

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
КРАСНОЯРСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

Серия Западно-Саянская

Лист N-46-XXXI

Объяснительная записка

Составители: Г. Г. Семенов, З. П. Любалинская, Ю. П. Куликов
Редактор Д. И. Мусатов

Утверждено филиалом Научно-редакционного совета ВСЕГЕИ
при СНИИГГИМС 17 мая 1963 г., протокол № 13

10621



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1967

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	4
Интрузивные образования	23
Тектоника	29
Геоморфология	39
Полезные ископаемые	41
Подземные воды	53
Литература	54
Приложения	56

Редактор издательства *В. В. Кузовкин*

Технический редактор *В. В. Романова*

Корректор *А. В. Сергеева*

Формат 60×90^{1/16}.
Тираж 100 экз.

Подписано к печати 13/ХІІ 1967 г.
Печ. л. 4,25

Уч.-изд. л. 7,2
Заказ № 03324

Издательство «Недра»
Ленинградская картфабрика ВАГТ

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-46-XXXI расположена между 52° 00'—52° 40' с. ш. и 90° 00'—91° 00' в. д. Административно входит в состав Хакасской и Тувинской автономных областей Красноярского края.

Большее половины площади находится в центральной, высокогорной части Западного Саяна (хребты: Кантегирский, Сабинский, Джебашский и северные отроги хр. Саянского), имеющей абсолютные отметки вершин до 2510—2623 м. Наиболее крупными реками района являются Абакан, Джебаш и Кантегир. Все реки горные.

Климат континентальный; летние месяцы (июнь, июль, август) прохладные и отличаются обилием осадков. Весь район, за исключением гольцовой части и зоны альпийских лугов, покрыт черневой тайгой, в которой преобладает лиственница. Животный мир разнообразен, но беден. Населенные пункты (Абаза, Чехал, Чистобай, Уртен и др.) имеются только в крайней северо-западной части листа, большая же его часть совершенно не заселена. Население района — русские и хакасы заняты в лесной и горнодобывающей промышленности. Грунтовые дороги имеются только в населенной части района, на остальной же площади встречаются лишь редкие тропы.

К дореволюционному времени относятся рекогносцировочные геологические исследования и поисковые работы Чихачева (1842 г.), Клеменца (1890 г.), Ощуркова (1906 г.). В результате этих работ были открыты Абаканское железорудное месторождение и россыпное золото по рр. Чистобай, Минниха и др.

За период с 1924 по 1933 г. значительная часть Западного Саяна была покрыта геологической съемкой разных масштабов и были открыты Копенское молибденовое месторождение, железистые кварциты Джебашского хребта (Г. П. Бологов, 1930 г.; М. С. Баклаков, 1933 г.), а также появились первые обобщающие сводки по геологии Западного Саяна (И. К. Баженов, 1930 г., 1933 г., 1934 г.). И. К. Баженовым была предложена следующая стратиграфическая схема для Западного Саяна (снизу вверх): 1) нижняя толща кембрия — кислые эффузивы, конгломераты, известняки; 2) средняя толща кембрия — песчаники, конгломераты, аргиллиты; 3) верхняя толща кембрия — сланцы, песчаники, известняки с фауной; 4) толща метаморфических сланцев ордовика; 5) красноцветная толща Саяна — песчаники, конгломераты, сланцы; 6) шинетская свита ордовика — песчаники, сланцы; 7) девонские эффузивно-терригенные красноцветные отложения. Кроме того, выделены два интрузивных комплекса.

В 1927 г. Ю. А. Кузнецовым в районе Абаканского железорудного месторождения была проведена геологическая съемка масштаба 1:10 000. Кембрийские отложения района Абазы им были расчленены на три отдела (толщи) по своему объему, отвечающие нижней и средней толщам кембрия И. К. Баженова. В 1934—1937 гг. в бассейне р. Мал. Арбат и на Копенском месторождении проводили работы О. К. Полетаева, И. Е. Шатров, И. П. Коропец.

В 1940 г. на территории листа N-46-121 А. Г. Сивовым проведены некондиционные геологосъемочные работы масштаба 1:200 000. В результате А. Г. Сивовым (1940 г., 1948 г., 1953 г.) была предложена

следующая принципиально новая стратиграфическая схема для Западного Саяна (снизу вверх): 1) джебашская формация протерозоя — метаморфические сланцы (метаморфические сланцы ордовика И. К. Баженова); 2) узунаргинская (в последующем чингинская) формация нижнего кембрия — филлиты, сланцы, метаморфизованные песчаники, эффузивы, известняки (верхняя толща кембрия И. К. Баженова); 3) нижнемонокская формация нижней части среднего кембрия — кератофиры, порфириты, туфы; 4) верхнемонокская формация верхней части среднего кембрия — конгломераты, туфо-песчаники, известняки (3 и 4 формации соответствуют нижней и частично средней толщам И. К. Баженова); 5) арбатская формация верхнего кембрия — песчаники, конгломераты и аргиллиты (средняя толща кембрия И. К. Баженова); 6) хараджульская формация нижнего девона — эффузивы основного состава. Между всеми формациями, по мнению А. Г. Сивова, имеют место тектоно-денудационные перерывы. Кроме того, выделяются пять интрузивных комплексов: гипербазитовый — нижнекембрийский; каирский габбро-диоритовый — нижнекембрийский; киренский сениитовый — среднекембрийский; манский гранитный — среднекембрийский.

М. И. Юдин в 1950 г. в районе Абазы подтвердил схему А. Г. Сивова для средне-верхнекембрийских отложений. В 1951 и 1954 гг. А. Л. Шелковников при поисково-съемочных работах масштаба 1:100 000 и 1:25 000 установил, что железистые кварциты Джебашской полосы из-за низкого содержания железа и повышенного содержания кремнезема и фосфора не представляют интереса. В 1956 г. территория листа N-46-121 была покрыта магнитометрической и металлометрической съемкой масштаба 1:50 000 (А. В. Тарасевич). В пределах южной части района в 1957—1958 гг. пройдены ряд маршрутов И. Н. Казаковым. Площадь листа полностью покрыта аэромагнитной и аэрогамма-съемкой масштаба 1:50 000. Вся территория листа охвачена штиховым и металлометрическим опробованием масштабов 1:50 000—1:200 000. Дешифрируемость аэрофотоснимков плохая. Обнаженность района хорошая.

Геологическая карта и карта полезных ископаемых составлена по материалам геологической съемки масштаба 1:200 000, проведенной в 1958—1961 гг. Г. Г. Семеновым, З. П. Любалинской, Ю. П. Куликовым при участии М. И. Коженикова, Р. Ш. Муртазина и А. С. Тимофеева, принимавшими участие и в составлении настоящей записки.

СТРАТИГРАФИЯ

В строении площади листа N-46-XXXI принимают участие осадочно-эффузивно-метаморфогенные образования протерозойской группы, кембрийской, ордовикской, силурийской, девонской и четвертичной систем.

Доверхнесилурийские отложения по литологическому составу, степени дислоцированности, региональному метаморфизму, набору формаций являются типично геосинклинальными. Следует отметить, что по вещественному составу и последовательности формирования большинство выделяемых в настоящее время в Западном Саяне свит и толщ являются, в генетическом понимании, формациями. (Шатский, 1951, 1955; Ханн, 1950; Херасков, 1952). Данные формации (свиты) образуют два разорванных во времени формационных ряда. Первый из них протерозойско-среднекембрийский по набору формаций, их полноте и последовательности является характерным для геосинклиналей неполного типа развития; второй ордовикско-нижнесилурийский типичен для геосинклиналей унаследованного типа развития (флишодный тип). Верхнесилурийские и девонские отложения являются постгеосинклинальными и по своему типу относятся к формациям межгорных впадин. При этом необходимо отметить, что верхнесилурийские отложения по ряду причин целесообразнее относить к отложениям переходного типа.

Для большинства стратиграфических подразделений устанавливается значительная литолого-фациальная изменчивость и заметные различия в степени метаморфизма, обусловленные формированием однообразных отложений

в различных структурно-фациальных и структурно-тектонических условиях. В связи с этим и по ряду других причин на стратиграфию слагающих Западный Саян отложений сложилось несколько, часто очень противоречивых точек зрения. В частности, о стратиграфии кембрийских отложений Западного Саяна имеются две крайние точки зрения. Согласно первой из них, предложенной А. Г. Сивовым (1941 г., 1948, 1953), кембрийские отложения подразделяются на шесть формаций (свит), разделенных тектоно-денудационными перерывами. С точки зрения геологов КГУ (Семенов, Антонов, 1962) и ВСЕГЕИ (И. Н. Казаков, 1959 г.), кембрийские отложения расчленяются только на три согласно пластующиеся свиты.

Еще более противоречивые взгляды существуют на стратиграфию и возраст зелено-фиолетовых песчано-сланцевых флишодных отложений, слагающих значительные площади в центральной части Западного Саяна. Л. П. Зоненшайн и др. (ВАГТ), Г. М. Владимирский (ВСЕГЕИ) пришли к выводу о непрерывном геосинклинальном развитии центральной зоны Западно-Саянского синклинория по крайней мере от среднего кембрия до нижнего силура включительно. Основное значение ими придается в Западном Саяне преднижнесилурийскому перерыву, устанавливая, однако, перерывы в краевых частях синклинория и особенно в пределах окаймляющих его антиклинориев.

По убеждению Г. Г. Семенова, П. С. Антонова (КГУ) и И. Н. Казакова (ВСЕГЕИ), верхам среднего — верхнему кембрию, а также верхам нижнего — низам верхнего силура отвечает перерыв в осадконакоплении. Ими песчано-сланцево-карбонатные флишодные отложения Центрально-Саянской зоны расчленяются на две серии: нижнюю — песчано-сланцевую собственно шигнетскую серию (от аласугской свиты до нижнеонинской подсвиты включительно) условно ордовикского возраста и верхнюю — терригенно-карбонатную нижнесилурийского возраста. Нижняя серия на всей площади Западного Саяна подразделяется на пять толщ, а верхняя — на три. В основании комплекса выделяются песчано-конгломератные отложения аласугской (кемтерекской) свиты на подстилающих отложениях протерозоя — среднего кембрия, залегающих с перерывом и резко выраженным угловым несогласием. Выделяемые же геологами ВАГТ ниже этой свиты отложения среднего — верхнего кембрия (амыльская, сютохольская, ишинская свиты) являются, по нашему мнению, метаморфическими фациями различных частей ордовик-нижнесилурийского разреза.

Следует подчеркнуть, что для осадочно-эффузивных и даже метаморфических образований района крайне характерна разномасштабная ритмичность. Наряду с крупными циклами осадконакопления, отвечающими по существу целым формационным рядам или осадочным сериям, выделяется целая гамма последовательно соподчиненных ритмично построенных подразделений (маккоритмов, ритмоначек и других, вплоть до ритмослоев флишевой размерности).

Под маккоритмом мы, согласно терминологии, предложенной К. А. Григорьевым (1962), понимаем пачку пород (от 200 до 1800 м мощности), для которой характерно закономерное чередование в разрезе горизонтов различного литологического состава и сопоставимая мощность этих горизонтов (элементов маккоритма). Ритмоначка представляет собой группу смежных также ритмично построенных слоев с преобладанием литологических горизонтов той части маккоритма, в которой они располагаются. Мощность ритмоначки до нескольких десятков метров. По вещественному составу, точнее генезису, выделяются следующие ритмоподразделения: терригенные, терригенно-хемогенные, хемогенные, эффузивно-туфогенно-терригенные, эффузивно-туфогенно-хемогенные и эффузивно-хемогенные. В каждой из вышеуказанных генетических групп выделяется целый ряд литологически более конкретных маккоритмов и ритмоначек: конгломерато-песчано-сланцевые (глинистые), песчано-сланцевые, конгломерато-песчано-глинисто-кремнистые, песчано-глинисто-карбонатные и т. п. Ритмы, как правило, трехчленные (трехэлементные). Смена одних пород другими или смена элементов ритма в пределах маккоритмов и ритмоначек происходит постепенно, а смена одного ритма другим — резко (по четкой литологической границе).

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Джебашская серия

Породы серии участвуют в строении Джебашского, Сабинского хребтов и обширного пространства верховий р. Джебаш. Характерной особенностью джебашской серии является кажущаяся монотонность состава и высокая степень метаморфизма ее пород (до стадии зеленых сланцев и амфиболитов). По минералогическому составу сланцы серии довольно однообразны и содержат в различных количественных соотношениях хлорит, серицит, актинолит, эпидот, альбит, кальцит, кварц. В подчиненном количестве отмечаются графит, дистен, корднерит, андалузит, пироксен, биотит, мусковит, гематит, пьомонит. Помимо пара- и ортосланцев в составе серии отмечаются мраморы, слюдястые и редко железистые кварциты, метадиабазы и их туфы.

Макроскопически метаморфические сланцы джебашской серии представляют собой зеленые, темно-зеленые пльчатые с шелковистым блеском породы. Обычно они интенсивно рассланцованы, реже массивные, но всегда густо инфильтрованы многочисленными послойными прожилками кварца. Первоначальная природа сланцев устанавливается с большим трудом. На основании парагенеза с другими породами, минералогического состава, тектонических особенностей можно высказать следующие предположения о первоначальной природе слагающих джебашскую серию пород: серицито-хлорито-кварцевые сланцы образовались, по-видимому, за счет первичных песчаноглинистых пород (причем, песчаники по составу были главным образом кварцевые), серицито-хлорито-кварц-кальцитовые сланцы — за счет известковистых песчаников и мергелей. Более пестрые по минералогическому составу, но существенно эпидотовые, актинолитовые и альбитовые сланцы возникли за счет эффузивно-туфогенных пород основного состава, причем первичная эффузивная природа этих сланцев устанавливается достаточно хорошо (иногда в них даже сохраняются реликты подущенной отдельности и микдалекаменности). Судя по тесной пространственной и генетической связи эффузивно-туфогенных пород и кварцитов, слюдястые и особенно железистые кварциты джебашской серии сформировались в результате метаморфизма первично кремнистых хемогенных пород: слюдястые кварциты за счет кремнистых и глинисто-кремнистых пород, а железистые — за счет яшмоидов.

Контакты джебашской серии с перекрывающими ее отложениями повсеместно тектонические. Возраст пород джебашской серии на основании многочисленных косвенных данных — прорывания их дайками диабазов нижнего кембрия, габброидами и альбититами анзасского комплекса нижнего кембрия, гипербазитами, наличия галек в породах арбатской свиты (А. Г. Сивов, 1941 г., А. Д. Шелковников, 1954 г.), положения в структуре и на основании радиологических данных (958 млн. лет) — определяется как позднепротеозойский, точнее как позднемембрийский. При этом на основании также косвенных данных (на литологическом сходстве образований верхов серии и низов нижнего кембрия, на тесной формационной связи серии с эффузивно-осадочными формациями кембрия, из-за отсутствия ее пород в обломочных отложениях $Ст_1$ — $Ст_2$ и по структурным данным) мы предполагаем, что перерыва между джебашской серией и вышележащими породами кембрия не было. В бассейнах рр. Она-Джебаш джебашская серия четко подразделяется на три толщи: нижнюю — сланцевую, среднюю — карбонатно-сланцевую-эффузивно-туфогенную и верхнюю — эффузивно-туфогенно-кварцитовую.

Нижняя толща ($Ptdg_1$). Нижняя толща выходит на дневную поверхность в ядерной части Тырда-Чеханской антиклинали (северные склоны Сабинского и Джебашского хребтов). Сложена преимущественно зелеными и сербристо-зелеными серицито-хлорито-кварцевыми сланцами. В подчиненном количестве отмечаются метадиабазы, сланцы по их туфам, кварциты. Видимая мощность нижней толщи не менее 3000 м.

Средняя толща ($Ptdg_2$). Средняя толща распространена в бассейнах рр. Карасиб, Изыжуль, Тебе, Чехан, Уртен, Сарысу, Юнь-Джебаш, где участвует в строении Онинско-Джойской синклинали. Граница между ниж-

ней и средней толщами условно проводится в 600—800 м ниже первого наиболее выдержанного горизонта мраморов. Состав средней толщи более пестрый, чем двух других. В ее строении принимают участие зеленые, серовато-зеленые, часто с серебристым блеском серицито-хлорито-кальцитовые сланцы, метадиабазы и туфосланцы, светло-серые и голубоватые мраморы, светло-серые слюдястые, редко вишневые железистые и розовые пьомонитовые кварциты. В верховьях рр. Уртен и Бирик-Джебаш широко распространены очковые серицито-хлорито-альбито-эпидото-актинолитовые орто- и парасланцы.

Для отложений средней толщи джебашской серии четко устанавливается ритмичность и определенная закономерность в строении макроритмов и ритмопачек: нижняя часть их сложена метадиабазами, средняя — пересланчивающимися эффузивно-туфогенно-терригенными породами (различными орто- и парасланцами), верхняя — преимущественно терригенными и хемогенными породами (парасланцами, кварцитами и известняками). Ритмы, как правило, трехчленные. Видимая мощность ритмопачек колеблется от 500 до 1000 м. Все выделяемые в джебашской серии ритмопачки по составу либо эффузивно-терригенные, либо эффузивно-терригенно-хемогенные. Местами ритмопачки подразделяются на ритмослон с видимой мощностью до 50 м. Строение их следующее: в основании залегают метадиабазы, сменяющиеся кварц-эпидото-актинолитовыми туфосланцами, а затем тонкослоистыми «туфо-кремнистыми» сланцами. Туфосланцы постепенно переходят в грубослоистые кварциты, а затем в тонкослоистые кварциты. Мощности отдельных элементов ритмослоев составляют: метадиабазов до 20 м; туфокремнистых пород до 20 м; кварцитов до 5—7 м. Реже встречаются терригенно-хемогенные ритмослоны. Ритмика более высокого порядка, приближающаяся к флишовой, также имеет место. Она хорошо видна в альбито-эпидото-актинолитово-кварцитовых (первично терригенно-кремнистых) породах.

В наиболее полном разрезе в верховьях р. Юнь-Джебаш средняя толща достаточно четко подразделяется на 8 эффузивно-туфогенно-терригенно-хемогенных макроритмов. Не останавливаясь на описании разреза, отметим лишь некоторые его закономерности:

1. Вверх по разрезу в составе макроритмов увеличивается роль эффузивных пород, причем несколько повышается их кислотность (в нижних макроритмах — диабазы, в верхних — кварцевые порфиры).

