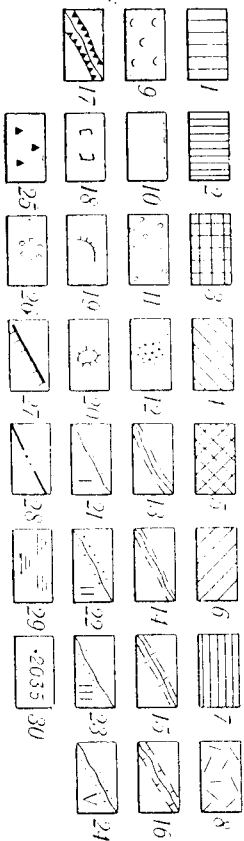


Рис. 2. Геоморфологическая схема

**Морфогенетические типы рельефа.** Денудационно-эктонический рельеф: 1—высототеррасный рельеф с формами денкиковой складчатости; 2—высототеррасный рельеф с формами денкиковой складчатости; 3—среднетеррасный рельеф с крутыми склонами; 4—среднетеррасный рельеф с крутыми склонами; 5—среднетеррасный рельеф с крутыми склонами; 6—низкотеррасный рельеф с крутыми склонами; 7—мелкосопочный рельеф; 8—волнистый рельеф; 9—мелкосопочный рельеф; 10—оверные впадины; 11—ледниковый рельеф; 12—эоловый рельеф; 13—долина с пологими склонами; 14—яшиксообразные долины; 15—V-образные глубоководные долины; 16—троговые долины; 17—антепедипные участки долин; 18—районы перехватов; 19—нагорные террасы; 20—останцы;

**Формы рельефа.** Складчатые: 21—пойма и I надпойменная терраса; 22—II надпойменная терраса; 23—III надпойменная терраса; 24—V надпойменная терраса; 25—каменные россыпи и росы; 26—каменные многоугольники. Тектонические: 27—тектонические уступы, обрывы; 28—главный водораздел; 29—заболоченные участки; 30—высотные отметки

часто зазубренными хребтами с крутыми склонами, покрытыми тонким чехлом песчано-щебневатого материала. Долины ключей и рек имеют V-образное поперечное сечение, редко уширенное, продолжный профиль их не выработан.

5. Среднетеррасный резко- и мелкодолиный расчлененный рельеф (абсолютные высоты до 2200 м, относительные превышения до 1500 м) занимает водораздельную часть рек Устун-Ишкун и Ата-Ишкун, левобережье р. Шом-Шум. Рельеф характеризуется резкой и мелкодолиной расчлененностью, по-всеместным развитием осыпей, яшикообразным поперечным профилем долин. Интенсивное и дробное расчленение рельефа обусловлено значительными амплитудами высот и близостью местных базисов эрозии.

6. Низкотеррасный резко расчлененный рельеф (абсолютные высоты до 1400 м, относительные превышения 300 м) развит в основном на правом берегу р. Хемчик. Рельеф отличается резкостью форм и густотой эрозионного расчленения. Гребневые линии водоразделов сильно расчленены, склоны довольно крутые. Ведущую роль рельефообразующую роль имеет здесь эрозионный смыв.

7. Мелкосопочный рельеф. Абсолютные высоты до 1000 м, относительные превышения 200—300 м. Этот рельеф приурочен к междуречью рек Хемчик—Чадан; кроме того, в виде разобщенных небольших участков встречается к северу от пос. Шанчи. Мелкосопочный рельеф представляет собой беспорядочно расположенные невысокие холмы или отдельные возвышенности. Последние имеют пологие склоны, в основном погребенные под делювиально-пролювиальные наносы. Низкотеррасный и мелкосопочный рельеф развивается за счет зоны среднегорья, путем его эрозионного расчленения.

### АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

1. Водринность делювиально-пролювиальные равнины распространяются среди низкогорья и мелкосопочника. К ним относятся урочища Шанчи, Баян-Тала, Сыын-Чурээ. Волнистость равнин характеризуется довольно ровной поверхностью, меньшей углубленностью долины р. Хемчик и расчлененностью многочисленными сухими логами. В пределах последних отмечается маломощный покров рыхлых отложений, представляющий щебенкой и песчано-глинистым материалом.

**Аккумулятивные формы:** 21—пойма и I надпойменная терраса; 22—II надпойменная терраса; 23—III надпойменная терраса; 24—V надпойменная терраса; 25—каменные россыпи и росы; 26—каменные многоугольники. Тектонические: 27—тектонические уступы, обрывы; 28—главный водораздел; 29—заболоченные участки; 30—высотные отметки

2. Предгорные шлейфы, выделенные по обеим берегам среднего течения р. Хемчик, оконтуривают пологую зону среднерельефа и низкогогорья. Ширина шлейфов достигает 4 км. Поверхность шлейфов сравнительно ровная, под углами 3—5° наклоненная к долине р. Хемчик.

3. Озерные впадины. К ним относится впадина оз. Сют-Холь, расположенного на высоте 1800 м. Площадь самого озера 14 км<sup>2</sup>, с севера и с запада оконтуривается пологонаклонной заболоченной равниной. Следов молодой интенсивности эрозии здесь не наблюдается. Впадина оз. Сют-Холь является, вероятно, реликтовой, т. е. носит черты законсервированного дочетвертичного рельефа, приподнятого на значительную высоту и в меньшей степени затронутого процессами современной эрозии, нежели обычный предгорный рельеф.

4. Ледниковый рельеф распространен в районе озер Олон-Нур, в верхнем и среднем течении рек Ады и Усту-Чода-Сул, Сайханаш. Ледниковые отложения представлены в основном конечной мореной, образующей конечноморенный грядовый и беспорядочно холмистый рельеф. Первый распространен в долинах и представлен грядами, достигшими нескольких сотен метров в длину высотой до 7 м. Второй приурочен в основном к водоразделам и характеризуется чередованием западин с округлыми слабо вытянутыми холмами высотой до 5 м местами сменяющимися почти равнинными участками. Здесь широко развиты озера и болота.

5. Золотой рельеф развит в урочище Секете. Золотые пески образуют здесь характерные аккумулятивные формы рельефа: незакрепленные гряды и барханы. Золотые отложения образуются за счет развития аллювиальных образований древнего русла р. Хемчик.

#### ОСНОВНЫЕ МОМЕНТЫ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

Согласно представлениям исследователей Тувы и Южной Сибири в конце мезозоя и начале третичного периода Тува и прилегающие области представляли собой поверхности выравнивания (Гудиллин, 1952). Во второй половине третичного — начале четвертичного времени проявляются основные движения новой эпохи горообразования, создавшие основные черты современного рельефа. В этой эпохе выделяется несколько этапов. Интенсивные движения первого этапа (конец олигоцен — начало миоцена) привели к образованию Хемчикской котловины и окружающих ее хребтов. Последующие два этапа (конец плиоцена — начало четвертичного периода, нижнечетвертичное время) знаменуются дальнейшим поднятием и глыбоким расчленением хребтов Западного Саяна. Тектонические поднятия и общеклиматические изменения четвертичного времени привели к развитию оледенения.