2. Вверх по разрезу в составе макроритмов увеличивается количество мраморов и кварцитов.

3. Три макроритма простые, остальные сложные. Это свидетельствует об интенсификации тектонических движений во времени.

Литолого-фациальные изменения для всей средней толщи сводятся к следующему: 1) в направлении с запада на восток роль карбонатных пород в верхних горизонтах толщи заметно возрастает, при этом количество и мощность пластов мраморов увеличивается; 2) в этом же направлении, по крайней мере для нижней половины толщи, наблюдается уменьшение роли эффузивных пород.

Видимая мощность средней толщи 8 км, истинная же не более 4500—5000 м.

Верхняя толща ($Ptdg_3$). Породы верхней толщи участвуют в строении осевой части Джебашского хребта и его северных склонов, слагая ядерную часть Онинско-Джойской синклинали. Литологически толща довольно однообразна. В ее составе выделяются метадиабазы (местами до 50% разреза), орто- и парасланцы, слюдястые кварциты, реже слабо железистые и пьомонитовые кварциты. Следует отметить, что по своему макроскопическому облику они близки к амфиболитизированным диабазам и спилитам нижнемонокской свиты хр. Шаман. На водоразделе рр. Юнь-Джебаш — Казанашка верхняя толща четко подразделяется на два крупных диабазо-туфо-кварцитовых макроритма (снизу вверх):

Нижний макроритм (видимая мощность 1750 м)

1. В различной степени измененные метадиабазы 700 м

2. Серицито-хлорито-актинолит-эпидото-альбито-кварцевые сланцы по туфам	350 м
3. Светло-серые, в различной степени слюдистые кварциты	700 „
<i>Верхний макроритм (видимая мощность 1250 м)</i>	
1. Метадиабазы	200 „
2. Сланцы по их туфам	150 „
3. Слюдистые кварциты и серицито-хлорито-кварцевые сланцы	900 „

Литолого-фацциальные изменения верхней толщи выражаются в увеличении роли эффузивных пород и уменьшении кварцитовых в восточном направлении. В осевой части Джебашского хребта породы верхней толщи локально, но на достаточно большой площади метаморфизованы до очковых орто- и парасланцев.

Джебашская серия нерасчлененная (Pt dg). Региональный метаморфизм пород джебашской серии отвечает стадии зеленых метаморфических сланцев, однако участками он усиливается до стадии очковых кристаллических сланцев. Природа этого типа метаморфизма сложная — магматогенно-тектоническая. Участки повышенного динамо-метасоматического метаморфизма, аналогичного Иртышской зоны смятия, как правило, располагаются в зоне Откыл-Кабансукского глубинного разлома и пространственно связаны с полями субвулканических тел габброндов ордовикского возраста. Более развитие в этих зонах получил не контактовый, а контактово-метасоматический, причем в большей степени метасоматический метаморфизм, связанный не столько с отдельными субвулканическими типа интрузиями, сколько с магматическим очагом, давшим эти интрузивы и эффузивы ордовика.

Динамо-метасоматическими процессами как вмещающие, так и интрузивные породы метаморфизованы до стадии кристаллических сланцев. Отличия парасланцев от ортосланцев заключаются лишь в том, что в первых наблюдается повышенное содержание кварца, мусковита, хлорит-биотита, граната и пониженное — актинолита. Ортосланцы же за счет эффузивных метадиабазов от ортосланцев по габброндам отличить зачастую невозможно. За последние годы устанавливается широкое развитие подобного типа метаморфизма в Западном Саяне, причем метаморфизму подвергаются разновозрастные породы — от протерозойских до верхнесилурийских включительно. Развитые в бассейне верхнего течения рр. Уртен, Лев. Ак-Саяк подобного типа орто- и парасланцы ввиду неясности их стратиграфического положения в разрезе джебашской серии отнесены к джебашской серии нерасчлененной.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Нижнемонокская свита (Ст₁пт). Свита на площади листа N-46-XXXI складается четыре незначительных по площади и разобщенных друг от друга участка: в верховьях р. Кеня 3-я, в нижнем течении рр. Карасибо и Чехан, в бассейне верхнего течения р. Мал. Арбат и в верховьях р. Мал. Он. Свита почти целиком сложена вулканическими породами — спилитами, диабазами, кератофирами, кератоспилитами, туфами, при крайне незначительной роли осадочных пород — суглиночно-красных яшм, кремнистых сланцев, известняков. Спилиты и диабазы часто представляют собой структурные разности одного и того же лавового потока. В маломощных лавовых потоках (до 20 м) видно, что внизу залегают типичные диабазы с ясно выраженной микродиабазовой структурой, плотные, с плитчатой отдельностью; средняя часть потока представлена породами переходного от диабазов к спилитам облика; верхняя часть потока сложена типичными спилитами с обильными минералами и хорошо выраженной подушечной или шаровой отдельностью. Более мощные потоки, как правило, почти нацело сложены диабазами. Спилиты и диабазы, не отличаясь богатством минералогического состава, характеризу-

ются разнообразием структур. Выделяется до 15 структурных разновидностей спилитов.

Кератофировые потоки в основании часто содержат лавобрекчии. Ввиду того, что ни кератофиры, ни спилито-диабазы не образуют достаточно выдержанных на площади горизонтов, строение нижнемонокской свиты на разных участках, как правило, различно. В ряде случаев она может быть расчленена на 7—8 спилито-диабазовых и кератофировых горизонтов, а в ряде мест, ввиду отсутствия последних, вообще не расчленяется.

Эффузивные породы нижнемонокской свиты обладают рядом специфических черт (частично свойственных спилито-кератофировым формациям вообще), разнообразием микроструктурных разновидностей, широким развитием минералогических разностей, шаровой и подушечной отдельностей, преобладанием в составе альбита, хлорита и эпидота, широкими вариациями в химическом составе (от ультракислых до основных) при резком преобладании Na над K, почти полным отсутствием туфогенных пород и трещинно-подводным характером излияния. Литолого-фацциальная изменчивость для нижнемонокской свиты не свойственна. Зато весьма характерна различная степень метаморфизма пород свиты в зависимости от положения в той или иной структурно-тектонической зоне. Таких различных зон в пределах района намечается три.

Хансинская, или северная, зона характеризуется наиболее спокойной тектонической обстановкой. Породы здесь подвергались в основном только диагенезу. Это типичные спилиты и кератофиры. Следует отметить, что описываемый участок, кроме того, отличается большим количеством туфогенных пород, не свойственных нижнемонокской свите вообще. Присутствие последних объясняется тем, что в ряде участков Хансинского геосинклинального поднятия излияние эффузивов частично происходило в субэвральные или близкие к ним условиях. Разрез верхов нижнемонокской свиты на этом участке (водораздел рр. Кеня 2-я — Кеня 3-я) выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Пачка переслаивающихся спилитов, их лавобрекчий, лаво- и туфокоаглюмератов. Выделяется 8—9 туфогенно-спилитовых «пластов»	400 м
2. Пачка переслаивающихся спилитов и их туфов, но туфы играют уже подчиненную роль, а сами они более мелкообломочные (гравийные). Выделяется не менее 6—7 туфогенно-спилитовых «пластов»	200 „
3. Пачка переслаивающихся спилитов и кератоспилитов, последние в верхней части преобладают; туфы редки	180 „
4. Пачка туфолав и туфобрекчий кератофиров с маломощными потоками собственно кератофиров	60—70 „
5. Туфопесчаники	20 „
6. Существенно кератоспилитовая пачка с подчиненным количеством спилитов	80 „
7. Лиловато-серые кварцевые кератофиры	50 „

Шаманская зона приурочена к участку Джебашского глубинного разлома и характеризуется наиболее сильным и разнообразным изменением пород. Эта зона сложного динамо-метасоматического метаморфизма. Спилиты и диабазы здесь превращены в амфиболиты либо в амфиболо-кварц-альбитовые гнейсовидные породы. Слабо измененные спилиты редки. Кератофиры более или менее сохраняют свой первоначальный облик, но и они также амфиболитизированы.

Кабансукско-Борусская зона расположена в зоне Откыл-Кабансукского глубинного разлома. Породы в этой зоне претерпели очень сильный динамо-метаморфизм. Спилиты превращены в кварц-эпидото-амфиболовые сланцы. Принадлежность их к нижнемонокской свите условна.

Истинная мощность нижнемонокской свиты ввиду отсутствия низов свиты в современном эрозионном срезе не известна; видимая мощность не менее 2500 м. С нижележащими отложениями джебашской серии имеет тектонич-

ческий контакт. С отложениями верхнемонокской свиты, охарактеризованной фауной нижнего кембрия, контакт согласный с постепенными переходами. На основании этого и единичных находок археоциат (кл. Герасимов; И. Т. Журавлева, 1959 г.) возраст нижнемонокской свиты определяют как низы нижнего кембрия.

Верхнемонокская свита (Стрѣм). Характерной особенностью этой свиты является пестрота литологического состава и литолого-фациальная изменчивость. Верхнемонокская свита на площади листа представлена двумя типами разрезов — внутригеосинклинальных поднятий и внутригеосинклинальных прогибов. Первый тип разреза имеет место в северной части района (Хан-синская геоантиклиналь). Для него характерно преобладание грубообломочных и эффузивно-туфогенных пород, местами при значительной роли рифогенных известняков. В несколько обобщенном виде строение этого типа разреза выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Грязно-зеленые туфопесчаники с отдельными маломощными потоками спилитов	60—70 м
2. Светло-серые микрогранитного облика аркозовые песчаники	80 „
3. Зеленые, темно-зеленые туфопесчаники с линзами серых рифогенных известняков с фауной археоциат	150 „
4. Зеленые пироксеновые, пироксено-плагноклазовые, андезиновые порфириты и их туфы	500—600 „
5. Археоциатовые известняки с маломощными околорифовыми конгломератами в основании	15—20 „
6. Пачка андезиновых порфиритов и их туфов, среди последних преобладают лавоконгломераты; в нижней части — пироксеновые порфириты	500 „
7. Эффузивно-туфогенная пачка. Преобладают грязно-зеленые крупнокристаллические кристаллотуфы порфиритов, сами порфириты встречаются в подчиненном количестве	300—350 „

Верхняя часть этого типа разреза верхнемонокской свиты сложена зелено-серыми, буроватыми туфопесчаниками и полимиктовыми песчаниками.

Разрезы второго типа (внутригеосинклинальных прогибов) распространены в бассейне нижнего течения рр. Карасибо, Чехан и среднего течения р. Джебаш. Характеризуются явным преобладанием тонкообломочных и хемогенных пород — углисто-кремнистых, глинистых, кремнистых сланцев и кварцитов. Разрез этого типа на водоразделе рр. Чехан — Карасибо выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Темно-серые до черных углисто-кремнистые и кремнистые сланцы с туфопесчаниками в нижней части	250 м
2. Амфиболитизированные туфокогломераты, туфопесчаники, реже пироксеновые порфириты и глинисто-кремнистые сланцы	300 „
3. Темно-серые до черных углисто-кремнистые и кремнистые сланцы	110—270 „
4. Пачка грубо пересланяющихся пироксеновых порфиритов, их туфов, песчаников и углисто-кремнистых сланцев. Мощность отдельных пластов песчаников до 100 м, сланцев до 40 м	250 „
5. Пачка аналогичных, но более тонко пересланяющихся пород. Мощность пластов песчаников и сланцев 2—10 м. Сланцы вверх по разрезу увеличиваются в количестве и мощности, причем они становятся существенно карбонатными, а в ряде разрезов отмечаются мергели	300 „
6. Серые до черных полимиктовые песчаники с тонкими прослоями сланцев	100 „
7. Пачка зеленовато-серых кремнистых, известняково-глинисто-кремнистых сланцев с прослоями песчаников и иногда туфов. В верхах прослеживается пласт переменной (до 25 см) мощности серых мраморизованных слоистых известняков	900—1100 „

Описанные литологические горизонты, за исключением нижнего сланцевого, на больших площадях не выдерживаются. Гораздо более выдержанными являются маккоритмы, объединяющие ряд литологических горизонтов. В данном типе разреза выделяются три маккоритма — горизонты 1—3 и 4—7. Верхний маккоритм состоит из двух неполно построенных ритмопачек (горизонты 4—5 и 6—7). В бассейне р. Мал. Арбат в составе верхнемонокской свиты значительную роль играют кварциты, а на водоразделе рр. Карасибо — Мишиха — крупнопорфировые пироксеновые порфириты и их туфы. Эффузивы верхнемонокской свиты более кислые, чем спилиты, и приближаются по составу к андезито-базальтам.

Разрез верхнемонокской свиты хребтов Копены и Стан-Таскыл занимает промежуточное положение между вышеописанными типами. Свита здесь сложена только осадочными образованиями: конгломератами, гравелитами, песчаниками, кремнистыми конгломерато-брекчиями, углисто-кремнистыми сланцами, кварцитами, мергелями, мраморизованными известняками. В гольцах Копен верхнемонокская свита четко подразделяется на два терригенно-хемогенных маккоритма. Нижний маккоритм в свою очередь подразделяется на 4 ритмопачки, сложенные в нижней части кварцито-кремнистыми, а в верхней — карбонатными породами. Нижняя, терригенная, часть верхнего маккоритма разделяется на 2 ритмопачки, которые в свою очередь расчленяются на десять ритмослоев, построенных по следующему принципу: низы — конгломерато-брекчий и гравелиты, средняя часть — песчано-сланцевая, верхняя — кварцито-сланцевая. Верхняя, хемогенная, часть второго маккоритма сложена преимущественно известняками. Обобщенный разрез ее в районе гольца Копены выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Серые кварцитовидные кремнистые сланцы	50 м
2. Вначале черные углисто-кремнистые, затем известково-глинисто-кремнистые сланцы и мергели	80 „
3. Темно-серые глинистые, часто брекчиевидные известняки с прослоями мергелей; содержание фосфора достигает 3—5%	100 „
4. Белые окремненные, мраморизованные и доломитизированные известняки	300—350 „

Видимая мощность нижнего маккоритма 300—400 м, верхнего — не менее 1800 м, причем последний по мощности и литологии вполне сопоставим с верхним маккоритмом бассейна рр. Чехан — Карасибо. В заключение следует отметить, что в каждом из описанных типов разреза, при всем их различии, имеются элементы сходства, а такие стратиграфические подразделения, как ритмопачки, видимо, могут быть выделены в обоих типах.

Мощность верхнемонокской свиты 2200—2500 м.

Возраст на основании обильной фауны археоциат *Tercyathus altaicus* (Vologd.), *Ajacyathus proskurjakovi* (Vologd.), *Formosocyathus bulynikovii* Vologd., *Annulocyathus pulcher* Vologd., *Karynocyathus* и др., трилобитов *Bonnia* sp., *Rondocyphalus mirandus* Pokr., *Poliellina termontovae* Polct. и др. надежно определяется как нижний кембрий.

Средний — верхний отделы

Отложения, датируемые средним и верхним отделами, являются арбатской свитой в том объеме, в каком она выделена А. Г. Сивовым в бассейне р. Мал. Арбат в 1940 г. Арбатская свита четко разделяется на две согласно пластующиеся подсвиты: нижнюю — эффузивно-туфогенную и верхнюю — конгломерато-песчано-сланцевую. Нижняя подсвита местами подразделяется на четыре ритмо чередующихся литологических горизонта (два эффузивно-туфогенных и два терригенных). Верхняя подсвита в пределах изученного района четко делится лишь на два горизонта.

Для арбатской свиты характерен ряд литологических и других особенностей, позволяющих хорошо отличать ее от других осадочно-эффузивных

образований района. К ним относятся: повсеместная и сильная энидотизация пород, широкое развитие туфов при незначительной роли эффузивов, слабая окатанность и полимиктовый состав обломочного материала, яркие фисташково-зеленые тона окраски и большая степень литификации. Мощность описываемых отложений порядка 6 км.

Возраст арбатской свиты на основании согласного налегания ее на верхнемонокскую свиту нижнего кембрия (водораздел рр. Чехан — Карасибо) и фауны трилобитов «бабаковского известняка», нами определяется как среднекембрийский. В 1962 г. З. П. Любалинской по правому борту р. Абакан, в 500—700 м выше кл. Тербенит-Карасук, в нижней части верхней под-свиты арбатской свиты (по легенде $Сп_{2-3}^{III}$) в трех точках найдена фауна трилобитов и брахиопод. Трилобиты *Chondranomocare irbinica* Rep., *Ch. bidjensis* Polet., *Prohedinea erbiensis* Sivov, *Proasaphiscus clarus* N. Tchern., *Olenoides optimus* Lazar., *Chondragraulus minusensis* Legm., *Kooteniella slatkowskii* (Schm.), по заключению Л. Н. Репиной, характеризуют нижнюю половину среднего кембрия, т. е. возраст арбатской свиты за пределы среднего кембрия вообще не выходит. Описание же ниже дается по легенде, при этом нижняя и средняя толщи соответствуют нижней под-свите арбатской свиты, а верхняя толща — верхней подсвите.

Нижняя толща ($Сп_{2-3}^{I}$) сложена преимущественно кристаллотуфами и туфопесчаниками фисташково-зеленого цвета, реже альбито-олигоклазовыми порфиритами. Обобщенный разрез нижней толщи по южному крылу Мало-Анзасской синклинали выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. В основании разреза выше черных карбонатно-глинисто-кремнистых сланцев верхнемонокской свиты залегают светло-зеленые слабо энидотизированные песчаники с прослоями сланцев . . . 100 м
2. Массивные фисташково-зеленые энидотизированные полимиктовые и существенно полевошпатовые разнотекстурированные песчаники, алевролиты и сланцы . . . 600 ..
3. Горизонт существенно эффузивно-туфогенных пород, расчленяющийся на ряд ритмопачек . . . 1000 ..
4. Серые, зеленовато-серые, лилово-бурые полимиктовые песчаники, алевролиты и сланцы, образующие две ритмопачки, нижняя из которых существенно песчаная, верхняя — сланцевая.

Горизонты 1—2 образуют терригенный, а горизонты 3—4 эффузивно-туфогенно-терригенный макроритм. Нижняя толща картируется только по южному крылу Мало-Анзасской синклинали, на северном крыле она срезана дизъюнктивом.

Средняя толща ($Сп_{2-3}^{II}$) сложена фисташково-зелеными сильно энидотизированными туфопесчаниками, туфоконгломератами, порфиритами с характерной узловатой структурой и туффитами. В верхах толщи отмечаются небольшой мощности лиловатые алевролиты и сланцы, позволяющие среднюю толщу считать за макроритм с редуктированной верхней частью. Количество туффито-сланцевых пород в восточном направлении увеличивается. Эффузивы свиты по составу отвечают дацитам.

Видимая мощность средней толщи порядка 1000 м.

Верхняя толща ($Сп_{2-3}^{III}$). Породы верхней толщи участвуют в строении центральной части Мало-Анзасской синклинали. В основании ее залегает горизонт очень характерных светло-серых гранитных аркозов. В обобщенном виде разрез верхней толщи выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Лилово-серые, зеленовато-серые полимиктовые гравелиты, вверх сменяющиеся светло-серыми с розовым оттенком разнотекстурированными песчаниками интрузивного облика . . . 400—700 м
2. Зеленые, зелено-серые, табачно-зеленые, бурые полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты и конгломераты.

В разрезе по р. Джебаш толща четко разделяется на два песчано-алевролитно-аргиллитовые макроритма. Мощность нижнего макроритма 500—

600 м. Верхний макроритм подразделяется на три песчано-алевролитно-аргиллитовых ритмопачки мощностью от 500 до 800 м. В составе нижних преобладают песчаники в составе верхней — алевролиты, аргиллиты и мергели. Мощность толщи 3200—3500 м.

По мнению А. А. Мосаковской и др., верхняя толща имеет верхнекембрийско-ордовикский возраст и на нижележащих залегает с перерывом и угловым несогласием. Нами возраст верхней толщи на основании трилобитов *Amgaspis* sp., *Chondranomocare irbinica* Rep., *Antagmoplenta* sp., определяется как среднекембрийский и с подстилающей средней толщей она связана постепенными переходами.

Для арбатской свиты на площади листа N-46-XXXI устанавливаются следующие литолого-фациальные изменения:

1. Гранулометрический состав пород северного крыла Мало-Анзасской синклинали более грубообломочный, чем на южном.

2. Ритмичность более четко выражена в северном крыле и слабее в южном. Соответственно северное крыло более пестрое и по составу.

В целом же осадконакопление средне-верхнекембрийских отложений происходило в условиях остаточного морского геосинклинального бассейна. Обильный снос и непродолжительная транспортировка обусловили молласовый характер значительной части отложений.

Верхний отдел

На стратиграфию зелено-фиолетовых эффузивно-туфогенно-песчано-сланцевых отложений Центрально-Саянской зоны у геологов КГУ (Г. Г. Семенов и др.) и ВАГТ (Л. П. Зоненшайн и др.) существуют разные точки зрения, чем обусловлена невязка на границе листа N-46-XXXI с листом N-46-XXXII. Отложения, показанные на площади листа N-46-XXXI аласугской и инсукской свитами, исследователями территории листа N-46-XXXII рассматривались как свиты ордовикского и кембрийского возраста (свиты шигнетской серии, амьельская свита и др.). На площади листа N-46-XXXII эти породы показаны нерасчлененной шигнетской серией. Не вдаваясь в полемику по этому спорному вопросу, отметим, что нами в основу расчленения отложений положены материалы геологосъемочных работ на листах N-46-XXXI, M-45-III, M-45-I и исследования И. Н. Казакова (1959 г.). Расчленение это формально увязано с существующей легендой, однако, сохраняя индексацию легенды, мы возраст свит от аласугской до таслинской включительно считаем ордовик-нижнесилурийским. Как специфическую черту ордовик-нижнесилурийского разреза района необходимо отметить локальное развитие в некоторых его частях эффузивно-туфогенных и кремнисто-яшмовых пород.

Аласугская свита ($Сп_{2al}$). Аласугская, или кемтерекская, свита, в нашем понимании, залегает в основании эффузивно-туфогенно-песчано-сланцевого комплекса Центрально-Саянской зоны и является его базальной толщей. В пределах площади листа породами аласугской свиты сложен небольшой участок в бассейне верхнего течения р. Бол. Лукая и кл. Березового. В составе свиты, помимо зелено-бурых конгломератов, песчаников, алевролитов и филлитизированных сланцев, отмечаются несвойственные для ее стратиграфического разреза диабазы, фельзит-порфиры и их туфы. В гальках конгломератов аласугской свиты встречается вся гамма описанных выше пород кембрия и протерозоя, в том числе и серпентиниты, но нет ни одной гальки пород близлежащих амьельской, сютохольской и инкинской свит, помещаемых рядом геологов ниже аласугской свиты. На исследованной территории и в восточнее, в районе устья рр. Казанашки и Инсук аласугская свита четко подразделяется на четыре макроритма мощностью от 500 до 1200 м. Строение макроритмов следующее: нижняя часть сложена конгломератами, песчаниками, реже алевролитами; средняя — диабазами и их туфами, реже песчаниками и сланцами; верхняя — преимущественно филлитизированными сланцами, но встречаются туфопесчаники и песчаники. Контакт свиты с породами нижнего кембрия тектонический, причем в западном направлении

этим нарушением постепенно срезается вся аласугская свита. Возраст аласугской свиты нами, на основании того, что она по нашему мнению, согласно перекрывается малиновской свитой, содержащей фауну нижнего и верхнего ордовика (площадь листа М-46-III), определяется как нижний ордовик.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Иньсукская свита (*O ? in*). В иньсукскую свиту, в соответствии с легендой для Западно-Саянской серии геологических карт, нами выделяется мощная толща эффузивно-туфогенно-песчано-сланцевых пород, залегающих между аласугской свитой и шигнетской серией. Породами иньсукской свиты слагается значительная площадь в бассейне р. Кантегир. В строении свиты принимают участие в различной степени метаморфизованные песчаники, туфопесчаники, диабазы, порфириды, светло-серые кремнистые и вишневые кремнисто-гематитовые, часто кварцитовидные сланцы, филлитизированные алевролиты, глинисто-кремнистые и туфокремнистые сланцы. Цвет пород, за исключением кремнистых и гематито-кремнистых сланцев, как правило зеленый и зелено-серый. В большинстве случаев породы в значительной степени расслапаны. Наряду со слабо метаморфизованными породами, встречаются участки, где глинистые сланцы, песчаники и даже диабазы превращены в зеленые метаморфические сланцы актинолита-эпидота-хлорито-серпентинитового состава, густо пронизанные кварцевыми и кальцитовыми прожилками. Такие участки повышенного динамометермального метаморфизма обычно обнаруживают пространственную и генетическую связь с тектоническими зонами и площадями развития эффузивно-туфогенных пород.

Песчаники иньсукской свиты чаще кварцевые и кварц-полевошпатовые. Цемент их серпентинито-хлорито-эпидото-кремнистый, редко карбонатный. Эффузивы по составу отвечают диабазам. Преобладают афировые разновидности с варнолитовой структурой основной массы. Сложены альбитизированным плагиоклазом, хлоритом, амфиболом, мелкими зернышками пироксена и часто обильным лейкоксенизированным ильменитом. Основная масса в той или иной мере пропитана стеклом.

Отмечаются амфиболитизированные разновидности диабазов. Помимо диабазов в бассейне рр. Колган, Лукая были встречены кислые эффузивы, близкие по составу и структуре к кератофирам, и эффузивы средней основности, по составу отвечающие порфиридам. Состоят они из кварц-полевошпато-амфиболо-эпидото-цокзитовой бесструктурной основной массы, образовавшейся за счет неполной раскристаллизации стекла. Во вкраплениях — альбитизированный плагиоклаз. Эффузивные породы сопровождаются туфопесчаниками.

С вулканогенными образованиями тесно ассоциируют кремнисто-яшмовые породы. Яшмы в составе иньсукской свиты редки, но кремнистые и особенно вишневые кремнисто-гематитовые сланцы очень часты. В зонах повышенного динамометермального метаморфизма гематит в них сегрегируется в отдельные ориентированные полоски, происходит перекристаллизация всей породы, и кремнисто-гематитовые сланцы приобретают внешний вид железистых кварцитов.

Значительная фациальная изменчивость иньсукской свиты в районе обусловлена локальным развитием эффузивных пород. В связи с этим имеется два типа разрезов свиты: эффузивно-туфогенный и флишонидный. Первый тип разреза имеет место в восточной части планшета, где иньсукская свита расчленяется на две подсвиты: нижнюю — преимущественно эффузивно-туфогенную и верхнюю — существенно песчано-сланцевую с подчиненными эффузивно-туфогенными породами.

Нижняя подсвита в бассейне рр. Бол. и Мал. Лукая имеет четкое ритмичное строение. Как правило, в нижней части макроритмы сложены диабазом, в средней — преимущественно туфами и в верхней — преимущественно сланцами. Макропачки чаще состоят из двух и более простых ритмопачек, построенных по тому же принципу, но отличающихся меньшей мощ-

ностью и не совсем законченным циклом осадконакопления. Ритмопачки, в свою очередь, расчленяются на ритмослон и микроритмослон флишевой размерности. Флишевая и флишонидная микростроенность вообще весьма характерна для иньсукской свиты района. В бассейне рр. Бол. и Мал. Лукая нижняя подсвита иньсукской свиты достаточно четко подразделяется на семь макроритмов, состав и строение которых вверх по разрезу меняются: роль эффузивов уменьшается, а туфов и сланцев — увеличивается. Кроме того, намечается увеличение кислотности эффузивов вверх по разрезу. Мощность нижней подсвиты 3500 м.

Верхняя подсвита в эффузивно-туфогенном типе разреза в общих чертах подразделяется на три макроритма. В отличие от нижней подсвиты, они представлены преимущественно осадочными породами. Нижний макроритм в своей меньшей нижней части сложен эффузивно-туфогенными породами с прослоями кремнистых и кремнисто-гематитовых сланцев. Большая верхняя его половина образована ритмично слоистыми флишонидного типа песчано-сланцевыми породами. Мощность макроритма 600—700 м. Средний макроритм сложен преимущественно зелеными филлитизированными алевро-сланцами и глинистыми сланцами флишевого облика с прослоями туфогенных пород в нижней части. Мощность среднего макроритма 1000 м. Верхний макроритм в нижней части представлен преимущественно туфами, в верхней — песчаниками и лиловыми гематито-глинистыми сланцами. Этот макроритм от всех нижележащих отличается заметной карбонатностью пород, вообще иньсукской свите несвойственной. Мощность макроритма 800—900 м.

В осадочном типе разреза иньсукская свита местами четко, местами не вполне ясно расчленяется на 6 литологических горизонтов (снизу вверх):

1. Горизонт серо-зеленых кварц-полевошпатовых, кварцевых, реже полимиктовых, преимущественно крупнозернистых песчаников и зеленых кремнисто-глинистых филлитизированных сланцев. Изредка отмечаются туфопесчаники и вишневые кремнисто-гематитовые сланцы. Породы местами превращены в зеленые метаморфические сланцы. 2000 м
2. Горизонт пепельно-серых, тонкослоистых со слабым шелковистым блеском филлитизированных глинистых сланцев с редкими прослоями кварцевых песчаников. 500—600 "
3. Горизонт лиловых, вишневых и зеленых песчано-кремнисто-сланцевых пород. В основании некоторых линз кремнисто-гематитовых сланцев отмечаются диабазы и их туфы. Разделяется на 4 ритмопачки. 1000 "
4. Горизонт сложен зелеными ритмично-слоистыми флишонидными песчано-алевросланцевыми породами. Выделяется до 15 ритмопачек. 900 "
5. Пятый горизонт литологически напоминает третий, но отличается от него отсутствием эффузивов и туфов. Западнее р. Ары-Хем он замещается зелеными ритмично-слоистыми песчано-алевросланцевыми породами, практически неотличимыми от аналогичных пород ниже- и вышележащего горизонта. 600 "
6. Горизонт аналогичен четвертому; отличие заключается в появлении полимиктовых песчаников, карбоната в цементе и гематито-глинистых сланцев в верхах. Расчленяется на 12 песчано-алевросланцевых ритмопачек. 900—1000 "

Несмотря на значительные литологические различия вышеописанных типов разрезов иньсукской свиты, стратиграфически они вполне сопоставляются. Три нижних горизонта осадочного типа сопоставимы с нижней подсвитой эффузивно-туфогенного типа, а три верхних — с верхней подсвитой. Общая мощность свиты до 6000 м.

Возраст иньсукской свиты, в соответствии с легендой, принят нижне-среднеордовикским.

Шигнетская серия

Под шигнетской серией в настоящей записке описывается лишь верхняя часть зелено-фиолетового песчано-сланцевого комплекса Центрально-Саянской зоны.

Шигнетская серия на площади листа четко подразделяется на две части, более детальное расчленение которых возможно только по отдельным разрезам. В пределах описываемого района имеется пока единственный для Западного Саяна эффузивно-яшмовый разрез нижней части шигнетской серии. Породами шигнетской серии слагается полоса субширотного простираения по левому и правому бортам р. Кантегир, водораздел рр. Бол. Карбай и Аттатах и небольшой участок в юго-западе изученного района.

Еркырская и оржакская свиты нерасчлененные ($O-S_1$) *er + or*. Характерной особенностью этой толщи является разнообразие литологического состава, пестрая (от сургучно-красной до зеленой) окраска и значительная фациальная изменчивость пород, происходящая часто на небольших расстояниях. В наиболее полном и хорошо обнаженном разрезе в нижнем течении р. Ары-Хем выделяются две подтолщи: нижняя — эффузивно-туфогенно-яшмовая и верхняя — пестроокрашенная туфогенно-песчано-кремнисто-сланцевая. Нижняя подтолща в свою очередь подразделяется на 4 макроритма и 10 эффузивно-туфогенно-яшмовых ритмопачек. В несколько обобщенном виде разрез этой подтолщи на водоразделе рр. Кючюн — Ары-Хем выглядит следующим образом. Основание подтолщи мощностью около 200 м задерновано. В деловин зеленые туфопесчаники и вишневы кремнисто-гематитовые сланцы. Выше залегают:

1. Ритмопачка в нижней части сложена зелеными туфопесчаниками (40 м), в средней — зелеными яшмовидными туфосланцами (30 м) и в верхней — вишневыми и сургучно-красными кремнисто-гематитовыми сланцами и яшмами (5 м).
2. Туфопесчаники (30 м), яшмовидные туфокремнистые сланцы и туфопесчаники (25 м), сургучно-красные яшмы (8 м).
3. Состав пород тот же, но мощность туфогенных пород 20 м, а кремнистых — 80 м. Пачки 1—3 образуют макроритм.
4. Четвертая ритмопачка при той же мощности (100 м) сложена преимущественно туфопесчаниками и эффузивами.
- 5—7. Пятая, шестая и седьмая ритмопачки имеют в общем одинаковое строение. В низах сложены туфопесчаниками, а в верхах — зелеными яшмодами, которые в седьмой ритмопачке пересланяются с лиловыми кремнисто-гематитовыми сланцами. Мощность каждой пачки 100—120 м.
8. В отличие от нижележащих пачек, сложена в основном (120 м) кремнисто-яшмовыми породами с преобладанием сургучно-красных яшм. В целом ритмопачки 4—8 также образуют макроритм.
9. Девятая ритмопачка (точнее, макроритм) в нижней части (50—75 м) сложена плотными афировыми диабазами, сменяющимися выше пересланяющимися диабазовыми и зелеными яшмодами и образующими не менее 10 эффузивно-яшмовых ритмопачек. Мощность этой части макроритма 100—125 м. Верхняя часть сложена вначале (100 м) пересланяющимися туфопесчаниками и яшмодами, а затем сургучно-красными яшмами (200 м). Общая мощность 500 м.
10. Последний макроритм имеет нечетко выраженное двучленное строение. Первая ритмопачка в низах сложена диабазами (150 м), в средней части — зелеными яшмовидными туффитами и завершается сургучно-красными яшмами. Мощность ритмопачки 250 м. Верхняя ритмопачка образована зелеными яшмодами (туффитами), тонко пересланяющимися с лиловыми гематито-кремнистыми сланцами. Мощность ее 300—350 м.

Подобное строение и существенно яшмовый состав нижняя толща имеет только в нижнем течении рр. Ары-Хем и Сох-Хем. К востоку яшмы из раз-

реза нижней подтолщи постепенно исчезают, хотя вишневы кремнисто-гематитовые сланцы встречаются в значительном количестве. В целом толща становится более туфогенно-песчанистой. К востоку и особенно к западу от приведенного разреза эта подтолща срезается нарушением, проходящим по ее контакту с иньсукской свитой.

Верхняя подтолща в том же разрезе в нижней своей части сложена зелеными, очень плотными мелкозернистыми, существенно кварцевыми песчаниками, местами с заметной примесью туфогенного материала. Песчаники постепенно через кремнистые алевролиты и зеленые кремнистые алевросланцы сменяются вишневыми кремнисто-гематитовыми яшмовидными сланцами. Мощность этого макроритма 500—600 м. Верхняя половина подтолщи сложена зелеными, бурыми, серыми, преимущественно полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, зелеными глинисто-кремнистыми и вишневыми кремнисто-гематитовыми сланцами. Мощность 600—700 м.

Вышеописанный эффузивно-туфогенно-кремнистый разрез в его верхней части к востоку, в нижнем течении р. Бол. Карбай, замещается монотонными неслоистыми пепельно-серыми с слабым лиловым оттенком алевропесчаниками. Общая мощность толщи в арыхемском разрезе значительная, видимо не менее 3000 м. Возраст еркырской и оржакской свит на основании определения нижнесилурийской фауны, залегающей выше по разрезу, и находок фауны среднего — верхнего ордовика на площади листа N-46-XXVII можно уверенно считать верхнеордовикским.

Блансукская и узунсукская свиты нерасчлененные ($O-S_1$) *bl + us*. Эта часть шигнетской серии имеет довольно монотонный состав и представлена песчаниками, алевролитами, филлитизированными глинистыми, известково-глинистыми сланцами. От нижележащих толщ флишондного комплекса отличается преимущественно зеленым, зелено-серым цветом пород, их известковистостью, полимиктовым составом, грубозернистостью и повышенной прочностью песчаников, в связи с чем последние, как правило, образуют россыпи типа курумов.