По данным Н. А. Фимпцева (1958), достоверные следы оледенения в Западной Туве устанавливаются со второй половины среднего плейстоцена. Отмечается две фазы оледенения — предпоследняя ( $Q_2$ ) и последняя ( $Q_3$ ).

Следы последней фазы на исследованной площади, как отмечалось выше, наблюдаются в Саянском хребте. В последледниковый и современный период происходит дальнейшее воздымание страны, о чем свидетельствует появление послеледниковых террас и резко выраженные тектонические уступы — особенно по бортам долины р. Хемчик и в пределах Западного Саяна.

#### ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На исследованной территории обнаружены и изучены металлические, неметаллические полезные ископаемые и строительные материалы. Металлические полезные ископаемые представлены железом, хромом, медью, свинцом, ртутью, вольфрамом, молибденом, никелем и кобальтом, а неметаллические — асбестом. Из строительных материалов отмечены известняки, глины, пески и песчаники.

#### МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Все входящие в эту группу рудопроявления — хрома с примесью меди и никеля, железорудные, медные, кобальт-никелево-медные, ртутные, молибденово-вольфрамовые, вольфрамомолибдено-висмутовые, свинцовые и урановые — по типу относятся к гидротермальным трещинно-жильным образованиям. Некоторые из этих рудопроявлений связаны с сютохольским и торгальским интрузивными комплексами и тяготеют к зонам крупных тектонических нарушений, развитых на стыках различных структурно-фациальных зон. Участками их непосредственного проявления являются интрузивные тела и сопровождающие жильные образования.

#### Черные металлы

Железо. Железорудная минерализация отмечена главным образом на левобережье р. Ады-Ишкин (33, 11, 19, 35, 43 и др.), где встречаются кварцево-гематитовые жилы мощностью от нескольких сантиметров до 0,3 м. Гематит присутствует в виде четко ограниченных кристаллов с редкой штриховкой на гранях и обычно сопровождается вторичными минералами — гематитом, лимонитом, сидеритом. Спектральный анализ указывает на присутствие в некоторых кварцево-гематитовых жилах (кроме железа): Си 0,05%; Mn 0,1%; V 0,01—0,1%; W 0,01—0,1%. Все изученные рудопроявления железа практического значения не имеют.

Хром. Хромовое рудопроявление расположено на правом склоне долины р. Чадала (№ 120) и связано с пластообразным телом серпентинизированных гипербазитов, прорывающим образованием нижнего кембрия. В гипербазитах отмечены небольшие шпильные выделения хромовой руды. Кроме хромита, магнетита и серпентинита, составляющих основную массу руды, в ней отмечается присутствие пирита, пирротина, никелина и куприта. Спектральный анализ устанавливает в руде присутствие Cr, Cu, Ni, Co, Mn, Ti и других химических элементов. Рудопроявление из-за ничтожно малых запасов практического значения не имеет.

### Цветные металлы

Медь. На изученной площади известны многочисленные гидротермальные рудопроявления меди (1, 8, 17, 40, 61 и др.), связанные с кварцевыми и кварцево-карбонатными жилами, зонами дробления и дайками основного, среднего и кислого состава. Минералы меди чаще всего представлены халькопиритом, халькозинном, ковеллином, малахитом, азуритом и самородной медью. Наиболее значительным из подобных рудопроявлений района является Саирское кобальтово-никелево-медное рудопроявление (№ 73), связанное с зоной окисления первичных сульфидных гидротермальных руд. Рудопроявление расположено в междуречье Ады-Илжин — Теректыр среди эффузивно-осадочных образований кендешкой свиты.

Зона оруденения имеет мощность 0,2—0,3 м и представлена желтовато-бурыми выщелоченными окристо-кремнистыми породами с примазками медной зелени, корочками малахита, азурита, вкрапленниками самородной меди и размещается вдоль дизъюнктивных нарушений. По простиранию зона оруденения прослеживается на расстоянии до 250 м по азимуту СВВ 75°.

Данные химического анализа пород, взятых в штучках из зоны оруденения, указывают на содержание меди до 17,28%, никеля до 0,6%, кобальта до 0,064%. Кроме того, спектральным анализом устанавливается присутствие Pb, Sn, Zn, Bi, V, Cr, Mn, Sb, As, Ag, Ti в среднем содержании от следов до 0,01—0,02%. Данное рудопроявление незначительных размеров и практического интереса не имеет. В районе описываемого рудопроявления, а также в бассейне р. Ады-Соор и на левом и правом берегу р. Шеге обнаружены места древних выплавок меди и остатки печей, около которых найдены шлаки, обломки глинистых сланцев, пропитанных медной зеленью и покрытых корочками азурита и малахита. В остальных известных в районе рудопроявлениях минерализация меди характеризуется присутствием вкрапленников сульфидов, иногда замещенных малахитом или азуритом. Обзор всех известных в районе точек медной минерализации приводит к выводу о

бедном содержании меди и незначительном размере большинства жилых тел. Однако наличие большого количества медных рудопроявлений на участке долины р. Ады-Илжин и в междуречье рек Ады-Илжин — Шеге, площадью 150 км<sup>2</sup>, а также присутствие здесь древних выработок и медеплавильных печей позволяет отнести его к районам наиболее перспективным для поисков меди.

Свинец. Рудопроявления свинца пользуются сравнительно ограниченным распространением и типогенет к зонам дизъюнктивных нарушений. Обычно этот тип оруденения связан с кварцевыми или кварцево-карбонатными жилами и в ряде случаев сопровождается рудопроявлением меди. На водоразделе рек Терек-Тыг — Хемчик, примерно в 5 км от устья первой, размещается Теректыгское медно-кобальтово-свинцовое рудопроявление (№ 84). Последнее приурочено к зоне дизъюнктивных нарушений Хемчикско-Куртупшинской и Чергакомов и размещается в отложениях шемшдагской и чергакомской свит. Вмещающие породы рассланцованы, брекчированы и расщечены серией согласных быстро выклинивающихся кварцевых жил и прожилков мощностью от 3 см до 0,3 м. Оруденение приурочено к этим кварцевым прожилкам и представлено редкой вкрапленностью галенита и халькопирита.

Химический анализ пород дает следующие результаты: Pb 0,46%, Cu 0,004%, Zn 0,10%, Co 0,004%. В шпильках весом около 16 кг, взятых из элювия вмещающих пород, содержится до 40 знаков оруденения и галенита. Встреченное в других точках свинцовое оруденение еще менее значительно. Все известные в районе свинцовые рудопроявления представляют лишь минералогический интерес.