На водоразделе рр. Тасля и Чинчилиг выделяются две подтолщи, в целом образующие один крупный макроритм. Нижняя подтолща сложена преимущественно разнозернистыми до гравийных полимиктовыми песчаниками с маломощными прослоями сланцев в верхах. Верхняя подтолща имеет существенно сланцевый состав. На водоразделе рр. Тасля и Мал. Карбай разрез толщи становится более сланцеватым и тонкопесчаным, причем в самых верхах здесь выделяется характерная пачка темно-серого очень тонкослоистого песчано-сланцевого карбонатного флиша. В бассейне р. Тур-Мур в составе толщи появляются туфопесчаники и лиловатые гематито-кремнисто-глинистые сланцы.

Мощность блансукской и узунсукской свит порядка 2000 м. Возраст толщи определяется на основании залегания ее ниже нижнеордовикской подтолщи, охарактеризованной ландоверской фауной.

Нерасчлененные отложения шигнетской серии ($O-S_1$) *sg*. Эти образования выделены на юго-востоке района, где верхняя часть песчано-сланцевого комплекса литологически более монотонна и на вышеописанные толщи не расчленяется. Серия сложена пестроцветными полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми и гематито-глинистыми сланцами. Не исключено, что здесь в шигнетскую серию нами включаются песчано-сланцевые породы вышележащей онинской свиты, которая в литолого-фациальном отношении ближе к шигнетской, чем к откусукской серии.

10621



СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Ландоверский и венлокский ярусы

Отуксугская серия

Отуксугская серия, в нашем понимании, венчает разрез геосинклинальных отложений Западного Саяна. Л. П. Зоненшайн, И. Б. Филипова и другие включают в эту серию также совершенно чуждые ей постгеосинклинальные отложения шиштыкской свиты верхнего силура, в связи с чем возраст серии ими определяется в полном объеме силура. Авторы записки считают возраст отуксугской серии нижнесилурийским, а шиштыкскую свиту в эту серию не включают.

Породами отуксугской серии сложена юго-восточная часть площади планшета (центральная часть Онинско-Кантегирской синклинали). Серия четко подразделяется на две свиты: онинскую и таслинскую.

Онинская свита. Нижняя подсвита (S_{1on1}) сложена пестроцветными ритмично слоистыми песчано-сланцевыми породами, литологически похожими на отложения нижней части шигнетской серии, и представлена полимиктовыми песчаниками, глинистыми, известково-глинистыми, гематито-кремнисто-глинистыми сланцами; на востоке района появляются туфопесчаники. Разделяется она на ритмопачки такого же строения, как и описанные выше. Мощность подсвиты 1500—2000 м.

На площади листа М-45-VI в нижней подсвите П. С. Антоновым, Н. А. Доновым и А. И. Науменко собрана фауна брахиопод, табулят и мшанок, позволяющая датировать возраст вмещающих ее отложений как ландоверский.

Верхняя подсвита (S_{1on2}) в литологическом отношении резко отличается от всех нижележащих толщ флишонного комплекса. На 60—80% подсвита сложена темно-серыми и белыми массивными неслоистыми, часто брекчиевидными органогенными известняками, содержащими богатейшую фауну брахиопод, мшанок, табулят, криноидей и др. Расчленяется на две не имеющие стратиграфического значения пачки переменной мощности. В основании нижней пачки залегает горизонт мощностью до 50—80 м гравелитов, песчаников и мергелей.

Верхняя часть пачки сложена темно-серыми до черных песчано-алевролитомергелистыми породами, переслаивающимися с непостоянными по мощности и часто выклинивающимися органогенными известняками. Очень характерны для этой пачки тонкослоистые породы, представляющие собой очень тонкое переслаивание черных и белых прослоев различных по составу песчаников, алевролитов и мергелей. Наиболее полно известняки верхней пачки представлены на водоразделе рр. Мал. и Бол. Карбай, в остальных же случаях они срезаны нарушениями.

Мощность подсвиты определяется в пределах 2000—2500 м.

На площади исследованного района, а особенно за его пределами, на территории листа М-45-VI, из верхней подсвиты онинской свиты произведены послойные сборы фауны брахиопод, мшанок, кораллов (А. И. Науменко, 1962 г.; П. С. Антонов, 1962 г.). Из числа наиболее распространенных руководящих форм можно привести следующие: брахиоподы *Tuvaella rackovskii* Tchern., *T. gigantea* Tchern., *Stegerynchus decemplicatus* var. *angaciensis* Tchern., *Parmorthis* cf. *elengatula* (Dalm.) и др., кораллы *Heliolites* cf. *interstinctus* (Linne.), *Halysites labyrinthicus* (Goldf.), *Altaja florida* Tschernina, *Catenipora gothlandica* (Gabe) и др. По заключению В. Д. Чехович, Е. В. Владимирской и А. И. Науменко, приведенный комплекс фауны позволяет датировать возраст вмещающих отложений как ландовер — нижняя половина венлока.

Таслинская свита. Свита венчает разрез геосинклинальных отложений Центрально-Саянской зоны. Подразделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита (S_{1ts1}) сложена ритмично слоистыми плотными зелеными тонов полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и мергелями, похожими на аналогичные породы верхней части шигнетской серии. Редкие и маломощные прослои известняков залегают, как правило, в верхах ритмопачек. Ритмы песчано-алевролитомергелисто-алевролитомергелисто-алевролитомергелисто-известковистые. По левому борту р. Тасля в наиболее полном ее разрезе выделяется до 6 макроритмов. Мощность 1000—1200 м.

На площади листа М-46-I в нижней подсвите найдена плохой сохранности фауна брахиопод, мшанок, кораллов нижнего силура.

Верхняя подсвита (S_{1ts2}) в пределах площади листа сложена сероцветными песчано-конгломератовыми породами с резко подчиненными прослоями алевролитов, аргиллитов и мергелей. Песчаники крупнозернистые полимиктовые, цемент карбонатный. Конгломераты мелкогравийные, в обломках преобладает кварц и светло-зеленоватые кварцитовидные кремнистые сланцы, реже яшмы, песчаники, известняк. По набору и характеру отложений верхняя подсвита относится к конечным геосинклинальным формациям регрессивного типа. Подразделяется на две пачки: нижнюю — песчано-алевролитовую и верхнюю — конгломерато-песчанистую. Сохранившаяся мощность подсвиты около 1500 м.

Отуксугская серия нерасчлененная (S_{1ot}) выделяется в восточной части площади планшета. Сложена песчано-конгломерато-сланцевыми породами. На значительной площади породы этого участка окремнены, скарнированы и ороговикованы, в связи с чем истинная стратиграфическая принадлежность их, учитывая также сложность тектонического строения участка, устанавливается далеко не всегда.

Верхний отдел

Лудловский ярус

Отложения верхнего силура по своему типу относятся к формациям межгорных прогибов. На подстилающих породах они залегают с резко выраженным структурным несогласием и перерывом. На современном эрозивном уровне сохраняются либо в форме нашлапок на отдельных высотах водоразделов, либо в грабен-синклиналях. Верхнесилурийские отложения района достаточно четко подразделяются на две пространственно разобщенные свиты: шиштыкскую — пестроцветную терригенную и купхольскую — эффузивную.

Шиштыкская свита. Нижняя подсвита ($S_{2ld sf1}$). Пестроцветные конгломерато-песчаные отложения шиштыкской свиты слагают два изолированных друг от друга участка: один в бассейне рр. Мал. и Бол. Карбай, в центральной части Онинско-Кантегирской синклинали, другой в осевой части хр. Стан-Таскыл, в зоне Откыл-Кабансукского глубинного разлома. Различия в структурно-тектонической обстановке обусловили некоторые различия и в литологическом составе свиты на этих участках. В частности, породы стантаскыльского участка более грубообломочные, конгломерато-песчано-известковистые. Общим для них, помимо типа осадков и красноцветности, является ритмичность в чередовании слоев. На обоих участках шиштыкская свита четко подразделяется на четыре конгломерато-песчаных и конгломерато-песчано-алевролитомергелисто-известковистых макроритма. Разрез шиштыкской свиты карбайского участка в бассейне рр. Мал. и Бол. Карбай (высота 2004 м) выглядит следующим образом:

Первый макроритм. 1. Красно-бурые от мелкогалечниковых до мелкогалечниковых конгломераты с прослоями гравелитов и песчаников. Галька представлена подстилающими породами ордовикско-нижнесилурийского возраста 240 м
2. Кирпично-красные косослоистые разнозернистые полимиктовые песчаники 150 м

2*

19

3. Буроватые, затем грязно-серые разнозернистые кварцевые песчаники	40 м
4. Светло-серые кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники с прослоями красно-бурых мелкозернистых песчаников и алевролитов с известковистым цементом	90 "
5. Зеленые полимиктовые песчаники с пластами (до 3 м) и прослоями глинистых известняков и зеленоватых кварц-кремнистых алевролитов	90 "
<i>Второй макроритм.</i> 1. Красно-бурые косослоистые гравийные полимиктовые песчаники с кремнисто-железистым цементом	15 "
2. Переслаивающиеся пестроцветные кварц-полевошпатовые песчаники с прослоями алевролитов	50 "
3. Зеленые полимиктовые песчаники и алевролиты	50 "
<i>Третий макроритм.</i> 1. Темно-бурые крупнозернистые полимиктовые песчаники, сменяющиеся выше разнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов	140 "
2. Переслаивающиеся бурые и зеленые песчаники	60 "
3. Зеленые кварцевые средние и мелкозернистые песчаники	260 "
4. Зеленоватые мергели и глинистые известняки	100—110 "
<i>Четвертый макроритм</i> сохранился лишь в нижней части. Сложен красно-бурыми алевролитами-аргиллитами с прослоями песчаников и гравийных конгломератов	90 "

Общая мощность шиштыкской свиты на этом участке 1460 м, причем она фациально изменчива. Об этом свидетельствует наличие в нижнем макроритме (долина р. Карбай) светло-серых амгдалоидных фельзитов, изменение мощности нижнего конгломератного горизонта (высота 2004 м) на расстоянии 6—8 км с 240 м на юге до 450 м на севере и т. д. Конгломераты шиштыкской свиты в виде мелких нашлапок и тектонических клиньев часто отмечаются в зоне сопряжения крыльев Онниско-Кантегирской синклинали с ее ядерной частью. В ряде случаев эти клинья и нашлапки располагаются на контакте верхней подсвиты онинской свиты с нижележащими толщами, при этом создается ложное впечатление об их залегании в низах верхней подсвиты онинской свиты. Некоторые геологи ВАГТ на этом основании рисуют перерыв в нижнем силуре.

В осевой части хр. Стан-Таскыл разрез шиштыкской свиты следующий:

<i>Первый макроритм</i> — пестроокрашенные мелкогалунные конгломераты. В гальках породы всех нижележащих толщ (протерозой — нижний силур), преобладают сургучно-красные яшмы и слюдястые кварциты. В верхней части макроритма представлен разнозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов и мергелей	600 м
<i>Второй макроритм</i> — преимущественно конгломераты, в основании полимиктовые, а сверху кварцевые. Верхняя часть (до 150 м) состоит из разнозернистых полимиктовых песчаников с прослоями алевролитов-известковистых пород	550 "
<i>Третий макроритм</i> нижней части (до 500 м) сложен мелкогалечниковыми существенно кварцевыми конгломерато-брекчиями, в средней части (до 300 м) — гравелитами, средние и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов. В верхах макроритма выделяется горизонт (до 50 м) переслаивающихся алевролитов, мергелей и глинистых известняков	850 "
<i>Четвертый макроритм</i> — кварцевые конгломерато-брекчин, залегающие в основании (мощность не более 100 м). Мощность песчанного элемента ритма 150 м, а алевролита-карбонатного 100 м	350 "

Верхнесилурийский возраст описываемых отложений определяется до некоторой степени условно на основании сопоставления со стратотипическими

разрезами шиштыкской свиты, с которыми они имеют не только аналогичный литологический состав, но и сходное строение. На площади листа N-46-XXXII в известняках первой ритмопачки найдена фауна мшанок, брахиопод, трилобитов, среди которых, по предварительным определениям А. В. Санжара, преобладают верхнесилурийские формы.

Купхольская свита ($S_2-D_1?kp$). Отложения, относимые к купхольской свите, слагают южные склоны и центральную часть Сабинского хребта. Толща на 90% сложена кислыми эффузивами — кварцевыми порфиридами, фельзитами и кварцевыми порфирами. Цвет их варьирует от светло-серого, почти белого, до розового и красного; структура от крупнопорфировой до афировой.

Порфировые выделения кварцевых порфиров представлены кварцем, альбитом или ортоклазом, хлоритом; кварцевых порфиров — плагиоклазом, деаортгизированным до олигоклаза, и единичными мелкими зернами кварца. Отмечаются также опацизированные мелкие зерна, принадлежащие пироксену и роговой обманке и нацело замещенные хлоритом. Структура основной массы кварцевых порфиров и фельзитов микрофельзитовая, перлитомикрофельзитовая, псевдомикросферолитовая, псевдомикрографическая с участками перекристаллизованного стекла и криптоагрегатного хлорита. У темно-серых и пепельно-серых кварцевых порфиров и фельзитов основная масса нераскристаллизованная, стекловатая. Основная масса кварцевых порфиров криптоплатакситовая, микрофельзитоплатакситовая, состоит из сравнительно плотного войлока микролитов кислого плагиоклаза, «склеенных» зеленоватым стеклом. В меньшем количестве в составе толщи отмечаются бурые, серые, до черных, лавобрекчин, кристаллотуфы, туфопесчаники, туффиты.

На западе района, на водоразделе рр. Самбыл—Кара-Карасуг, купхольская свита расчленяется на четыре горизонта (снизу вверх):

1. Преимущественно грубообломочные туфогенные породы — лавобрекчин, туфобрекчин, кристаллотуфы	200—220 м
2. Бурые кварцевые порфириды, наряду с которыми отмечаются фельзиты, кварцевые порфиры и их туфогенные производные	550 "
3. В нижней части темно-серые и пепельно-серые кварцевые порфириды, а в верхней белые, розовые, красные фельзиты и кварцевые порфиры; реже отмечаются туфогенные породы	1600 "
4. Переслаивающиеся фельзиты, кварцевые порфиры и кварцевые порфириды	300 "

Общая мощность свиты не менее 2700—2800 м.

На востоке района (высоты 2510 и 2480 м) при том же литологическом составе несколько меняется характер переслаивания. В нижнем горизонте преобладают мелкообломочные туфогенные породы — туфопесчаники, кристаллотуфы. Увеличивается в мощности второй и уменьшается третий горизонты, при этом верхняя часть третьего горизонта замещается характерными бурными кварцевыми порфиридами с крупными (до 1—1,5 см) и многочисленными порфировыми выделениями плагиоклаза.

Формирование купхольской толщи происходило в субаэральных условиях при преобладающем центральном типе извержений. На подстилающих отложениях джебашской серии купхольская свита залегает несогласно с осадочной брекчией в основании. С иньсукской свитой контакт тектонический.

Верхнесилурийский возраст купхольской свиты определен на площади листа M-45-VI. Здесь, по данным П. С. Антонова (1962 г.), совершенно аналогичная вышеописанной толща с перерывом залегает на отложениях с фауной тувелл и перекрывается терригенными красноцветными породами с флорой *Jenisseiphuton rudnevae* (Peresvetov) Ananiev (по А. Р. Ананьеву —

нижний девон). Здесь в известняках найдены стегоренхеллы, ортиды и камаротехны*.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Хараджульская свита (D_1hr). В пределах района породы свиты развиты на правобережье р. Абакан и составляют южную часть Хараджульского грабена. Хараджульская свита в ее стратотипе на 90% представлена эффузивными породами, образующими непрерывный ряд от основных эффузивов до кислых. В низовьях р. Джебаш свита расчленяется на четыре пачки (снизу вверх):

1. Часть базального горизонта (самые низы срезаны) представлена буро-зелено-серыми мелкогалечниковыми конгломератами, гравелитами, песчаниками. Обломочный материал их, состоящий из пород протерозоя — среднего кембрия, почти совершенно не окатан. 130 м
2. Лабрадоровые порфириты, образующие потоки и покровы мощностью 2,5—20 м. В нижней части потоки сложены плотными средне- и мелкопорфировыми лабрадорскими порфиритами, в средней — слабо миндалекаменными средне- и крупнопорфировыми разновидностями и в кровле — миндалефирми или шлаками. В верхней части потоков иногда наблюдается нечеткая шаровая отдельность. Лабрадорские порфириты представляют собой лилово-темно-серые породы, часто с крупными (до 3 см) порфировыми выделениями лабрадора. Текстура пород миндалекаменная, пузыристая и массивная. 450 „
3. Преимущественно пироксено-плагноклазовые и плагноклазово-выс порфириты. 280 „
4. Преобладают кварцевые и бескварцевые плагнопорфириты и трахиандезиты. Плагнопорфириты окрашены в розовые тона, обладают флюидалной текстурой. Трахиандезиты отличаются темно-серой окраской и порфировой структурой. Плагнопорфириты составляют нижнюю и верхнюю части пачки, трахиандезиты — среднюю. 2200 „

В верхней части эффузивы переслаиваются с туфоконгломератами и туфопесчаниками. В одной из линз туфоконгломератов в 2,5 км восточнее пос. Абаза нами собрана фауна, предварительно определенная Н. И. Новожиловым как *Merostomata*. Наличие фауны ракоскорпионов лишний раз подтверждает правильность наших выводов о девонском возрасте эффузивно-туфогенных пород Хараджульского грабена.

Кроме того, к хараджульской свите нами относятся «нашлепки» песчано-конгломератов пород на водоразделе рр. Джебаш — Чехан и в бассейне р. Мал. Арбат, т. е. в зоне Джебашского глубинного разлома. Ранее эти отложения относились к кембрию. В 1961 г. среди конгломератов этой толщи, залегающей на кембрийских отложениях с структурным несогласием, найдена галька пород джебашской — арбатской свит. Литологически данная толща почти аналогична шиштыкской свите, но близость ее к площадям распространения девонских отложений Минусинской котловины и встреченная в ней пластовая залежь лабрадорских порфиритов свидетельствуют о девонском ее возрасте.