Молибден и вольфрам. Рудопроявления молибдена и вольфрама обнаруживают непосредственную связь с гранитами Сют-Хольского интрузивного комплекса. В исследованном районе встречено два рудопроявления этого типа: Блансукское вольфрамово-молибденовое (№ 3) и Аксукское висмутово-вольфрамово-молибденовое (№ 104).

Блансукское вольфрамово-молибденовое рудопроявление расположено в восточной части Блансукского гранитного массива, в 400 м от устья р. Блан-Сут. Рудопроявление представляет собой ряд параллельных кварцевых жил, залегающих в экзоконтакте массива и содержащих вкрапленность молибденита и шешита. Кварцевые жилы имеют мощность от 3 до 30 см при протяженности 10—12 м. Интервалы между жилами от 1 до 10 м. Кроме того, в жилах изредка отмечается поделит и скопления буровых окислов железа. Размеры розеток молибденита от 0,5 до 3,0 см, реже 5 см в поперечнике. Вещество вкрапленников шешита от 0,5 до 2—3 см. Распределение рудных минералов в жилах неравномерно и местами

имеет гнездовидный характер. По своим размерам рудопроявление ничтожно и практического значения не имеет.

Акугское рудопроявление расположено в нижнем течении р. Ак-Сулг. Кварцевые жилы, несущие оруденение, встречены среди гранитов Акугского массива, вблизи контакта с темными пологосчатыми биотито-кордиеритовыми роговиками. Мощность жил колеблется от 0,3 до 0,5 и редко до 1,0 м при протяженности 10—26 м. Форма жил тластообразная, сложенная на местах раздвигами и апофизами. Из нерудных минералов в кварцевых жилах отмечаются полевой шпат и турмалин (шерд). Рудные минералы представлены молибденитом, вольфрамитом, тетрадимитом, висмутитом и базовискмутитом, иногда золотом и халькопиритом. Незначительные размеры жил и крайнее бедная их минерализация позволяют считать, что рудопроявление имеет только минералогический интерес.

### Редкие металлы

Ртуть. Рудопроявление ртути (№ 70) встречено на левобережье р. Адлы-Ишкин, в 7 км выше ее устья. Оно преимущественно тяготеет к Хемчикско-Куртушбинской зоне разломов. Вмешанностями отложениями являются алевролиты и сланцы чергаской свиты. Признаки рудопроявления ртути обнаружены в пологом протяженностью 30—40 м шириной 15—20 м. Киневарь встречена в виде тонких (1 мм) прожилков и очень мелких гнезд на плоскостях сланцеватости глинистых сланцев, а также представлена очень мелкими зернами в бурой тектонической глинке. Из околорудных изменений отмечается каолинизация и обоживание. Содержание ртути в пределах указанной погосы по многочисленным данным химических анализов в целом весьма незначительное, не превышает 0,05%. Учитывая вышеописанное, можно отметить, что Адлы-Ишкинское ртутное рудопроявление характеризуется небольшим размером и незначительным содержанием. Однако для более детальной оценки рудопроявления необходимо проведение работ ревизионного типа.

Уран, торий. Участки повышенной гамма-активности отмечены на левобережье р. Шеге и в междуречье Адлы-Ишкин—Усто-Ишкин. В первом случае рудопроявления протранственно тяготеет к разлому северо-западного простирания, по которому контактируют красноцветы нижнего девона и ортогнейсовые сланцы стухольской толщи. Максимальные значения активности приурочены к небольшим зонкам проблемности и изменения роговиков и достигают 80 гамм и 200 эман. Участки повышенной гамма-активности в междуречье Адлы-Ишкин—Усто-Ишкин отмечены на апофизах Ишкинского гранитного массива и тяготеет к зоне тектонических нарушений северо-восточного простирания.

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В эту группу входят хризотил-асбест, амфибол-асбест, флюорит и турмалин, имеющие в исследованном районе довольно ограниченное распространение.

Асбест хризотилловый. Проявления этого полезного ископаемого известны в низовьях р. Хем-Теректыг (№ 5), на левом склоне долины урочища Баян-Гада (№ 118) и на южном склоне хр. Длар-Дош (№ 124). Он связан с мелкими телами серпентинизированных гипербазитов Актювракского интрузивного комплекса. Прожилки хризотил-асбеста встречаются обычно в периферической части гипербазитовых тел и относятся к типу отороченных жил.

Асбест амфиболовый. Мелкие прожилки амфибол-асбеста мощностью от 2—3 мм до 2—3 см встречены в хремнистых породах чергаской свиты, залегающих среди известняков. Рудопроявление отмечено в южной приконтактной зоне Сют-Хольского гранитного массива (№ 103). Все отмеченные неметаллические рудопроявления практического значения не имеют из-за ничтожно малых размеров.

### СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Известняки. Для производства цемента и известняком используются мраморизованные известняки нижнего кембрия. Месторождения известняков известны в юго-восточной части района (№ 119, 128). Запасы месторождений по предварительной оценке определяются в 2—3 млн. т, что позволяет отнести их в категорию мелких месторождений.

Глины. Отложения глин и суглинков, используемые местным населением для производства кирпича, известны в южной части района в урочища Бара-Холь (№ 125), вблизи поселков Булун-Терек (№ 107), Ииме (№ 90) и Шанчи (№ 97), где они связаны с делювиальными-пролювиальными осадками, а по запасам могут быть названы месторождениями. Петрографическим анализом этих глин установлено присутствие в них железистого монтмориллонита, алеврито-песчанистых обломков, кварца, плагиоклаза, магнетита, кальцита, чешуек слюды. Химический анализ глин указывает на следующие содержания:  $SiO_2$  59,76%;  $Al_2O_3$  16,65%;  $Fe_2O_3$  4,26%;  $FeO$  1,72%;  $MgO$  3,35%;  $CaO$  3,15%;  $Na_2O+K_2O$  3,72%;  $H_2O+CO_2$  5,89%;  $H_2O$  1,26%;  $SO_3$  0,02%. Запасы всех известных в районе месторождений глин определяются в объеме 1—1,5 млн. м<sup>3</sup>, что позволяет отнести их в категорию мелких месторождений.

Пески золотые. Большое скопление золотых песков, которые могут применяться в строительных целях, известно на левобережье р. Хемчик, в долине урочища Сескене (№ 91). По предварительным подсчетам запасы месторождения оце-

ниваются в объеме 40 млн. м<sup>3</sup>. По данным П. В. Коростина (1953), основная фракция песков составляет 89,2%, газопроницаемость при 2% влажности — 235 ед. ГОСТа. Химическим анализом в этой пробе установлено: SiO<sub>2</sub> 73,4%; TiO<sub>2</sub> 0,26%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 14,07%; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3,47%; CuO 2,17%; MgO 1,7%; Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O 3,58%; п.п. 1,2%; CaCO<sub>3</sub> не обнаружено, что вполне удовлетворяет требованиям, предъявляемым к строительным пескам.

Песчанники. Плотчатые песчаники ордовика и силура в большинстве случаев могут быть использованы для местных строительных целей.

Гравий отмечается в долинах большинства рек и может использоваться при дорожных строительствах.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ШЛИХОВОГО ОПРОВОБАННЯ

Шлиховое опробование проведено на всей площади исследованного района. Шлих общим весом около 16 кг отмывался с двух лотков 16 кг. В шлихах установлено присутствие минералов свинца, меди, висмута, олова, титана, хрома, вольфрама, ртути и золота.

В девых притоках р. Хемчик и в долине р. Большой Уры в большинстве шлихов отмечено присутствие единичных зерен шедита. В повышенных концентрациях последний отмечается в районе Ажугского и Ишкинского гранитных массивов, где вероятнее всего он связан здесь с мелкими шеелинтоносными кварцевыми жилами. На правобережье р. Хемчик большим распространением в шлихах пользуются минералы титана — ильменит, рутил и анатаз, обычно сопровождаемые хромитом и хромшпинелидами. Несколько меньшим распространением в шлихах пользуются минералы свинца, иногда образующие значительные концентрации. Наиболее интенсивными в этом отношении участками являются междуречья Терек-Тыл — Шеле, Адлы-Ишкин — Устю-Ишкин и Ак-Суг — Хемчик. Шлихи с этих участков содержат церуссит и галенит в количестве 30—40 знаков на шлих. На водоразделе р. Устю-Ишкин и Адлы-Ишкин, а также в междуречье Ак-Суг — Хемчик, отмечаются, кроме того, зерна вольфенита, пироморфита и ванадинита. Минералы меди представляются в шлихах малахитом, самородной медью, халькопиритом и купритом. Отдельные шлихи с малахитом встречаются по всему району. Концентрация шлихов с медными минералами отмечается в нижнем течении р. Адлы-Ишкин.

Киноварь содержится во многих шлихах, взятых в нижнем течении рек Устю-Ишкин и Адлы-Ишкин и в отдельных шлихах по р. Шеле. Распространение шлихов с киноварью в районе Адлы-Ишкинского рудопроvinces ртуты подтверждает

перспективность поисков месторождений ртуты в пределах Хемчикско-Куртушибинской зоны разломов.

Висмутовые минералы в шлихах встречаются в приконтактных частях ажугской, сютохольской и ишкинской гранитных интрузий и представлены тетрадимитом и базовисмутитом. По южному контакту Сют-Хольского массива в шлихах отмечены единичные зерна касситерита. Редкие чешуйки золота встречаются в ряде шлихов по всем основным рекам района.

В заключение отметить, что на исследованной площади проявленных скоплений полезных ископаемых, за исключением строительных минералов, не обнаружено. Однако широкое развитие непромышленных скоплений рудных полезных ископаемых, связанных с гидротермальными жилами и просторанственно тяготеющих к глубинному Хемчикскому разлому, позволяет выделить в исследованном районе участок площадью около 400 км<sup>2</sup>, расположенный на левобережье р. Хемчик (от Сют-Хольского гранитного массива до р. Терек-Тыл) как наиболее перспективный для детальных поисков месторождений меди, ртути, никеля, кобальта, свинца и урана.

### ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

На исследованной площади довольно четко выделяются три гидрогеологических района, характеризующихся различными физико-географическими и геологическими факторами (рельеф, климат, геологическое строение и литологический состав водовмещающих толщ): зона Куртушибинского антиклинория, Урская котловина и Хемчикская котловина. Зона Куртушибинского антиклинория по своему гипсометрическому положению и геологическому строению является основной областью питания подземных вод исследованного района, а Хемчикская и Урская котловины — областями их наибольшей аккумуляции и дренажа.

Согласно данным О. М. Гирфановой (1956), подземные воды в пределах листа в той или иной мере связаны со всеми стратиграфическими единицами разреза. Основными циркуляционными путями подземных вод являются поры и трещины литогенетического, тектонического и эрозийного происхождения. Порозые и порово-пластовые воды связаны главным образом с рыхлыми четвертичными отложениями, имеющими довольно широкое распространение в Хемчикской и Урской котловинах. Наиболее водообильными из них являются аллювиальные отложения, представляющие вауино-галечный массив. Подземные воды, связанные с этими отложениями, имеют с точки зрения морфологии, форму пластовых образований. Горизонты этих вод обычно имеют большую протяженность и значительную мощность. Дебит источников, связан-

ных с этими водами, обычно небольшой, порядка 1,5—2 л/сек. По своему химическому составу воды гидрокарбонатные, магниево-кальцевые, с минерализацией 0,1—0,3 г/л, вполне пригодные для питья. Воды деловиально-пролювиальных, пролювиальных, элювиальных и эоловых отложений имеют органическое распространение. Запасы их чаще всего незначительные. Водоносные горизонты в связи с неоднородностью вмещающих пород, характеризуются неравномерной степенью их водообильности. Редкие источники, связанные с этими отложениями, имеют дебит не более 0,3—0,5 л/сек. Кроме того, эти воды обычно легко загрязняются, что ограничивает возможность их использования.

Трещинные воды в равной степени связаны со всеми известными в исследованном районе образованиями, начиная с нижнекембрийских и кончая нижнекаменноугольными. В зависимости от характера и генезиса трещин, воды могут быть подразделены на два основных типа: 1) трещинные воды ко-ры выветривания, характеризующиеся неравномерностью распределения в толще пород, малым периодом циркуляции, незначительной минерализацией и непостоянным режимом; 2) трещинно-жильные воды, связанные с тектоническими и литогенетическими трещинами и характеризирующиеся большим периодом циркуляции и постоянным режимом.

Трещинно-жильные воды, связанные с глубинным Саяно-Тувинским и аргалыктинским разломами, известны в районе Сют-Хольского гранитного массива, на левом берегу р. Шеле и в 3 км северо-западнее г. Мош-Дар. Два последних источника (местным населением называются Оржаном) радиоактивны и один из них (3 км северо-западнее г. Мош-Дар), по данным Г. В. Грушевого (1952), содержит до  $1 \cdot 10^{-5}$  г/л урана. Температура воды этих источников низкая, постоянная и определяется в пределах  $+1^{\circ}$ ,  $+2^{\circ}$  при разных температурах воздуха.

Морфология залегшей подземных трещинных вод приближается к форме жильных образований. Скопления вод приурочены к участкам с большой трещиноватостью и малой уплотненностью пород и образуют зоны обводнения, которые хотя и могут иметь значительную протяженность и мощность, но чаще всего бывают локальными. Дебиты источников колеблются от 0,05 до 10 л/сек, при преобладании источников с дебитом от 0,05 до 0,1 л/сек.