* Выделение верхнесилурийской эффузивной толщи имеет огромное значение для всей Саяно-Алтайской области. Возраст ее подкрепляется радиологическими данными по аналогичным кислым эффузивам в бассейне р. Чаваш (Т. Н. Иванова, 1962 г.), а также материалами А. В. Поповой (1962 г.), согласно которым палеомагнитные характеристики толщи кислых эффузивов Тувы сходны с характеристиками верхнего силура, но отличаются от таковых нижнего девона. — *Прим. ред.*

На водоразделе рр. Карасук — Сабатай наблюдался наиболее полный разрез этой толщи. В основании толщи залегает пачка переменной мощности светло-серых конгломератов, на 95% сложенных галькой слюдистых кварцитов и кварца джебашской серии. Цемент конгломератов состоит из перемытых серицито-эпидото-кварцевых сланцев джебашской серии. В верхней части пачки эти перемытые сланцы образуют значительной мощности песчаные прослои, трудно отличимые от сланцев джебашской серии. Мощность пачки ее не менее 100 м. Выше залегает 400—500-метровая пачка грубо-ричностных конгломерато-песчано-аргиллитовых пород. Мощность ритмо-слоев от 3—4 до 50 м. Преобладают конгломераты, чаще мелкогалечниковые; в гальках встречаются кварциты, известняки, кератофирры, спилиты, мета-габбро, граниты и туфопесчаники кембрия.

Средний отдел

Толочковская свита (D_2tl). В пределах площади листа свита составляет небольшой участок северо-восточнее пос. Абаза. Свита здесь сложена оливиновыми диабазами и диабазовыми порфиритами, знаменующими начало нового цикла вулканизма. Восточнее (за пределами района) в составе свиты отмечаются красноцветные песчаники и туфопесчаники.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения представлены ледниковыми, аллювиальными и аллювиально-делювиальными образованиями. Условно они расчленяются на верхний и современный отделы.

Верхний отдел (Q_3)

К верхнему отделу отнесены ледниковые отложения горнодолинных ледников, развитые в бассейне верхнего течения рр. Самбыл, Ключон, Ары-Хем, Изынжуль, Чехан, Казанашка, Кантегир, Бол. и Мал. Карбай. Представлены они преимущественно валунами гранитов, сцементированными глинисто-щебенным материалом. Максимальная мощность морены нами устанавливается условно в пределах 80 м.

Современный отдел (Q_4)

Современный отдел представлен элювиальными, элювиально-делювиальными и аллювиальными образованиями. Первые два типа отложений широко развиты на водораздельных пространствах и их склонах. В большинстве своем это угловато-крупноглыбовый курумник, сцементированный дресвяно-щебенным материалом. Его состав целиком зависит от состава разрушаемых пород.

Аллювиальные отложения развиты по долинам рек и ключей. Представлены они валунно-галечниковым материалом современной поймы и первой надпойменной террасы; лишь II и III надпойменные террасы сложены песчано-глинистым материалом с примесью галечников.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматическая деятельность в районе проявилась весьма широко и разнообразно. Отличительной ее чертой является длительность развития во времени, многократность магматических эпох, разнообразие типов и фаций. Относительно длительные и спокойные периоды ее проявления, в течение которых происходило формирование эффузивных толщ и синхронных (комагматичных) им мелких субвулканического типа интрузий, чередовались с отно-

нительно краткими, но тектонически очень активными периодами бурной магматической деятельности. Магматические образования первого типа обычно входят как составные части в осадочно-эффузивные геосинклинальные формации, не нарушая при этом общего непрерывного и направленного процесса геосинклинального осадконакопления. Вторые обычно прерывают этот процесс, являясь по отношению к нему «дискордантными». Но как те, так и другие приурочены к определенным этапам развития геосинклинали, т. е. в районе имеют место такие же закономерности в развитии магматизма, что и в ряде других геосинклинальных областей (Ю. А. Кузнецов, 1958 г.). Имеющие же место отклонения прекрасно объясняются особенностями геосинклинального развития Западного Саяна.

В пределах района выделяются магматические комплексы (формации) в следующей возрастной последовательности (снизу вверх):

1. Древняя диабазовая эффузивная формация (джебашская серия) — протерозой.

2. Спилито-кератофировая эффузивная формация (нижнемонокская свита) и синхронные (комагматичные) ей анзасский габбро-альбититовый комплекс в зонах глубинных разломов и манский плагиогранитный комплекс на геосинклинальных поднятиях — нижний кембрий.

3. Андезино-дацитовая эффузивная формация (верхнемонокская и нижняя подсвита арбатской свиты). Возможно, этой формации отвечают авгитовые диориты хр. Кирса и мелкие тела роговообманковых габбро — нижний — средний кембрий.

4. Гипербазитовая формация. Приурочена к концу первого протерозойско-среднекембрийского геосинклинального этапа и, по нашему мнению, является синорогенной для этой геосинклинали неполного типа развития. Эффузивных аналогов нет. Возраст — граница среднего — верхнего кембрия.

5. Диабазовая эффузивная формация начальных этапов второго геосинклинального цикла (этап унаследованной геосинклинали) и синхронные ей субвулканические габброиды — ордовик.

6. Гранитоидная (синорогенная) батолитовая формация, точнее ее ранняя гранодиоритовая субформация (большепорожский комплекс). Эффузивных аналогов нет. Возраст — граница нижнего и верхнего силура.

7. Гранитоидная (посторогенная) формация, точнее ее поздняя гранитная субформация, и ее комагматы — кварцпорфировая эффузивная формация. Возраст — конец верхнего силура. Знаменует собой конец геосинклинального магматизма в Западном Саяне.

8. Трахито-базальтовая эффузивная формация и комагматичный ей альбититовый интрузивный комплекс девонского возраста относится уже к магматическим формациям межгорных прогибов.

Таким образом, в геосинклинальный период развития Западного Саяна сформировались семь магматических формаций, пять из которых представлены разновозрастными интрузивными комплексами. Возраст этих пяти комплексов (по легенде их 12) устанавливается в достаточно узких пределах. Эффузивные формации охарактеризованы в предыдущей главе, а описание интрузивных комплексов приводится ниже.

Нижнекембрийский анзасский интрузивный комплекс ($\nu C m_1$, $\gamma - \xi C m_1$)

Габбро-альбититовые интрузии анзасского комплекса приурочены к зоне Джебашского разлома, и лишь единичные тела их отмечаются в Хансыском поднятии. Породы интрузии являются дифференциатами базальтоидной магмы, конечные продукты которой — габбро и альбититы наиболее распространены. Граниты, диориты, диорито-снениты встречаются спорадически. Для интрузивных тел, расположенных в зоне Джебашского глубинного разлома, характерен сильный метаморфизм с почти полной перекристаллизацией слагающих их пород.

Габброиды, измененные до стадии метагаббро, состоят только из вторичных минералов: альбита, актинолита, уралита, эпидота, хлорита, кальцита,

кварца, сфена, магнетита. Весьма редки реликты первичных лабрадор-битовнита и диаллага. Структуры метагаббро blastовые. Местами габброиды превращены в амфиболиты.

Альбититы и альбитит-порфиры — светлые породы, состоящие на 60—90% из альбита (60—90%) и альбит-олигоклаза (до 15%). В подчиненном количестве встречаются актинолит, рибекит, кварц, ортоклаз, биотит, эпидот, сфен, иногда обилён магнетит. Структура пород бostonитовая, призматическо-скизернистая, катакlastическая, blastовая. Редкие тела гранитов и диоритов в зоне Джебашского разлома превращены в мылониты, первичный их состав распознается с трудом. В бассейне р. Кеня встречаются относительно свежие авгитовые диориты; состоят они из альбит-олигоклаза и авгита с примесью кварца, ортоклаза и рудного. Структура офитовая или монзонитовая с элементами габбро-офитовой. Форма интрузивных тел комплекса обычно дайкообразная или пластовая. Они расположены согласно с простиранием складчатых структур и Джебашского разлома.

Взаимоотношения метагаббро и альбититов между собой разные. Отмечались как прорывы или интрузивное воздействие габбро на альбититы, так и обратные явления. Петрохимические, петрографические и полевые исследования дают основания утверждать, что анзасский габбро-альбититовый комплекс комагматичен нижнемонокской спилито-кератофировой формации. Комплекс имеет длительную историю формирования. Начальные этапы его (габбро-альбититы) синхронны эффузивам нижнемонокской свиты, а конечные (диориты) — эффузивам верхнемонокской свиты. Не исключено, что последние представляют самостоятельный комплекс.

Возраст комплекса мы считаем нижнекембрийским на основании вышеизложенного и наличия пород комплекса в гальке конгломератов арбатской свиты среднего кембрия верхов верхнемонокской свиты. По нашему мнению, эти образования одновозрастны с манским интрузивным комплексом, но сформировались они в разных структурных условиях. С анзасским комплексом генетически связано Анзасское и Абазинское железорудные месторождения, а также месторождения золота.

Нижне-среднекембрийский актоврацкий интрузивный комплекс ($\Sigma C m_{1-2}$)

Для ультраосновных пород актоврацкого, или западно-саянского, комплекса характерна генетическая связь с зонами глубинных разломов и приуроченность к полям развития нижнекембрийских пород. В пределах площади листа гипербазиты образуют две полосы северо-восточного направления. Северная приурочена к Джебашскому, а южная к Откыл-Кабансукскому глубинным разломам. Форма тел линзообразная, иногда близкая к дайкообразной, мощность их от 20 м до 2 км; отдельные тела прослеживаются на 18—20 км. Актвоврацкий комплекс в районе представлен только серпентинитами. В серпентинитах часто наблюдается оталькование и образование конгломератовидных псевдошаровых текстур, свидетельствующих о значительном боковом давлении. Контактное воздействие их выражается в слабом окремнении и отальковании. Массивы гипербазитов в ряде случаев занимают секущее положение по отношению к структурам верхнемонокской свиты, галька их в конгломератах арбатской свиты не найдена, поэтому возраст комплекса мы считаем средне-верхнекембрийским. Комплекс синорогенен первому протерозойско-среднекембрийскому этапу геосинклинального развития. С ультраосновным комплексом связаны месторождения и рудопроявления хромита, талька, асбеста.

Ордовикский субвулканический интрузивный комплекс (νO)

В центральной части Джебашского хребта, в зоне Откыл-Кабансукского глубинного разлома, метаморфические породы джебашской серии и породы флишондного комплекса ордовика — нижнего силура прорваны многочислен-

ными субвулканическими телами габброидного состава. Для пород комплекса характерна очень глубокая степень изменения. За редким исключением они превращены в очковые актинолит-эпидот-хлорит-альбитовые ортосланцы. Относительно свежие габбро крайне редки. Состоят они из уралита по пироксену, сосюритизированного плагиоклаза, вторичных (альбит, эпидот, кальцит, хлорит, мусковит, кварц) и акцессориев (сфен, ильменит, сульфиды). Кроме габброидов встречаются диориты и единичные тела катакластических гнейсогранитов. Форма интрузивных тел в плане линзообразная, штокообразная. Размеры их незначительны.

По ряду соображений можно утверждать, что современный метаморфизм пород комплекса является ретроградным, наложенным на более высокий термально-метасоматический метаморфизм, связанный с глубинным очагом, породившим субвулканические тела. Доказательством этого, в частности, может служить наличие граната и турмалина в очковых сланцах.

Данный комплекс мы считаем комагматичным эффузивам ордовика — нижнего силура. Его геотектоническое положение в ордовико-нижнесилурийской геосинклинали приблизительно такое же, как и положение анзасского габбро-альбитового комплекса в протерозое — среднем кембрии. Возраст комплекса на основании прорывания им иньсукской свиты мы считаем ордовикским. Отмечается повышенное содержание титана в габброидах и эффузивах ордовика.

Среднепалеозойский большепорожский интрузивный комплекс ($\gamma - \gamma\delta Pz_2$; $\delta - \nu Pz_2$)

Массивы большепорожского комплекса сосредоточены в Кантегирской зоне смятия. Всего здесь вскрывается семь массивов. За пределами Кантегирской зоны единичные тела гранитоидов отмечаются в Джебашском горсте.

Большепорожский комплекс является типичным представителем гранитоидных батолитовых формаций (Ю. А. Кузнецов, 1958 г.). Представлен он гранодиоритами, гранитами, плагиогранитами, а в краевых частях — кварцевыми диоритами, диоритами, габбро, габбро-норитами, связанными постепенными взаимопереходами.

Характерно единообразие однотипных пород во всех массивах. Преобладают гранодиориты серого цвета, состоящие из плагиоклаза (35—60%), кварца (25—40%), микроклина (5—20%), биотита (9—20%), роговой обманки (до 5%) и акцессориев — сфена, рутила, апатита, циркона, ильменита (0,2—2%). Плагиоклаз резко зональный — олигоклаз-андезин в центральной части и альбит-олигоклаз в периферической. Калишпат представлен микроклином пертитом. Кварц с облачным угасанием. Биотит бурый, частично замещен хлоритом, эпидотом, мусковитом и содержит многочисленные включения апатита и радиоактивного циркона.

Гранитоиды большепорожского комплекса имеют четко выраженную щелочно-земельную спецификацию. Из петрохимических особенностей комплекса следует отметить пониженное содержание калия по сравнению с нормальными гранитами, из минералогических — пониженное содержание калишпата и повышенное темпоцветных (биотит).

Вторая группа пород большепорожского комплекса (от кварцевых диоритов до габбро-норитов) имеет явно выраженный гибридный характер. Для них характерно непостоянство состава, структур (с преобладанием пойкилитовых и ситовидных) и приуроченность к красным и аникальным частям массивов. Породы этой группы обладают зелено-темно-серым цветом, мелко- и средне-неравномернокристаллической структурой, часто пятнистой шпировой текстурой. Диоритовая подгруппа включает разности с содержанием непостоянного по основности (N_{δ} 25—55) плагиоклаза (40—60%), роговой обманки (до 25%), биотита (до 15%), гиперстена (до 5%), кварца (0—20%), калишпата (0—15%) и повышенным содержанием акцессориев. В подгруппу габбро-диоритов, габбро, габбро-норитов, оливиновых норитов выделяются породы, состоящие из плагиоклаза (от андезина до кислого биотинита) до 50%, уралитизированного пироксена и роговой обманки (до 30—50%), оли-

вина (до 10%) и небольшого количества биотита, кварца, калишпата. Акцессорные — сфен, ильменит, циркон, турмалин.

Характерными особенностями пород этой группы являются: зональный и идиоформный характер кристаллов плагиоклаза, ситовидный облик зерен роговой обманки и биотита (зерна, разрастаясь, приобретают иногда характер «цемента»), значительные аутометаморфические изменения с образованием эпидота, хлорита, серицита по плагиоклазам, уралитовой и обыкновенной роговой обманки по пироксенам (с последующим замещением хлоритом) и тремолита, серпентина, талька по оливинам.

Контактовое воздействие большепорожского комплекса выразилось в орговиковании вмещающих пород с образованием кварц-биотитовых и узловатых кварц-кордиерит-биотитовых роговиков, реже кварц-амфиболо-полевошпато-биотитовых гнейсов. Ширина зоны контактового метаморфизма от 300 м до 5 км.

Форма интрузивных тел, как правило, штокообразная, в редких случаях линзообразная, с крутопадающими контактами. Не исключено, что в Кантегирской полосе разобщенные тела на глубине соединяются в одно крупное батолитообразное тело. Гибридные породы свойственны Ак-Таскыльскому и Усть-Ключонскому массивам, остальные же массивы сложены гранитами и гранодиоритами.

Принсковый массив, расположенный на водоразделе рр. Бол. Карбай—Ататах, является наиболее крупным. В плане он имеет вид клина с прямолинейными юго-восточным и северо-западным контактами и представляет собой плоскостенный шток, что обусловлено положением его непосредственно между двумя ветвями Кантегирской зоны смятия. Этим же объясняется широкое развитие милолитов, катаклазитов, очковых сланцев и разгнейсованных гранодиоритов по его периферии в зоне до 2 км шириной. Весьма характерен для катаклазированных гранитоидов голубой кварц.

Массивы большепорожского комплекса, расположенные в пределах развития пород джебашской серии, несколько отличаются по форме и составу. Так, Колбинский массив (верховья р. Карасиба) имеет форму расслоенного допалата, полого и согласно с вмещающими породами джебашской серии падающего на северо-запад. В нижней части допалат сложен оливиновыми норитами, выше — роговообманковыми норитами и, наконец, габбро-диоритами. Тугусукский массив, расположенный в бассейне р. Джебаш, имеет трещинно-штокверковую форму и представляет собой целую серию различных ориентированных гранитных жил, прорывающих роговики и габброиды. Следует отметить, что подобные соотношения между гранитами и габбро, да и сама форма массива не свойственны большепорожскому комплексу. Поэтому Тугусукский и Колбинский массивы к большепорожскому комплексу нами относятся условно.

В Западном Саяне массивы большепорожского комплекса прорывают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего силура и сами прорываются гранитами джойского комплекса. На основании этого и данных определения абсолютного возраста (413 млн. лет) время формирования комплекса принято нами как переходное от нижнего к верхнему силуру. Большепорожский комплекс относится к группе синорогенных (или раннепосторогенных) гранитоидных батолитовых формаций, точнее к ее ранней гранодиоритовой субформации, в понимании Ю. А. Кузнецова (1958). Эффузивных аналогов среди пород комплекса не обнаружено. В металлогеническом отношении большепорожский комплекс практически стерилен. С ним может быть связана минерализация вольфрама, золота и железа. Массивы комплекса на аэромагнитных картах выражены повышенным значением ΔT_a от 200 до 1600 гамм.

Посленижнедевонский джойский интрузивный комплекс ($\delta\pi D_{1-2}$, γD_{1-2} , $\gamma\pi D_{1-2}$)

К этому комплексу в пределах площади листа относятся Сабинский, Копенский, Ататахский массивы и ряд мелких субвулканических и дайковых

тел. Первые два приурочены к Откыл-Кабансукскому глубинному разлому, а Ататахский находится в центральной части Онинско-Кантегирской синклинали. Горы комплекса представлены существенно калищатовыми гранитами, отличающимися друг от друга только структурно. Комплекс четко трехфазный: первая фаза — кварцевые диорит-порфиры, вторая — граниты и порфиновые граниты, третья — гранит-порфиры и микрограниты.

Первая фаза (δD_{1-2}) в пределах района проявлена слабо и представлена четырьмя небольшими субвулканическими телами, прорывающими отложения нижней части купольской свиты. Три из них — типичные неки диаметром 200—250 м, а одно размером 2×1 км, видимо, представляет субвулканическое тело. Неки образованы кварцевыми диорит-порфиритами. В порфиновых выделениях наблюдается зональный плагиоклаз (олигоклаз—андезин) и роговая обманка. Основная масса тонкокристаллическая, сложена полевыми шпатами, кварцем, роговой обманкой и биотитом. В контактовых частях неков кварцевые диорит-порфиры макроскопически неотличимы от кварцевых порфиров купольской свиты, подводящими корнями которых они, по-видимому, являются.