По степени минерализации трещинные воды подразделяются на пресные и ультрапресные, причем пресные воды чаще всего бываюот связаны с эрозонными трещинами выветривания, а ультрапресные — с трещинами литогенетическими и тектоническими. По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатным, сульфатно-гидрокарбонатным, реже хлоридно-гидрокарбонатным, кальциевым, натровым, магниевым.

Наибольшую минерализацию имеют воды, приуроченные к нижнекембрийским породам чингинской серии, которые дают осадок 0,9—1,25 г/л и наименьшую — к эффузивным образованиям кендешской свиты с минерализацией не более 0,05—0,1 г/л.

Водообильность пород значительно колеблется и зависит от степени их трещиноватости. Поэтому наибольшей водообильностью обладают породы, находящиеся в зонах тектонических контактов, наименьшей — интрузивные и эффузивные породы района, являющиеся породами слабо водообильными, чаще практически безводными.

Исходя из вышеотмеченного, можно отметить, что в исследованном районе для хозяйственных целей наравне с поверхностными могут быть использованы и подземные воды, связанные главным образом с четвертичными отложениями, а для лечебных целей — вышеуказанные радиоактивные источники, связанные с Хемчикской и Аргалыктинской зонами разломов.



## ЛИТЕРАТУРА

### Опубликованная

Гудилин И. С., Додин А. Д., Нордгетт И. Г. Объяснительная записка к геоморфологической карте Тувинской автономной области масштаба 1:500 000. Гостеоиздат, 1952 г.

Еремеев В. П., Шорыгина Д. Д. Гинны и султунки центральной части Тувинской автономной области. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 165, петрограф. серия, № 47, АН СССР, 1955.

Ефимцев Н. А. О четвертичном отделении Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1958.

Иванова Т. Н., Полева Н. И. О возрасте интрузии столбовского комплекса Тувы. Информ. сб. (ВСЕГЕИ), № 4, 1956.

Лебедева З. А. Основные черты геологии Тувы. Тр. Минг. комисс., № 26, вып. 2, АН СССР, 1938.

Митропольский А. С. Новое месторождение молибдена в Западном Саяне. Вест. Зап.-Сиб. Геол. треста, № 5, Томск, 1936.

Митропольский А. С. Некоторые новые данные по стратиграфии мезолагеозы Западного Саяна. Вест. Зап.-Сиб. геол. треста, № 5, Томск, 1937.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы. Тр. Тув. компл. экзпед., вып. 2, АН СССР, 1955.

Сивов А. Г. О «нижнем снауре» Западного Саяна. Изв. Томск. индустр.-ин-та, т. 62, вып. № 1, Томск, 1944.

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

Татаринов П. М., Кузнецов В. А. и Фнлатов К. С. Геотектонические исследования в районе Актюварского месторождения асбеста в верховьях р. Енисея. Тр. ЦНИГРИ, вып. 13, 1934.

Шорыгина Д. Д. К вопросу о стратиграфическом расчленении четвертичных отложений Западной Тувы. Тр. Межведомств. совещ. по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.

### Фондовая

Александров Г. П., Немнович В. М., Голубева И. И., Бобров С. П. Геологическое строение и полезные ископаемые правобережья р. Хемчик и междуречья Хемчик—Ак-Суг в пределах листа М-46-11. Рукопись, фонд Красноярского ГУ, 1958.

Владимирский Г. М., Лукашев Г. Н., Школин О. Е., Сельвескяк Б. Ф. при участии Бутылгина Б. П. и Архангельского С. А. Геологическое строение и полезные ископаемые нижнего течения рек Ак-Суг и Агаш. (Отчет о поисково-съемочных работах 21 и 26 партий за 1952 г.). Рукопись, фонд ВСЕГЕИ, 1953.

Владимирский Г. М., Школин О. Е., Корнилов Ф. М., Митрошин М. И. и Карета К. М. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Агаш—Ак-Суг и правобережья р. Агаш. (Отчет о поисково-съемочных работах 62 партии за 1953 г.). Рукопись, фонд ВСЕГЕИ, 1954.

Владимирский Г. М., Митрошин М. И., Школин О. Е. Геологическое строение и полезные ископаемые южной части левобережья реки Хемчик между реками Устю-Ишкин и Терек Туг. (Отчет о поисково-съемочных работах 71 партии за 1954 г.). Рукопись, фонд ВСЕГЕИ, 1955.

Владимирский Г. М., Митрошин М. И., Школин О. Е. Геологическое строение верховий р. Агаш-Ишкин и верхнего течения р. Большой Урл. (Отчет Суг-Аксинской геологосъемочной партии по работам 1955 г.). Рукопись, фонд ВСЕГЕИ, 1956.

Владимирский Г. М., Александров Г. П., Голубева И. И. Геологическое строение левобережья р. Хемчик в пределах листа М-46-11 (нижнее течение р. Большой Урл, левобережье Енисея и бассейн р. Устю-Ишкин). Рукопись, фонд Красноярского ГУ, 1957.

Владимирский Г. М., Задорожная Н. М., Черноморский М. А. Промежуточный отчет по теме: «Стратиграфия, тектоника и магматизм Центральной и Западной Тувы» (По работам Кургушинской партии экспедиции № 7). Рукопись, фонд ВСЕГЕИ, 1959.

Владимирская Е. В., Кривоборова А. В. Промежуточный отчет по теме: «Стратиграфия ордоникских и синуринских отложений Тувы». (По работам тематической партии № 4 летом 1957 г.). Рукопись, фонд ВСЕГЕИ, 1958.

Волков В. В., Зубаков Р. А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Чирпаки, Шемя, Хондергей и Чадапа Тувинской автономной области. (Отчет Чадапской геологосъемочной партии 10 по работам 1955—1956 гг.). Рукопись, фонд ВСЕГЕИ, 1957.

Гирфанова О. М. Подземные воды Центральной и Западной Тувы. (Отчет гидрогеологической партии 5 по работам 1954—1956 гг.). Рукопись, фонд ВСЕГЕИ, 1957.

Головачев В. А., Резников И. П. Отчет о работах геолого-поисковой партии № 5 Тувинской экспедиции в 1946 г. Рукопись, фонд ВСЕГЕИ, 1947.

Грушевой Г. В. Геология и полезные ископаемые района месторождения Кара-Суг. (Отчет о поисково-съемочных работах партии 10 за 1951 г.). Рукопись, фонд ВСЕГЕИ, 1952.

Евстрахин В. А., Тепляков И. М. Сводный отчет о работах партии № 1 и № 2 1949—1953 гг. Рукопись, фонд Красноярского ГУ Минусинской экспедиции, г. Минусинск.

Занин М. В., Коростин П. В., Жеглова Н. Я. Отчет поисково-съемочной партии № 4 по работам 1946 г. Рукопись, фонд ВСЕГЕИ, 1947.

Зубрилин Я. С., Александров Г. П., Антонова О. И., Кривоборова А. В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Уюк, Эжид, Байн-Кол, Суглуг-Хем, Сенек и Барлык. (Отчет Байнкольской геологосъемочной партии по работам за 1954—1955 гг.). Рукопись, фонд ВСЕГЕИ, 1956.