Вторая (главная) фаза (γD_{1-2}) представлена розовыми, розовато-серыми и белыми очень однообразными по составу, но различными по структуре существенно калищатовыми гранитами. Структура гранитов изменяется от микрогранитной до порфировидной, местами пегматоидной. Состав: кварц (до 40%), нерешетчатый пертитизированный микроклин (40—45%), альбит № 5—8 (до 20%), биотит (до 8%), акцессорные — сфен, апатит, магнетит (0,5%).

Третья фаза (γD_{1-2}) (дайковая и штокерковая) представлена розовыми микрогранитами и желтовато-розовыми гранит-порфиритами. Состоят они из микроклина (45—50%), кварца (30—33%), альбита (10—13%), биотита (до 5%), акцессорных (1%). Сабинский и Копенский массивы по форме и структурному положению являются межформационными лакколитами, Ататахский — асимметричным лакколитом. Из петрохимических особенностей джойского комплекса следует отметить пересыщенность глиноземом и пониженное содержание кальция. С постмагматической деятельностью интрузий, особенно в Ататахском массиве, связаны процессы грейзенизации. Контактное воздействие на вмещающие породы невелико, но разнообразно. Выражается оно в зависимости от состава пород в эпидотизации, скарнировании, окремнении, ороговивании, амфиболизации. Среди скарнов преобладают пироксено-гранатовые и амфиболо-гранатовые разности. Скарнированные и окремненные породы слагают значительные площади в бассейне рр. Таслая, Мал. и Бол. Карбай. Видимой связи с интрузивными телами эти участки скарнированных пород, несмотря на значительный эрозионный срез (900—1200 м), не обнаруживают.

Возраст джойского комплекса, основанный на фактах прорывания им отложений верхнего силура и нахождении гальки пород комплекса в красноцветных конгломератах нижнего — среднего силура, а также определений абсолютного возраста (350—440 млн. лет), датируется нами как верхнесилурийский — нижнедевонский. Комплекс комагматичен эффузивам купольской свиты верхнего силура.

Джойский интрузивный комплекс знаменует собой конец геосинклинального магматизма в Западном Саяне. По своему типу он относится к группе посторогенных гранитоидных батолитовых формаций, точнее к ее более поздней гранитной субформации, по Ю. А. Кузнецову (1958). Джойский интрузивный комплекс перспективен в отношении полезных ископаемых. В пределах территории листа с ним генетически связаны крупные и мелкие месторождения и рудопроявления железа, молибдена, свинца, кобальта, вольфрама, меди, цинка. Комплекс в целом характеризуется пониженной магнитностью и повышенной гамма-активностью.

Девонский субвулканический комплекс (γD)

К этому комплексу относится небольшой штокообразный массив, прорывающий эффузивные отложения девона севернее пос. Абаза. Массив сложен розовато-белыми, зеленовато-серыми от мелко- до крупнокристаллических альбититами. Последние состоят из длинных неправильных призм тонко-сдвоенного альбита № 8—10 или альбит-олигоклаза № 16 (до 70—80% породы). Промежутки между интерстициями выполнены агрегатом мелких зерен кварца. В незначительном количестве отмечается роговая обманка, как правило замещенная хлоритом. Ю. А. Кузнецов (1929 г.) в составе массива отмечает кварцевые андезиты. Контактное воздействие массива на вмещающие порфиры девона практически не заметно. Песчаники верхней толщ $\text{Cm}_{2-3}^{\text{III}}$ в контакте ороговиваются. В тектоническом отноше-

нии данный интрузивный комплекс нами относится к магматическим формациям межгорных прогибов. Мы считаем его интрузивным (субвулканическим) аналогом трахитобазальтовой эффузивной формации, по терминологии Ю. А. Кузнецова (1958). Металлогеническая спецификация комплекса не ясна.

ТЕКТНИКА

Тектоническое строение площади листа сложное, что обусловлено, во-первых, длительностью геосинклинального развития района и, во-вторых, разнообразностью слагающих его структур. В описываемую территорию входят Северо-Саянская структурно-фациальная зона ранней кембрийской консолидации, Центрально-Саянская структурно-фациальная зона поздней, силурийской консолидации, Минусинская впадина и ряд мелких грабен-синклиналей, являющихся реликтами некогда более обширных наложенных межгорных впадин (см. рисунок). Последовательно с севера на юг в пределах этих зон выделяются следующие крупные структуры: Хараджульский грабен, Хан-Саянская геантиклиналь, Мало-Анзасская синклиналь, Джебашский горст, ограничивающие последний Джебашский и Откыл-Кабансукский глубинные разломы и связанные с ними зоны складчатости, Борусский блок и осложняющий его Стан-Таскыльский гребень, Сабинская грабен-синклиналь, Онинско-Кантегирская мегаинклиналь и наложенная на нее Карбайская грабен-синклиналь.

В строении перечисленных структурных единиц принимают участие в различной степени дислоцированные геосинклинальные и постгеосинклинальные магматические и осадочно-метаморфические образования докембрия, нижнего и среднего палеозоя.

Основываясь на принципе выделения структурных этажей как комплекса отложений, отвечающих определенному этапу (циклу) развития региона, на площади листа N-46-XXXI можно выделить два структурных этажа. Первый структурный этаж отвечает геосинклинальному этапу развития Западного Саяна и охватывает комплекс отложений от джебашской до отуксукской серии включительно. Второй соответствует постгеосинклинальному этапу или этапу межгорных впадин и включает отложения верхнего силура и девона.

Первый структурный этаж по наличию значительного несогласия и перерыва в осадконакоплении четко подразделяется на два подэтажа. Нижний, сложенный отложениями позднего протерозоя — среднего кембрия, отвечает этапу первичной геосинклинальной неполного типа развития, а верхний, образованный отложениями ордовика — нижнего силура, соответствует этапу формирования вторичной (унаследованной) геосинклинальной.

Второй структурный этаж также подразделяется на два подэтажа: нижний, сложенный породами верхнего силура, и верхний, представленный отложениями девона. Следует отметить, что нижний подэтаж в геотектоническом отношении занимает промежуточное положение между нижним, геосинклинальным, и верхним, постгеосинклинальным, структурными этапами.

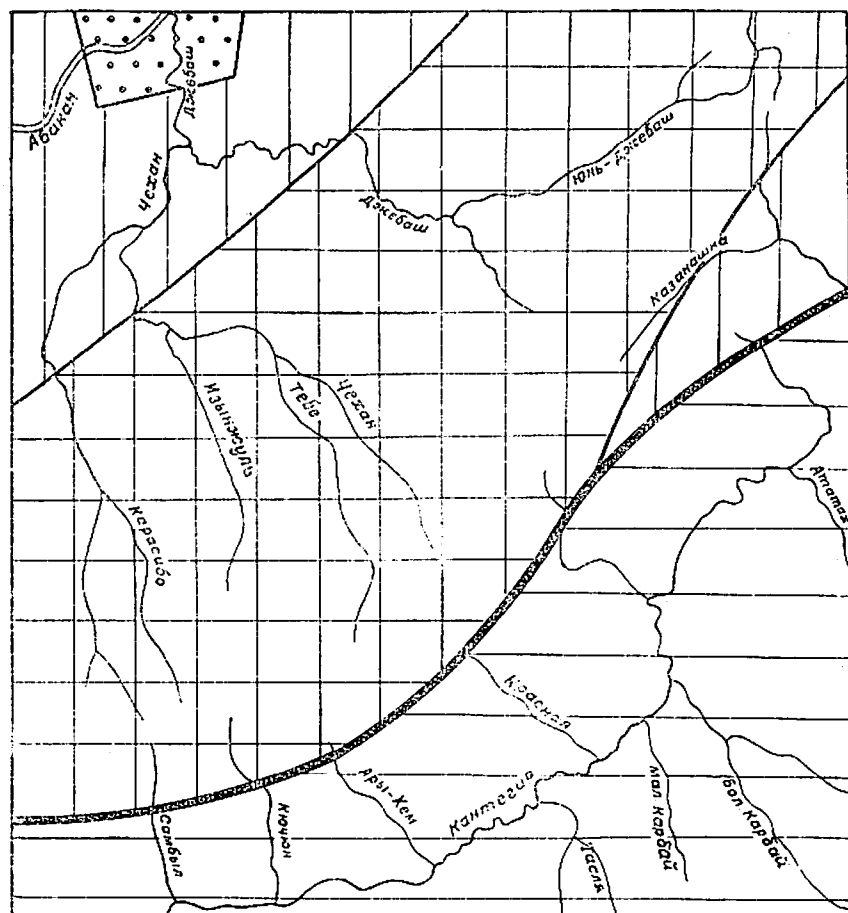


Схема тектонического районирования

Северо-Саянская структурно-фациальная зона: 1 — Джебашский горст, 2 — нижне-среднекембрийский складчатый комплекс; Централь-но-Саянская структурно-фациальная зона: 3 — Ониско-Кантегирская синклиналь; Минусинская впадина: 4 — Хараджуйский грабен; 5 — Граница Северо-Саянской и Центрально-Саянской структурно-фациальных зон

По магматизму он ближе к первому, а по типу осадков — ко второму структурному этажу. Возможно, имеет смысл выделить его в самостоятельный переходного типа структурный этаж. Верхний подэтаж отвечает уже этапу типичных межгорных впадин, или этапу завершённой складчатости.

Первый структурный этаж

Первый подэтаж сложен отложениями джебашской, нижнемонокской, верхнемонокской и арбатской свит. В состав его входят Хансынская антиклиналь, Мало-Анзасская синклиналь, Джебашский горст, ограничивающие его Джебашский, Откыл-Кабансукский глубинные разломы и связанные с ними зоны смятия, а также Борусский блок.

Джебашский горст является крупной тектонической структурой Западного Саяна. Он ограничен мощными разломами типа глубинных разломов геосинклинальных областей, в понимании А. В. Пейве и В. М. Синицина. В его строении принимают участие метаморфические орто- и парасланцы одноименной серии и прорывающие их разновозрастные интрузивные образования. Метаморфические породы образуют одну крупную Тырдан-Чеханскую антиклиналь и сопряженную с ней Ониско-Джойскую синклиналь. В пределах северной части площади листа выделяется сопряженная с Ониско-Джойской синклиналью Сарысукская антиклиналь. В целом, являясь довольно сложно и интенсивно дислоцированной структурной единицей, Джебашский горст обнаруживает определенные различия в строении входящих в его состав крупных пикативных структур, которые заключаются в том, что крупные антиклинали имеют более простые и менее напряженные пикативные формы, чем сопряженные с ними и соответствующие им по масштабу синклинали.

Тырдан-Чеханская антиклиналь имеет довольно простую корчатую форму с очень широким, порядка 10—15 км, сводом и крутопадающими крыльями. Залегание пород в ее сводовой части близко к горизонтальному и лишь слегка осложнено пологоволнистыми складками с размахом крыльев не превышающим первых метров. На крыльях антиклинали горизонтальное залегание флексуобразное меняется на наклонное до 50—60° для северного и до 90° для южного крыла. Такая асимметрия в строении антиклинали обусловлена тем, что ее южное крыло располагается в зоне Откыл-Кабансукского глубинного разлома.

Ониско-Джойская синклиналь, расположенная к северу от Тырдан-Чеханской антиклинали, по форме и степени напряженности является альпийно-типовой, близкой к линейным складкам. Простирание ее восток-северо-восточное, в том же направлении (до вершины р. Прав. Казанки) происходит погружение шарнира складки. Размах крыльев синклинали достигает 30 км, причем значительная часть ее южного крыла срезана Откыл-Кабансукским разломом. Падение крыльев 70—90°, причем отмечаются и опрокинутые залегания. Крылья синклинали осложнены разномасштабной дисгармоничной дополнительной складчатостью, преимущественно очень мелкой (с размахом крыльев в первые метры и до гофрировки). В одном обнажении можно видеть как опрокинутые изоклинальные, так и простые прямые складки. Для простых складок характерны следующие детали строения: антиклинали имеют замок широкий и пологий, а синклинали — острый; при этом северные крылья дополнительных антиклинальных складок пологие и длинные, южные — крутые и короткие, и если бы не наличие дополнительных изоклинальных складок, то можно было бы говорить об ее полном подобии основной.

Сарысукская антиклиналь ввиду того, что находится в зоне Джебашского глубинного разлома, имеет довольно напряженную форму. Форма складки в общем гребневидная с относительно широким сводом и крутопадающими (порядка 60—80°) крыльями. К ядерной части ее приурочены многочисленные дайки гранитов и диабазов. Крупные пикативные структуры Джебашского горста осложнены и в значительной степени затушены, особенно в зонах тектонических нарушений, разномасштабной складчатостью интенсивной расщепленностью и кристаллизационной сланцеватостью.

Магматические образования не вносят существенных изменений в структуру горста, но оказывают заметное влияние на метаморфизм пород. Дайковые породы на площади Джебашского горста пользуются исключительно широким распространением. Для них четко устанавливается структурная приуроченность к ядрам Тырдан-Чеханской и Сарысуksкой антиклиналей, к зонам глубинных разломов и к флексуобразным перегибам на крыльях Тырдан-Чеханской антиклиналей. Джебашский горст с севера и юга от окружающих его кембрийских и ордовикских отложений ограничен мощными зонами глубинных разломов. Сам же горст вообще, а в зонах этих нарушений в особенности, многочисленными разновозрастными дизъюнктивными нарушениями разбит на ряд разномасштабных блоков. Характер и амплитуда перемещения этих блоков не всегда определима. В общих чертах можно говорить о блоковой мозаичной структуре Джебашского горста, особенно в его краевых частях.

Хансынская антиклиналь представляет собой крупную структуру северного фаса Западного Саяна и распространена в основном за пределами площади листа. Для нее характерны следующие детали строения:

1. Породы центральной части на значительном расстоянии (порядка 5 км вкост простираения) залегают почти горизонтально.

2. Переход от горизонтального залегания к наклонному происходит резко. На расстоянии не более 500 м углы наклона слоев изменяются от 0 до 20—25° для северного крыла и от 0 до 60—80° для южного крыла. Эти перегибы можно считать флексурами, отражающими в осадочном чехле разлом фундамента. К ним приурочены мелкие тела габбро и альбититов.

3. От сопрягающихся с ней с юга синклиналией она ограничена посплоного типа дизъюнктивными нарушениями.

4. В целом для Хасанской антиклиналей, так же как и для Тырдан-Чеханской, четко вырисовывается коробчатая, но более угловатая форма.

Мало-Анзасская синклиналь располагается к северу от Джебашского горста и граничит с ним по одноименному разлому, является структурой первого порядка для Северо-Саянской структурно-фациальной зоны. По подошве арбатской свиты прослеживается более чем на 100 км (действительные ее размеры значительно больше). Синклиналь сложена кембрийскими отложениями верхнемонокской и арбатской свит. По северному крылу с ней сопрягаются Хансынская и Майнская антиклиналей, периклинальные окончания которых имеют угловатые, коленообразные очертания, и синклинальный перегиб между упомянутыми структурами (седло) имеет не плавную полого-вогнутую, а угловатую, близкую к ящикообразной форму.

Мало-Анзасская синклиналь имеет сложное строение, которое в большей степени обусловлена не пликтивной, а дизъюнктивной тектоникой. Западная часть синклинали за пределами площади листа по своей морфологии представляет двойную синклиналь. В пределы описываемой площади Мало-Анзасская синклиналь входит своей «центральной» частью, причем преимущественно южным крылом. По подошве горизонта аркозовых песчанников периклинальное замыкание синклинали в ее центральной части имеет угловатую форму. Падение крыльев синклинали крутое (80—90°), причем, слои, особенно на южном крыле, часто запрокинуты. В целом синклиналь имеет восток-северо-восточное простираение, но северное ее крыло в средней части, коленообразно изгибаясь, приобретает субмеридиональное направление. Пространственно этот изгиб приурочен к седлу между Хансынской и Майнской геоантиклиналями и, возможно, объясняется «обтеканием» приподнятого блока фундамента или отражает блоковую структуру фундамента.

На южном крыле, как уже отмечалось, пласты часто опрокинуты на северо-запад. При этом, если в западной части описываемой синклинали (до р. Мал. Арбат) это опрокидывание небольшое (75—90° на юго-восток), то в восточной ее части запрокидывание достигает 40° на юго-восток. Эти изменения в залегании пород (запрокидывание) по простираению происходят на небольшом расстоянии, причем зона перехода совпадает с дизъюнктивным нарушением, проходящим по восточному крылу Хараджульского грабена.

Характерно, что западнее этого нарушения ни в породах кембрия, ни прилегающего девона надвиговых явлений не наблюдается; восточнее же надвиговые явления развиты широко. Отмечаются также различия в морфологии Мало-Анзасской синклинали западнее и восточнее этого нарушения. Если в западной части синклиналь имеет форму слабо опрокинутой на северо-запад изоклинали складки, то восточная ее часть представляет типичную полулежачую изоклинали с сильно опрокинутым южным и нормально залегающим северным крылом (на территории листа N-46-XXV).

Дополнительная складчатость в пределах Мало-Анзасской синклинали отмечается лишь в той ее части, которая попадает в сферу влияния Джебашского разлома. Складчатость эта довольно разномасштабна и разнотипна. Наряду с простыми складками встречаются изоклинали. Из числа наиболее крупных дополнительных складок, осложняющих южное крыло Мало-Анзасской синклинали, можно назвать Карасукскую грабен-синклиналь и ряд изоклиналиных дополнительных складок в нижнем течении р. Карасиб. Они, как правило, осложнены дизъюнктивными нарушениями. Вообще дислокации южного крыла в зоне Джебашского глубинного разлома имеют пликтивно-дизъюнктивный характер.

Борусский блок. Существующее до настоящего времени понятие об этой структуре, как о грабене, является неправильным. Правильнее его вместе с Джебашским горстом, зоной кембрийской складчатости и Центрально-Саянской зоной рассматривать как сложно устроенное ступенчатое горстообразное поднятие. Наиболее приподнятой частью этой структуры является собственно Джебашский горст, а наиболее опущенной на севере — Хараджульский грабен, а на юге — ядерная часть Онинско-Кантегирской синклинали. Борусский блок является одной из промежуточных ступеней этой структуры. Располагается он в зоне Откыл-Кабансукского глубинного разлома на стыке Северо-Саянской и Центрально-Саянской структурно-фациальных зон.

Участие в его строении разновозрастных и разнообразных по составу магматических и осадочных образований позволяет сделать вывод о длительной тектонической активности Откыл-Кабансукского глубинного разлома вообще и Борусского блока в частности. Внутреннее строение блока замаскировано интрузиями, оно частично расшифровано только на небольшом участке в районе гольцов Копены. Здесь наблюдается часть простой синклинали складки, ось которой простирается и одновременно погружается на восток-северо-восток. Падение крыльев 40—60°. Складка рассечена, особенно в ядре, многочисленными дизъюнктивами.

Строение Борусского блока в районе хр. Стан-Таскыл еще менее ясно. Прослеживание горизонта известняков позволяет в какой-то мере говорить о преимущественном восток-северо-восточном простираении пород и о крутом их залегании. Серпентиниты и граниты джойского комплекса являются существенным структурным элементом Борусского блока. Юго-западное окончание этого блока осложнено небольшим грабеном, выполненным отложениями шинтыкской свиты.

Верхний подэтаж сложен эффузивно-песчано-сланцевыми отложениями ордовика — нижнего силура. В пределах площади листа отложения верхнего подэтажа слагают одну крупную структуру — Онинско-Кантегирскую синклиналь, являющуюся структурой первого порядка для Центрально-Саянской зоны. Размеры этой мегасинклинали значительны. Только по подошве откусугской серии, слагающей ядерную часть структуры, синклиналь прослеживается более чем на 170 км. Размах крыльев 50—60 км. Простираение ее осей от восток-северо-восточного до субширотного и практически повторяет изгибы южной границы Джебашского горста. Для Онинско-Кантегирской мегасинклинали характерны следующие детали строения:

1. Залегание крыльев ее (во всяком случае северного) практически моноклиналиное с падением на юго-восток и северо-запад под углом 60—80°. С приближением к центральной части синклинали залегание пород на крыльях постепенно становится вертикальным, а затем в непосредственной близости с ядерной частью, на контакте с откусугской серией, — опрокинутым

под углом 70–85° на северо-запад у северного крыла и под углом 70–85° на юго-восток у южного.

2. Породы в ядерной части, залегающая в общем полого, осложнены дисгармоничной разномасштабной дополнительной складчатостью. Наряду со сравнительно простыми складками отмечаются изоклинальные, при этом для складок весьма характерны резкие коленообразные изгибы на крыльях. Простирающие наиболее крупные дополнительные складки (размах крыльев до 3–5 км) изменчивые и не всегда совпадают с простиранием структуры в целом. В пределах района намечается постепенное смещение наиболее погруженных участков ядерной части синклинали к ее северной границе.

3. Переход от крутопадающего, в целом моноклинально залегающего крыла к пологому, но сложно дислоцированному ядру происходит довольно резко (на небольшом расстоянии). Как правило, крылья и ядерная часть сопрягаются посредством крутопадающих взбросового типа нарушений.

4. В целом для синклинали вырисовывается ящикообразная форма со взбросо-надвигом обеих ее крыльев на ядерную часть.

Для Ойинско-Кантегирской синклинали характерно большое количество осложняющих ее дизъюнктивных нарушений. Нарушения на крыльях имеют послонный характер и, как правило, представляют собой сравнительно мощные (до 2–4 км) зоны смятия, рассланцевания и повышенного динамометаморфизма, по перемещению по этим нарушениям почти не улавливаются. Секующие нарушения не имеют существенного значения на крыльях, но широко развиты в ядерной части. Дополнительная складчатость в породах ордовика — нижнего силура отмечается в зонах крупных нарушений и имеет дисгармоничный характер. Породы этой толщи, особенно в нижней части, часто рассланцованы и метаморфизованы до филитизированных сланцев. Интенсивность рассланцевания и метаморфизма заметно усиливается в зонах мощных разломов, где метаморфизм местами достигает степени зеленых метаморфических сланцев. Интрузивные породы не вносят существенных изменений в структуры верхнего подэтажа. Форма интрузивных тел штоковая (большепорожский комплекс), лакколитообразная (джойский комплекс) либо дайкообразная в зонах разломов.

Весьма важными элементами первого структурного этажа являются зоны смятия, рассланцевания, динамометаморфизации и др., связанные с разломами, и сами разломы. Наиболее крупные из них Джебашский и Откыл-Кабансукский разломы являются для Западного Саяна тектоническими структурами первого порядка. Джебашский и Откыл-Кабансукский разломы, а также Борусский, являющийся ответвлением последнего, принадлежат к типу долгоживущих «сквозьэтажных» глубинных нарушений геосинклинальной области, по терминологии А. В. Пейве (1948). Ввиду их морфологической близости они описываются совместно. Простирающие эти дизъюнктивы восток-северо-восточное, в общем согласное с простиранием складчатых структур Западного Саяна. Джебашский и Откыл-Кабансукский глубинные разломы в их шовной части проявляются в виде полосы (ширина до 1 км) мионоитов, катаклазитов и тектонических брекчий.

Главным же выражением Джебашского и Откыл-Кабансукского глубинных нарушений на поверхности являются мощные (до 15–20 км) зоны смятия. В них вовлечены породы джебашской, нижнемонокской, верхнемонокской, арбатской, аласукской и иньсукской свит. Проявляются они в целой серии разномасштабных, кулисообразно расположенных нарушений, усложнении складчатости, повышенном динамометаморфизме, рассланцевании и катаклазе слагающих пород.

Дополнительная складчатость в зонах этих разломов весьма разнообразна. Для пород джебашской серии в зонах смятия характерны изоклинальные складки с размахом крыльев от первых сотен метров до десятков метров, осложненные более мелкой и очень сложной дисгармоничной дополнительной складчатостью, а также послонное течение материала с полной его перекристаллизацией. В породах кембрия наблюдается комбинация средних по размеру (с амплитудой 200–4000 м) и простых по форме прямых и слабо опрокинутых изоклинальных складок с многочисленными плоскостями

срыва на крыльях. Перемещения по этим плоскостям иногда значительны (порядка сотен метров), и в целом для кембрийских толщ, вовлеченных в сферу действия Джебашского и Откыл-Кабансукского разломов, вырисовывается сложная пликтивно-дизъюнктивная морфология зоны смятия. Ордовикские отложения в зоне Откыл-Кабансукского разлома смяты в мелкие, по масштабу отвечающие грубой гофрировке, простые складки. Реже отмечаются более мелкие и сложные по форме складки волочения, а также будинаж.

Весьма характерным для зон смятия Западного Саяна вообще, а для Джебашской и Откыл-Кабансукской в особенности, является усиление метаморфизма. Наиболее типичной формой его проявления является динамометаморфизм с преобразованием пород в зеленые метаморфические сланцы. На фоне этого метаморфизма на локальных участках наблюдаются проявления наложенного динамо-термального и термального метаморфизма, преобразующего породы до кристаллических сланцев и амфиболитов. Подобные участки повышенного метаморфизма обнаруживают пространственную связь с полями развития нижнекембрийского и ордовикского субвулканических комплексов, причем метаморфизму в одинаковой степени подвергаются как вмещающие, так и прорывающие их интрузивные породы. По-видимому, метаморфизм пород в такого типа зонах связан не столько с интрузивными телами, сколько с глубинными магматическими очагами. Широко развиты в зонах смятия явления рассланцевания, окварцевания и катаклаза. Зачастую в результате интенсивного рассланцевания и динамометаморфизма разновозрастные породы в этих зонах приобретают макроскопически одинаковый облик и создается ложное впечатление постепенного перехода от пород джебашской серии к породам нижнего кембрия и ордовика.

Тектоническое значение Джебашского и Откыл-Кабансукского глубинных разломов этим не ограничивается. Не менее велика их роль в магматической деятельности. На протяжении всей геологической истории района они в той или иной степени контролировали магматические процессы, а в ряде случаев служили единственными путями для проникновения магматических масс в высокие горизонты земной коры.

Оба разлома являются долгоживущими (возможно от протерозоя до девона включительно), и перемещения по ним в ряде случаев имеют многокилометровую амплитуду. Джебашский и Откыл-Кабансукский разломы по основным морфо-тектоническим признакам ближе всего к группе так называемых глубинных сдвигов. Однако для них свойственны признаки и других групп, в частности признаки глубинных разломов сжатия — растяжения (Суворов, 1962). Джебашский и Откыл-Кабансукский разломы в связи с приуроченностью к ним гипербазитов и магнетитовых рудопроявлений четко выделяются локальными аномалиями со значениями ΔT_a до 4000 гамм, а границы их зон подчеркиваются на магнитных картах полосами резко варьирующего магнитного поля.

Помимо Джебашского и Откыл-Кабансукского глубинных разломов в пределах нижнего структурного этажа выделяются и другие крупные разломы, не относящиеся, однако, к категории глубинных. Таковы зоны смятия, связанные с Ойинским, Березовским, Кантегирским, Турмурским и Карбайским разломами. Все они близки по типу, но по ряду особенностей разделяются на две группы.

Первая группа, куда относятся Ойинский, Березовский и Кантегирский разломы, включает согласные послонные сдвиги. Перемещения по ним незначительны, но динамическая активность весьма велика. На местности они проявляются в создании зон до 2–4 км ширины перемятых, метаморфизованных, рассланцованных и окварцованных пород. Их роль в магматической деятельности невелика, но, возможно, с ними связаны отдельные тела большепорожского интрузивного комплекса.

Вторая группа — Турмурский и Карбайский разломы — объединяет дизъюнктивные нарушения (крутопадающие взбросы), в целом также согласные с простиранием складчатых структур, но секущие по отношению к слоистости пород. Перемещения по ним достигают первых километров. С ними так-

же отмечается связь складчатости, но она более крупномасштабна. Расслаивание пород по ним менее значительно, а окварцевание и динометаморфизм практически не наблюдаются. Их роль в магматической деятельности ничтожна, но в рудообразовании значительна. В частности, Карбайский разлом является рудоконтролирующим для одноименной группы железорудных месторождений. Более мелкие нарушения в пределах нижнего структурного этажа многочисленны, но нами они не описываются.

Карбайский и Онинский разломы характеризуются повышенным магнитным полем со значением ΔT_a до 2000—2500 гамм. Березовский и Кантегирский разломы на магнитных картах выражены менее четко. Значение ΔT_a лишь местами превышает фоновое (до 300—1500 гамм).

Второй структурный этаж

Второй структурный этаж в пределах района представлен пестроцветными терригенно-эффузивными отложениями верхнего силура — нижнего и среднего девона и местами прорывающими верхнесилурийские породы телами джойского интрузивного комплекса. Породы второго этажа складывают четко наложенные структуры с элементами унаследованности, выражающейся в том, что отложения верхнего этажа пространственно приурочены либо к зонам глубинных разломов, либо к центральным частям крупных синклинальных структур первого этажа, т. е. к наиболее мобильным его структурам. По наличию значительного перерыва и несогласия между образованиями силура и девона второй структурный этаж подразделяется на два подэтажа.

Нижний подэтаж несколько условно можно разделить на два яруса. К этому подэтажу относятся три пространственно разобщенные грабен-синклинали: Карбайская, Стантаскыльская и Арыхемская. Первые две относятся к нижнему структурному ярусу, третья — к верхнему.

Карбайская грабен-брахисинклиналь приурочена к центральной части Онинско-Кантегирской синклинали. Сложена красноцветными терригенными породами шиштыкской свиты. Брахисинклиналь представляет собой типичную наложенную структуру, но с элементами унаследованности. Простирается ее ось север-северо-восточное. С Онинско-Кантегирской синклиналью азимутальное несогласие достигает 20—25°. По длинной оси вытянута на 14 км при ширине 4 км. Падение крыльев (от 10 до 55—70°) усложняется флексуобразными перегибами, свидетельствующими о наличии разломов в подстилающих породах нижнего структурного этажа. В разрезе по подошве шиштыкской свиты она имеет трогообразную форму с горизонтальным залеганием пород на «плечах трога». В Карбайской брахисинклинали в породах шиштыкской свиты дополнительной складчатости не наблюдалось. За ее пределами в южнее расположенном узком грабене породы шиштыкской свиты собраны в серию сравнительно мелких гармонических складок. На расстоянии 1200 м вкостр простирается отмечается четыре простых по форме антиклинальных и синклинальных складки с падением крыльев под углом 40—50°, с острым перегибом в замке и параллельным простираем осей складок. Размах крыльев складок от 150 до 300 м. Появление подобной складчатости в породах шиштыкской серии объясняется значительными надвигами по ограничивающим грабен нарушениям. За исключением этого участка в Карбайской брахисинклинали отложения шиштыкской свиты залегают в общем плоского, образуя ряд останцов и грабен в центральной части Онинско-Кантегирской синклинали и в зоне Турмурского разлома.

Стантаскыльский грабен в структурном отношении является четко наложенной структурой, осложняющей юго-западное окончание Борусского блока. В его строении принимают участие отложения шиштыкской свиты. Последние образуют простую брахисинклиналь, северное крыло которой «съедено» Копенской интрузией. Залегание пород на крыльях под углом порядка 15—20°, но иногда отмечаются флексуры с углами падения до 40—80°. В центральной части залегание пород практически горизонтальное.

Арыхемская грабен-брахисинклиналь представляет собой типичную наложенную структуру, располагающуюся в краевой части Джебашского горста в зоне Откыл-Кабасукского глубинного разлома. Простирается ее длинной оси совпадает с простираем разлома. Сложена эффузивно-туфогенными породами купхольской свиты верхнего силура. На современном эрозионном срезе сохранилось лишь северо-западное крыло брахисинклинали, где породы падают на юго-восток под углом 50—60°.

Верхний подэтаж представлен эффузивно-туфогенными отложениями девона, которые складывают Хараджульский грабен, являющийся частью Минусинской котловины, а также мелкие узкие грабены и редуцированные грабен-синклинали в зоне Джебашского глубинного разлома.

Хараджульский грабен по отношению к кембрийским отложениям всегда рассматривался как наложенная структура. Нами установлено, что Хараджульский грабен имеет элементы унаследованности, которые проявляются в том, что структурно грабен приурочен к центральной части Мало-Анзасской синклинали, причем ограничивающие грабен нарушения простираются практически согласно с простираем складчатых структур кембрия. В пределах площади листа входит лишь южная часть грабена. Здесь слагающие его породы образуют гомоклиналь с углами падения 40—50° на северо-запад. Весьма многочисленны на площади грабена мелкие дизъюнктивные нарушения.

Кроме Хараджульского грабена нами впервые выделены ряд наложенных структур уже в самом Западном Саяне. Это обычно мелкие узкие грабены с неясным залеганием пород. Они в общем вытянуты согласно с простираем Джебашского глубинного разлома, в зоне которого расположены. Лишь на водоразделе рр. Карасук—Сабатай на современном эрозионном срезе сохранилась часть очень сильно нарушенной грабен-синклинали. Сохранившаяся часть ее северо-западного крыла характеризуется изменением крутизны залегания пород от 70—80° в южной части до 30—35° в северной ее части. Грабен-синклиналь приурочена к центральной части наиболее крупной дополнительной синклинальной складки, сложенной породами кембрия в зоне Джебашского разлома. Все эти мелкие структуры девона располагаются как бы на южном продолжении Хараджульского грабена и за пределы ограничивающих его с востока и запада нарушений не выходят.

Тектонические нарушения второго структурного этажа весьма многочисленны. Для них характерна субмеридиональная ориентировка, крутое падение сместителей и небольшая амплитуда перемещения, в редких случаях достигающая 1—2 км. Они обычно проявляются в виде маломощных зон брекчированных пород и многочисленных зеркал скольжения. Одно из этих нарушений заслуживает более подробной характеристики. Речь идет о широкой, но морфологически нечетко выраженной зоне дизъюнктивных нарушений, прослеживающейся от южного окончания Хараджульского грабена на юго-восток до западного окончания Борусского блока и, возможно, проходящей далее. Эта зона (ее можно назвать Хараджуль-Ататахской) хорошо устанавливается в породах кембрия, силура и девона по наличию смещения, тектонических брекчий и т. д., но плохо выражена в породах джебашской серии. На местности Хараджуль-Ататахская зона выражена серией разноразмерных субмеридионального направления нарушений, пересекающих разломы северо-восточного простираения и имеющих более древнее заложение. В целом породы протерозоя — девона в этой зоне разбиты на большое количество разной величины тектонических блоков, частично отраженных на геологической карте. Ввиду того, что в пределах Хараджульского грабена в этой зоне локализуются Хараджульское и Бутрахтинское медно-кобальтовые месторождения, Хараджуль-Ататахскую зону следует рассматривать как перспективную в отношении полезных ископаемых на территории Западного Саяна.

В заключение следует отметить некоторые наиболее важные особенности тектонического строения района:

1. Крупные тектонические структуры, такие как Хансынская и Тырда-Чеханская антиклинали, Мало-Анзасская, Онинско-Джойская и Онинско-Кан-

тегирская синклинали, являются конседиментационными и унаследованными структурами*. Формирование их связано с длительными вертикальными блоковыми движениями.

2. Для тех же структур, за исключением Онинско-Джойской синклинали, характерна коробчатая форма. Причем коробчатая форма складов в синийское время свойственна только антиклиналям; в кембрии и особенно в ордовике — силуре коробчатость форм характерна и для синклиналей.

3. Складчатость, по форме близкая к линейному типу, развита только в зонах глубинных разломов.

4. Для одних и тех же свит и толщ четко устанавливается значительная разница в степени метаморфизма и дислоцированности в зависимости от их положения в различных структурно-тектонических зонах, в частности в зонах глубинных разломов и вне их.

5. Устанавливается большое геотектоническое значение Джебашского и Откыл-Кабансуковского глубинных разломов и длительность их существования.

6. В целом для района вырисовывается картина сложно построенного ступенчатого гетерогенного горста.

Резюмируя все вышесказанное, можно наметить два этапа геологического развития Западного Саяна.

Первый этап. Заложение геосинклинали на территории Западного Саяна произошло в позднем кембрии (синии). В условиях длительно и устойчиво погружающегося морского бассейна на первом этапе происходило накопление песчано-глинистых осадков (нижняя толща джебашской серии), которое затем в связи с активизацией разломов сменилось накоплением эффузивно-карбонатно-терригенных отложений (две верхние толщи джебашской серии). Часть этих разломов в кембрии продолжали развиваться как глубинные. Последние в нижнем кембрии обусловили формирование мощной спилито-кератофировой формации (нижнемонокская свита).