Казakov И. Н., Орлов Д. М., Иванов В. П., Цивилев Г. В. Геологическое строение Западного Саяна. (Отчет по работам Западно-Саянской партии за 1955—1956 гг.). Рукопись, фонд ВСЕГЕИ, 1957.

Коростин П. В., Антонова О. И. при участии Болгурцевича Н. Н. Геология и полезные ископаемые бассейнов рек Чаа-Холь и нижнего течения р. Хемчик. (Отчет Хемчикской поисково-съемочной партии 30 по работам 1952 г.). Рукопись, фонд ВСЕГЕИ, 1953.

Митропольский А. С. Отчет о поисковых работах на молибден в южной части Западного Саяна 1937 г. Рукопись, фонд Красноярского ГУ.

Унков В. А., Иванова Т. Н., Плотникова Т. В., Бобров В. А. Отчет о поисковых и геологосъемочных работах партии № 2 в районе оз. Сют-Холь. Рукопись, фонд ВСЕГЕИ, 1947.

Шорыгина Д. Д., Информационный отчет о проведенных полевых работах 82 отряда Тувинской экспедиции 1955 г. Фонды ГИН АН СССР, Москва.

Список материалов, использованных для составления карт полезных ископаемых

№ п.п.	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение ленте материала, его фондирование или место издания
1	Александров Г. П., Немцов В. М., Голубева И. И., Бобров С. П.	Геологическое строение и полезные ископаемые правобережья р. Хемчик и междуручья Хемчик—Ак-Сулг в пределах листа М-46-П	1958	Фонды Красноярского ГУ
2	Владимирский Г. М., Лукашев Г. Н., Школин О. Е., Сельвесок Б. Ф., при участии Булыгина Б. П. и Архангельского С. А.	Геологическое строение и полезные ископаемые нижнего течения рек Ак-Сулг и Алаш. (Отчет о поисково-съемочных работах 21 и 25 партий за 1952 г.)	1953	Фонды ВСЕГЕИ, г. Ленинград
3	Владимирский Г. М., Митрошин М. И., Школин О. Е.	Геологическое строение и полезные ископаемые южной части левобережья р. Хемчик между рек Устю-Ишкин и Терек-Тыг. (Отчет о поисково-съемочных работах партии 71 за 1954 г.)	1955	Фонды ВСЕГЕИ, г. Ленинград
4	Владимирский Г. М., Александров Г. П., Голубева И. И.	Геологическое строение левобережья р. Хемчик в пределах листа М-46-П (нижнее течение р. Б. Уры, левобережье Енисей и бассейны р. Устю-Ишкин)	1957	Фонды КГУ, Красноярского ГУ
5	Занин М. В., Коростин П. В., Жеглова Н. Д.	Отчет поисково-съемочной партии № 4 по работам 1946 г.	1947	Фонды ВСЕГЕИ, г. Ленинград
6	Коростин П. В., Антонова О. И., Волгуцева Н. Н.	Геология и полезные ископаемые бассейнов рек Чаа-Холь и нижнего течения р. Хемчик. (Отчет Хемчинской поисково-съемочной партии 30 по работам 1952 г.)	1953	Фонды ВСЕГЕИ, г. Ленинград

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Список промышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе М-46-П карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения	№ использованного материала по списку (приложение 1)
119	IV-3	Известняк 6 км северо-западнее урочища Бара-Холь	Не эксплуатируется	Осадочное коренное	1
126	IV-4	9 км восточнее урочища Бара-Холь	Эксплуатируется местными организациями для производства извести	То же	1
95	III-4	Глины кирпичные 3 км юго-западнее пос. Шанчи	Не эксплуатируется	" "	1
90	III-3	В районе пос. Ийме	Эксплуатируется местными организациями для производства кирпича	" "	1
97	III-4	В 11 км восточнее пос. Ийме	Не эксплуатируется	Осадочное коренное	1
107	IV-2	В 1 км восточнее пос. Булун-Терек	Эксплуатируется местными организациями для производства кирпича	То же	1
106	IV-1	12 км юго-западнее пос. Суг-Аксы	То же	" "	1
125	IV-4	Район урочища Бара-Холь	" "	" "	1
91	III-3	Песок строительный В 8 км юго-восточнее пос. Ийме	Не эксплуатируется	Эоловое коренное	6

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листе М-46-П  
карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение), проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)	Примечание
<b>Ж е л е з о</b>					
2	I-2	Водораздел р. Шом-Шум и р. Большой Уры	Вкрапленники магнетита и пирита в сланцах	Полевые данные последнего года работ	
18	II-3	Верховье р. Шеле	Дайка кварцевых порфиритов с вкрапленниками гематита и пирита	То же	
33	III-2	Левый берег р. Алды-Ишкин	Кварцевые прожилки с вкрапленниками гематита	4	
11	II-2	Левобережье р. Илды-Ишкин	Сланцы с вкрапленниками пирита и магнетита	4	
14	II-2	Водораздел рек Алды-Соор—Усту-Соор	Кварцевая жила с вкрапленниками и гнездами гематита	4	
15	II-2	Правобережье р. Алды-Соор	Ожелезненные алевролиты в зоне дробления	4	
19	II-3	Левобережье р. Шеле	Сланцы с вкрапленностью пирита и магнетита	4	
29	II-4	Урочище Шанчи	Глинистые сланцы с вкрапленностью пирита и гематита	1	
36	III-2	Левобережье р. Алды-Ишкин	Кварцево-гематитовые прожилки в серицито-хлоритовых сланцах	4	
37	III-2	Левобережье р. Алды-Ишкин	В зоне дробления—прожилки железного блеска	4	
41	III-2	Левый берег р. Алды-Соор	Кварцевые жилы с прожилками гематита	4	
43	III-2	Водораздел рек Алды-Соор—Шеле	Темно-лиловые песчаники с кварцево-гематитовыми прожилками	4	
46	III-2	Правобережье р. Усту-Соор	Ожелезненные породы с вкрапленностью пирита	4	
120	IV-3	Хром, медь, никель Правый склон долины р. Чадана	Вытянутое тело серпентинизированных гипербазитов с вкрапленностью хромита и налетами медной зелени	1	Данные спектрального анализа (в %) Cu 0,003—0,03, Cr 0,003—0,1, Ni 0,003—0,3, Co сл. до 0,05, Mn 0,005—0,3, Ti 0,003—0,2, Zn 0,003, Ta 0,05 V 0,003—0,007, Sn сл. до 0,1
<b>М е д ь</b>					
1	I-1	Верховье р. Ишкин-Бажи	Примазки медной зелени на эффузивах в зоне дробления	Полевые данные последнего года работ	
4	I-3	Правобережье р. Большой Уры	Кварцевая жила в гранитах мощностью 0,4 м с примазками медной зелени	4	
7	II-1	Правобережье р. Усту-Узной	Примазки медной зелени и корочки азурита на среднезернистых песчаниках	Полевые данные последнего года работ	
6	I-4	Верховье р. Чогдур-Суг	Рассланцованные светло-серые известняки с налетами медной зелени	4	

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)	Примечание
21	II-4	Правобережье р. Чогдур-Суг	Древняя выработка в зоне дробления. Кварцевые жилы с примазками медной зелени и вкрапленниками пирита	4	Полевые данные последнего года работ
9	II-2	Верховье р. Талдак-Шал	Примазки медной зелени на кварцево-хлорито-серицитовых сланцах	4	
17	II-3	Водораздел рек Чевелиг-Кузар	Примазки медной зелени на сланцах	4	
25	II-4	Правый берег р. Хемчик	Кварцевая жила с примазками медной зелени и корочками малахита	6	
22	II-4	То же	Темно-красные алевролиты с примазками медной зелени	4	
23	II-4	Левый берег р. Хемчик	Эпидотизированные порфириты с примазками медной зелени	4	
24	II-4	Левый берег р. Хемчик	Сланцы с пятнами медной зелени	4	
8	II-1	Правый берег р. Устю-Ишкин	Алевролиты с примазками медной зелени	4	
10	II-2	Левый берег р. Алды-Ишкин	Кварцево-карбонатная жила с розетками малахита и вкрапленниками пирита	4	
12	II-2	Левобережье р. Алды-Ишкин	Дайка среднего состава с примазками медной зелени	4	
13	II-2	Левый берег р. Устю-Соор	Серицито-хлорито-кварцевые сланцы с палетами медной зелени	4	
40	III-2	Междуречье рек Алды-Соор Устю-Соор	Песчаник с медной зеленью	4	
16	II-2	Левобережье р. Алды-Соор	Древняя выработка на медь. Песчаники с примазками малахита и радиально-лучистыми образованиями азурита	4	
20	II-3	Междуречье Терек-Тыг — Шеле	Окварцованная порода с примазками медной зелени	4	
28	II-2	Правый берег урочища Шанчи	Кварцевая жила с вкрапленниками халькопирита	6	
34	III-2	Левобережье р. Алды-Ишкин	Кварцевые прожилки с примазками медной зелени	4	
38	III-2	Левый берег р. Устю-Соор	Кварцевая жила мощностью 0,5 м с обилием примазок и корочек малахита	4	
39	III-2	Левый берег р. Устю-Соор	Шлак с корольками меди	4	
42	III-2	Левый берег р. Алды-Соор	Примазки и корочки малахита на песчаниках в зоне дробления	4	
79	III-3	Правобережье р. Шеле	Примазки медной зелени на сланцах	4	
80	III-3	Междуречье Шеле-Терек-Тыг	Катаклазированная кварцевая жила с вкрапленниками халькопирита, пирита, примазками медной зелени и лучистыми агрегатами малахита	4	
44	III-2	Междуречье Алды-Ишкин — Устю-Ишкин	Обломок кварца с примазкой медной зелени	4	
50	III-2	Правобережье р. Устю-Соор	Обломок ороговикованных сланцев с включениями халькопирита и корочками азурита	4	
47	III-2	Левобережье р. Устю-Соор	Кварц с пятнами медной зелени	4	
48	III-2	Левобережье р. Алды-Соор	Шлак с корольками медной зелени	4	

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)	Примечание
81	III-3	Правобережье р. Шеле	Кварцевая жила с корочками ма- лахита	4	
82	III-3	Левобережье р. Шеле	Рассланцованные алевролиты с пятнами медной зелени	4	
51	III-2	Междуречье Алды-Соор Шеле	Шлак с медной зеленью	4	
87	III-3	Правобережье р. Шеле	Шлак с корольками меди	4	
85	III-3	То же	Темно-серая порода с медной зе- ленью	4	
88	III-3	" "	Шлак с корольками меди	4	
83	III-3	Левобережье р. Шеле	Сланцы с налетами медной зелени	4	
86	III-3	То же	Налеты медной зелени на рогови- ках	4	
31	III-1	Правобережье р. Устю-Иш- кин	Кварцево-хлоритово-серицитовые сланцы с налетами медной зелени	4	
52	III-2	Междуречье Алды-Ишкин— Устю-Ишкин	Серицито-хлоритовые сланцы с медной зеленью	4	
53	III-2	Междуречье Алды-Ишкин— Устю-Ишкин	Пятна медной зелени на орогови- кованных сланцах	4	
54	III-2	Междуречье Алды-Ишкин— Устю-Ишкин	Ороговикованные сланцы и рого- вики с налетами медной зелени	4	
55	III-2	Междуречье Алды-Ишкин— Устю-Ишкин	Прожилки кварца с медной зе- ленью	4	
56	III-2	Левобережье р. Алды-Ишкин	Налеты медной зелени на орого- викованных сланцах	4	
57	III-2	То же	Кварцевые прожилки с пятнами медной зелени	4	
58	III-2	" "	Обломки кварца с медной зеленью	4	
59	III-2	" "	Обломки ожелезненных сланцев с медной зеленью	4	
96	III-4	Водораздел урочища Шанчи и Баянжи	Прожилки мелкокристаллического кварца с вкрапленниками халькопи- рита	6	
61	III-2	Междуречье Алды-Ишкин— Устю-Ишкин	Примазки медной зелени на глыбе гранита	4	
62	III-2	Левобережье р. Алды-Иш- кин	Примазки медной зелени на слан- цах	4	
63	III-2	То же	Обломки серицито-хлоритовых сланцев с вкрапленниками халькопи- рита и примазками медной зелени	4	
64	III-2	" "	Серицито-хлоритовые сланцы с примазками медной зелени	4	
65	III-2	Левобережье р. Алды-Соор	Известняки с налетами и короч- ками медной зелени	4	
66	III-2	Левобережье р. Алды-Ишкин	Шлак с корольками меди	4	
67	III-2	Междуречье Шеле—Алды- Ишкин	Шлак с медной зеленью	4	
68	III-2	То же	На месте древней выработки—от- валы с обломками песчаников, име- ющих налеты медной зелени	4	
69	III-2	Междуречье Алды-Ишкин— Устю-Ишкин	Кварцевые прожилки с медной зе- ленью	4	
71	III-2	То же	Дайка гранита с пятнами медной зелени	4	

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение), проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)	Примечание
72	III-2	Междуречье Алды-Ишкин — Устю-Ишкин	Обломки кварца с примазками и корочками медной зелени	4	
73	III-2	То же	Обломки кварцево-карбонатной породы с медной зеленью	4	
74	III-2	Левобережье р. Алды-Ишкин	Обломки сланцев с медной зеленью	4	
75	III-2	Междуречье Алды-Ишкин — Устю-Ишкин	Дайка среднего состава с примазкой медной зелени	4	
76	III-2	Междуречье Алды-Ишкин — Устю-Ишкин	Обломок кварца с медной зеленью	4	
98	III-4	Водораздел урочищ Сескеге и Шанчи	Кварцевая жила с вкрапленниками халькопирита	6	
77	III-2	Правобережье р. Устю-Ишкин	Пятна медной зелени на сланцах	4	
78	III-2	То же	То же	4	
92	III-3	Левый склон долины урочища Сескеге	Песчаники с прожилками и корочками малахита	1	
32	III-1	Хр. Бор-Тайга (в 6 км западнее оз. Сют-Холь)	Пятна медной зелени на сланцах	4	
101	IV-1	В 7 км западно-юго-западнее оз. Сют-Холь	Кварцевая жила с вкрапленниками халькопирита	4	
109	IV-3	Правый склон долины р. Чадана	Кварцево-карбонатная жила с вкрапленниками и прожилками халькопирита	5	
93	III-3	Водораздел урочища Баян-Тала и Сескеге	Дайка кислого состава с примазками медной зелени	1	
94	III-3	Левый склон урочища Баян-Тала и Сескеге	Известковистые алевролиты с примазками медной зелени	1	
100	III-4	Левый склон долины урочища Сескеге	Кварцевая жила с медной зеленью	1	
102	IV-1	Левый склон долины р. Ак-Суг	То же	4	
110	IV-3	Правый склон долины р. Чадана	Дайка диабазовых порфиров с примазками и корочками малахита	6	
121	IV-4	Верховья урочища Сыын-Чурээ	Кварцевая жила с вкрапленниками халькопирита и корочками малахита	5	
122	IV-4	Верховья урочища Сыын-Чурээ	То же	5	
111	IV-3	Верховья урочища Баян-Тала	Песчаники с примазками медной зелени	1	
112	IV-3	Ур. Сыын-Чурээ	Кварцевая жила с медной зеленью	5	
123	IV-4	Верховья урочища Бара-Холь	То же	6	
105	IV-1	Правый берег р. Ак-Суг	Кварцевая жила с пятнами медной зелени	4	
108	IV-2	Междуречье Чадана — Хемчика	Карбонатная жила с вкрапленниками халькопирита	5	
113	IV-3	Верховья урочища Баян-Тала	То же	1	
114	IV-3	Левый склон урочища Сыын-Чурээ	Кварцевая жила с медной зеленью и малахитом	1	
116	IV-3	Левый берег урочища Баян-Тала	Микрокварциты с примазками медной зелени и вкрапленниками халькопирита	1	
117	IV-3	Верховья урочища Баян-Тала	Кварцевая жила с вкрапленниками халькопирита	5	

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)	Примечание
Медь, железо					
35	III-2	Левобережье р. Алды-Иш-кин	Кварцевый прожилок с гематитом и медной зеленью	4	
45	III-2	То же	Кварцевая жила с вкрапленниками гематита и примазками медной зелени	4	
115	IV-3	Левый склон долины урочища Баян-Тала	Карбонатные жилы с вкрапленниками халькопирита и прожилками гематита	5	
Медь, свинец					
26	II-4	Правый берег р. Хемчик	Кварцево-карбонатная жила с вкрапленниками халькопирита и галенита	6	
Медь, никель, кобальт					
60	III-2	Саирское рудопроявление Междуречье Шеле — Алды-Соор	На месте древних выработок зона оруденения мощностью 0,25 м встречены малахит, азурит, самородная медь и др.	4	Данные химанализа штучных проб (в %): Cu 5,35—17,28, Co 0,015—0,057 Ni 0,13—0,60
Медь, кобальт					
89	III-3	Пичи-Балыкское рудопроявление Правобережье р. Шеле	На месте древних выработок — глинистые сланцы с вкрапленниками халькопирита, налетами медной зелени, корочками азурита и пленками черных окислов	4	Данные химанализа штучных проб в % 0,59%, Co 0,013, Zn следы, Pb следы
Свинец					
30	II-4	Урочище Шанчи	Кварцевая жила с вкрапленниками галенита	6	
99	III-4	Водораздел урочища Сескеге и Шанчи	Кварцевая жила с включениями галенита	6	
Свинец, медь					
27	II-4	Правый борт урочища Шанчи	Кварцево-карбонатная жила с вкрапленниками галенита и корочками малахита	6	
Свинец, медь, кобальт					
84	III-3	Терек-Тыгское рудопроявление Правый борт долины р. Терек-Тыг	Кварцевые жилы с вкрапленниками галенита, халькопирита, примазками медной зелени и корочками малахита	4	
Вольфрам, висмут, молибден					
104	IV-1	Аксугское рудопроявление (левобережье р. Ак-Суг)	Кварцевые жилы с вольфрамитом, висмутитом, тетрадимитом, молибденитом	2	

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)	Примечание
<b>Молибден, вольфрам</b>					
3	1-3	Блансугское рудопоявление Левобережье р. Большой Уры	В эндоконтакте Блансугского гранитного массива—кварцевые жилы с молибденитом, шеелитом, халькопиритом, галенитом, пиритом	4	
<b>Ртуть</b>					
70	III-2	Алды-Ишкинское рудопоявление. Левобережье р. Алды-Ишкин	Обильные вкрапленники и прожилки киновари в зоне дробления песчаников и сланцев	3	
<b>Асбест хризотилвый</b>					
5	1-4	Левобережье р. Енисей	Вытянутое тело серпентинизированных гипербазитов с прожилками хризотиласбеста	Полевые данные последнего года работ	
118	IV-3	Верховье урочища Баян-Тала	Линзовидное тело серпентинизированных гипербазитов с прожилками асбеста	5	
124	IV-4	Верховье урочища Бара-Холь	Серпентинизированные гипербазиты с прожилками асбеста	1	
<b>Асбест амфиболовый</b>					
103	IV-1	Левобережье р. Ак-Суг	Прожилки амфибол-асбеста в кремнистых породах	4	

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	Стр. 3
Стратиграфия . . . . .	7
Интрузивные образования . . . . .	50
Тектоника . . . . .	57
Геоморфология . . . . .	66
Полезные ископаемые . . . . .	71
Подземные воды . . . . .	77
Список литературы . . . . .	80
Приложения . . . . .	82

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР МАСШТАБА 1 : 200 000  
 СЕРИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ЛИСТ М-46-П

Редактор издательства Р. А. Ясон  
 Технический редактор В. В. Баскова  
 Корректор Г. М. Кушнер

Подписано к печати 28/VIII-1962 г.  
 Формат бумаги 60X90<sup>1/16</sup> Бум. л. 3 Печ. л. 6 Уч.-изд. л. 6,2  
 Тираж 250 Зак. 110 с.

Типография ВА Генерального штаба