Повсеместные нисходящие движения в середине нижнего кембрия сменились локальными поднятиями, причем довольно быстрое воздымание отдельных из них привело к тому, что нормальный, последовательный ход формационного развития нарушается. Дифференциация морского бассейна привела к формированию довольно пестрой в литолого-фацциальном и в формационном отношении верхнемонокской свиты. На быстро воздымающихся участках (внутригеосинклинальных поднятиях) происходит накопление конгломерато-песчано-эффузивных и карбонатных (рифогенных) пород. В прогибающихся участках накапливаются вначале кремнисто-сланцевые, а затем песчано-эффузивно-карбонатные отложения, т. е. имеет место нормальная последовательная смена формаций, свойственная геосинклиналям эффузивного типа развития.

В конце нижнего кембрия и в среднем кембрии в поднятие вовлекаются все более обширные площади, а участки прогибания, наоборот, становятся локальными. В условиях сильно расчлененного рельефа при обильном сносе и непродолжительной транспортировке материала происходит накопление довольно мощной толщи конгломерато-туфогенно-сланцевых пород флишовой-молассового типа (арбатская свита).

Во второй половине среднего кембрия имели место общее воздымание и перерыв в геосинклинальном развитии, видимо, на всей территории Западного Саяна. По глубинным разломам в это время внедрялись гипербазитовые интрузии. Вероятно, в это же время происходило незначительное складкообразование, но окончательной консолидации Западного Саяна не произошло.

Второй этап. В ордовике или конце верхнего кембрия геосинклинальный режим возобновился. В этих условиях начали формироваться мощные толщи песчано-сланцевых образований флишовой-молассового типа, т. е. произошло накопление пород, обычно свойственных формациям заключительных стадий геосинклинального цикла. Эффузивно-кремнистые формации (имеется в виду по-

вая ордовикско-силурійская геосинклиналь), свойственные начальным этапам развития геосинклиналей, образуются лишь локально. Эта особенность формационного развития подчеркивает унаследованный (генетически) характер вторичной ордовик-силурійской геосинклинали.

«Флишовая» или близкая к ней стадия развития продолжалась и в силуре в виде накопления флишовой-молассовых (карбонатно-песчано-конгломератовых) пород отугуской серии. На границе нижнего и верхнего силура произошло общее воздымание Западного Саяна с превращением его в складчатую область и внедрение крупных гранитоидных интрузий.

Осадконакопление в верхнем силуре — девоне протекало в условиях межгорных впадин. В третично-мезозойское время Западный Саян, видимо, подвергся значительной пенепленизации, и лишь тектонические движения конца третичного и четвертичного периодов оформили его в горную область.

Необходимо отметить, что выделяемые в Западном Саяне свиты и толщи по объему и парагенетическому комплексу пород в большинстве своем отвечают формациям и образуют непрерывный, последовательно сменяющийся ряд, свойственный областям геосинклинального типа развития. Эти формации в восходящем порядке следующие: сланцево-диабазовая (джебашская), спилито-кератофировая (нижнемонокская), аспидно-граувакковая и граувакко-молассо-рифогенная с элементами аспидной (верхнемонокская), молассовая с элементами флишовой (арбатская). На этом ряд формаций первого геосинклинального этапа, типичный для геосинклиналей неполного развития, заканчивается. Второй геосинклинальный этап: флишовая формация с элементами эффузивно-яшмово-кремнистой (аласугская, иньсукская свиты и шигнетская серия), граувакко-карбонатно-молассовая формации (онинская, таслинская свиты). Этап характеризуется набором формаций, свойственных геосинклиналям так называемого унаследованного (или межгорного) типа развития. Геологическое развитие Западного Саяна вполне укладывается в рамки закономерностей, характерных для геосинклинальных областей, но отличается следующими особенностями:

1. Западный Саян относится к областям, претерпевшим в процессе своего развития по существу два геосинклинальных этапа, т. е. имела место последовательная смена двух типов геосинклинального развития (типа неполного развития и сменившего его во времени типа унаследованного развития), образующих как бы единый, но растянутый и разорванный во времени геосинклинальный цикл. В связи с этим Западный Саян отличается от геосинклинальных областей нормального (полного) типа развития растянутостью, выпадением или слиянием некоторых формаций (например, слияние флишовой и молассовой формаций в арбатское время, выпадение кремнисто-сланцевой формации в разрезах внутригеосинклинальных поднятий верхнемонокского времени, длительность накопления флиша во втором этапе и т. п.).

2. Вторая особенность заключается в весьма обильном вулканизме. Эффузивная деятельность, начавшаяся в начальную стадию геосинклинального цикла, то усиливаясь (спилито-кератофировая формация), то несколько затухая, продолжалась на всем протяжении его геосинклинального цикла.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Описываемый район за небольшим исключением располагается в пределах Западного Саяна и в общем характеризуется довольно расчлененным рельефом, свойственным высокогорным областям. По основным рельефообразующим факторам, морфологическим особенностям в районе выделяются следующие типы рельефа:

1. *Высокогорный альпийский рельеф.* К этому типу относятся Сабинский хребет и южные отроги Саянского хребта. Абсолютные отметки здесь достигают 2000—2600 м, относительные превышения — 800—1200 м. Рельеф сильно расчлененный, гребни хребтов узкие, скалистые. Склоны хребтов крутые и в верхней части изрезаны многочисленными карами с высотой стенок до

* Конседиментационность этих структур доказывается фацциальным обликом и составом обломочного материала слагающих толщ.

500 м, часто имеющими 5—6-ярусное строение. Форма долин рек и ручьев обычно V-образная. Падение водотоков крутое, русло порожи́стое. Высокогорный рельеф с альпийскими формами развит, как правило, на более крепких и стойких к выветриванию породах: кислых эффузивах, гранитах и кремнистых породах. Современный его вид обусловлен деятельностью не только давно исчезнувших ледников, морозного выветривания и речной эрозии, интенсивное проявление которых было вызвано восходящими тектоническими движениями Западного Саяна в конце третичного и в четвертичном периоде.

2. *Высокогорный рельеф с элементами альпийского.* К этому типу относятся Джебашский, Стан-Таскылский, Принсковый хребты и группа голцов Копены. Абсолютные отметки 1700—2200 м, относительные 500—800 м. Отличается более мягкими формами и слабее сохранившимися следами ледниковой деятельности, что в значительной степени обусловлено литологией слагающих его пород. Гребни хребтов сглаженные, пологоволнистые и сравнительно широкие (500—700 м). Отдельные вершины водоразделов имеют куполовидную форму и покрыты плащом курумов. Склоны хребтов относительно пологие и расчленены в зависимости от слагающих их пород. При наличии податливых к выветриванию пород (Джебашский хребет) кары на склонах имеют сравнительно «дряхлый» вид широких и открытых цирков. В случае стойких к выветриванию пород (хр. Стан-Таскыл) формы цирков резкие. Нижняя высотная граница этого типа рельефа на местности выражена резким перегибом поверхности и подчеркивается границей леса.

Для высокогорного рельефа характерно интенсивное проявление ледниковой деятельности в сравнительно недавнее время. Деятельность ледников обусловлено создание ледникового ландшафта в пределах высокогорья. В нем можно выделить два морфологических подтипа — трогово-долинный и холмисто-западинный. Первый развит в бассейне верхнего течения рр. Карасиб, Изинжуль, Тебе, Прав. Казаншка, Самбыл, Сок-Хем, Мал. и Бол. Карбай, Ататах, второй — в бассейне верхнего течения рр. Ары-Хем, Кючюн, Кантегир. Первый носит четко выраженные черты долинного типа. Это в большинстве случаев трог, дно которых выполнено ледниковыми отложениями, иногда образующими гряды и холмы. Вал конечной морены обычно в виде 150—200-метрового уступа возвышается над тальвегом нижерасположенной эрозионной долины. Днища трогов часто заболочены и покрыты чахлой растительностью. Как правило, ледниковые трог унаследованы современными водотоками. Продольный профиль их крайне неровный, невыработанный.

Холмисто-западинный рельеф в морфологическом отношении более сложный. Своим образованием он тоже обязан долинным ледникам, но морфологически это выражено слабее, чем в трогово-долинном подтипе. Обычно этот рельеф наблюдается в тех местах, где происходило слияние по меньшей мере трех-четырех ледников (Арыхемский участок) или в нижней конечной части крупных ледников (р. Кантегир). В бассейне верхнего течения р. Ары-Хем участки холмисто-западинного рельефа приурочены к значительной по размерам ледниковой котловине. Рельеф дна котловины равнинно-холмисто-увалистый и представляет собой чередование отдельных заболоченных выровненных понижений, заполненных мелкими блюдцеобразными озерами, с более или менее длинными грядами и холмами, представляющими остатки боковых и конечных морен. Аналогичный по форме холмисто-увалистый рельеф, но уже в пределах одной долины развит в верхнем течении р. Кантегир.

3. *Среднегорный сильно расчлененный рельеф* является преобладающим. К нему относится 60—70% площади района. Абсолютные отметки среднегорья укладываются в диапазоне 1000—1800 м. Относительные превышения иногда достигают 500—800 м на 1 км. Степень расчлененности рельефа и особенно его микроформы зависят от литологии пород. Кроме того, расчлененность заметно убывает к северу планшета. Водораздельные части хребтов представляют собой сочетание узких, скалистых и пилообразных гребней с относительно сглаженными и широкими седловинами. Склоны то крутые и обрывистые, то пологие и задернованные. Речная сеть густая. Форма

долин мелких ручьев и рек V-образная, крупных — ящикообразная. Течение рек быстрое, русла порожи́стые с обильными валунами. Мелкие водопады весьма часты. Террасированность долин в связи с интенсивной донной эрозией очень слабая. В пределах среднегорья, ввиду различного геологического строения и различной интенсивности в проявлении экзогенных факторов, выделяется ряд тесно связанных морфологических подтипов: среднегорный сильно расчлененный, среднегорный расчлененный и пониженный среднегорный. Все среднегорье, за исключением скалистых участков, покрыто черной тайгой. Основным рельефообразующим фактором является эрозия.

4. *Низкогорный сильно расчлененный рельеф* развит в зоне Джебашского глубинного разлома на породах кембрия. Абсолютные отметки отдельных вершин колеблются в пределах 800—1200 м, относительные — не превышают 200 м на 1 км. Водоразделы не имеют определенных направлений. Они обычно неширокие, но достаточно сглаженные. Склоны в верхней части пологие и плавные, в нижней — крутые и часто скалистые. Форма долин чаще ящикообразная.

5. *Сглаженный низкогорный рельеф* распространен на водоразделе рр. Мал. Арбат—Джебаш и в бассейне р. Танжуль. Абсолютные отметки не превышают 800 м, относительные — 50 м на 1 км. Водоразделы широкие, сглаженные. Склоны их пологие, плавно переходящие в широкие заболоченные долины. Факторы рельефообразования: эрозия и денудация.

6. *Рельеф речной аккумуляции* развит на некоторых участках долин наиболее крупных рек: Абакан, Джебаш, Чехан, Кантегир и др. Максимальная ширина долин этих рек 800—1000 м и редко достигает 3,5 км (Абакан у пос. Абаза). В большинстве случаев у рек прослеживается лишь высокая пойма. Высота ее 1,5—2,5 м. Редко удается наблюдать обрывки более высоких террас: первой надпойменной высотой до 4 м, второй — высотой до 12—14 м; третьей — 20—25 м, в единичных случаях более высоких. Так, по р. Чехан у пос. Артас наблюдается довольно обширная цокольная терраса высотой 70—90 м. В бассейне р. Кантегир местами на высоте 300 и 700 м над современным руслом наблюдались ровные площадки. На одной из них был обнаружен песчано-галечниковый материал. Не исключено, что это остатки древнейших террас р. Кантегир.

В истории геоморфологического развития Западного Саяна Я. С. Эдельштейн выделяет три основные фазы. Наиболее древняя и длительная фаза денудационной субаэриальной планации, приведшая страну к полуравнию, относится, скорее всего, к третичному времени. Затем фаза ледникового периода, в течение которой произошла моделировка и расчленение высоких участков и формирование обширных площадей курумов. Наконец, последняя фаза развития рельефа, продолжающаяся и сейчас, характеризуется эрозионным расчленением нагорья, с одной стороны, и продолжающейся его инвентаризацией, с другой.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа N-46-XXXI известны месторождения и рудопроявления железа, хрома, меди, свинца, кобальта, молибдена, вольфрама и золота. Нерудные полезные ископаемые представлены химическим (фосфориты, тальк, асбест) и керамическим сырьем, яшмами и различными строительными материалами.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Магнетитовые руды. На изученной территории известны Карбайское и Алексеевское железорудные месторождения и ряд рудопроявлений среди пород джебашской серии и нижнемонокской свиты.

Карбайское месторождение (73) находится на водоразделе рр. Бол. Карбай и Эльдалба и представлено 10 линзообразными рудными телами, наиболее крупными из которых три значительных размеров.

Северное рудное тело, частично вскрытое горными выработками, разведано по длине на 150 м при средней мощности 50 м (мощность тела в раздуге 90 м). По делювию оно прослежено на 600 м. Вмещающими породами являются органогенные известняки верхнеонинской подсвиты, которые непосредственно в контакте с рудным телом мраморизованы, сильно амфиболлизированы и хлоритизированы. Руды преимущественно магнетитовые сливные и вкрапленные. По имеющимся данным химических анализов бороздовых проб, правильность отбора которых вызывает сомнение, содержание железа в рудах составляет 30—43%, сера и фосфор не определены.

Второе рудное тело расположено в 1,2 км к юго-востоку от северного. Залегает среди карбонатно-мергелистых амфиболлизированных и эпидотизированных пород. Тело по простиранию (по делювию) прослежено на 400 м, мощность его 20 м. Руды магнетитовые сливные и вкрапленные.

Третье рудное тело локализуется в слабо скарированных (амфиболлизированных и эпидотизированных) песчано-мергелистых породах. Прослежено по делювию на 800 м, мощность до 100 м. Руды магнетитовые, преимущественно густо вкрапленные.

Рудные тела имеют восток-северо-восточное простирание и приурочены к разломам и ослабленным контактовым зонам. Рудоносной интрузией, вероятно, является Озерный гранитный массив, расположенный в 6—8 км южнее месторождения, или его спутники. Месторождение относится к метасоматическим-гидротермальным типу (гидросиликатовый тип, по В. В. Богацкому). Карбайская рудоносная зона прослеживается и далее на юго-восток на территории листа М-46-1 на 15—20 км. Общие перспективные запасы ее оцениваются не менее чем в 500 млн. т.

Алексеевское месторождение (1) расположено на водоразделе рр. Рудная и Сред. Кеня. Рудные тела (Г. Е. Савицкий, 1959 г.) образуют разобщенные линзы размером до 4×5 м и представлены мармитизированным магнетитом. Содержание железа до 45,5%. Месторождение приурочено к верхнемонокской свите кембрия. Магнитометрическая съемка, проведенная в 1951 г. на месторождении и севернее его, выявила непрерывную зону слабо магнитных аномалий, что позволило Г. Е. Савицкому (1959 г.) рекомендовать месторождение для разведки.

Куганакское рудопроявление (28) расположено по правому борту р. Чехан у одноименного поселка. Представлено оно густой вкрапленностью магнетита в сильно дробленных метагabbро и спилитах нижнемонокской свиты. Магнетитовые аномалии (А. Е. Тарасевич, 1957 г.) со значениями более 1000 гамм располагаются несколько восточнее рудопроявления и приурочены к зонам разломов. По структурно-тектоническому положению в зоне Джебашского глубинного разлома рудопроявление аналогично ряду других рудопроявлений Анзасской группы месторождений (Г. В. Поляков, В. С. Сергеева, А. Е. Телешов, 1960 г.; В. В. Богацкий, 1957 г.) генетически связано с постмагматической деятельностью очага, давшего спилиты и кератофиры нижнемонокской свиты и габбро-альбититы анзасского интрузивного комплекса. Рудопроявление относится к группе метасоматических, сравнительно высокотемпературных.

Магнетитовая минерализация среди пород джебашской серии входит в состав Онинской аномальной зоны (М. Н. Холмов, А. В. Тарасевич, 1957 г.), прослеживающейся в северо-восточном направлении от водораздельной части рр. Оны и Узень-Кара-Сук (площадь листа N-45-XXXVI) до р. Чехан. По аэромагнитным данным, магнитное поле зоны представлено серией локальных пиков со значениями ΔT_a до 1500—2000, реже 2500 гамм. На наиболее аномальном Чеханском участке, занимающем бассейн рр. Чеханки и Намырта-Гола, наземной магниторастворкой на фоне слабого магнитного поля с величинами ΔZ от —500 до +500 гамм выделяются отдельные пики со значениями 2000, реже 6000 гамм. Природа магнитных аномалий рудная. Так, в левом борту р. Чеханки (40) и на водоразделе рр. Чеханка—Намыртык-

Гол (43, 44) наблюдается обильная магнетитовая вкрапленность в метадиабазах. Далее к северо-востоку, в правом борту долины р. Карасибо, от подошвы склона до водораздела на протяжении 500—600 м прослежены выходы пород с бедной вкрапленностью магнетита (41, 42). Это или метадиабазы, содержащие до 17% магнетита, или полосчатые эпидото-амфиболо-хлоритовые сланцы, густо насыщенные тонкокристаллическим магнетитом по сланцеватости. По силикатным анализам содержание железа на Намыртык-гольском рудопроявлении (44) не превышает 11—17%, фосфор и сера не определялись.

Аналогичная минерализация в виде магнетитовой вкрапленности в метадиабазах и их туфах зафиксирована А. Д. Шелковниковым (1952 г.) и нами в виде широкой полосы северо-восточного направления по правобережью рр. Юнь-Джебаш и Тебе на западе (31, 32, 33, 47) до истоков р. Тюльбер на востоке. Минерализация проявляется в виде интенсивной и довольно равномерной «сыпи» мельчайших кристалликов магнетита в кварц-альбито-актинолит-хлорито-серцитовых и альбито-эпидото-актинолитовых сланцах. Содержание железа, по данным химических анализов, составляет не более 9%. Довольно интенсивное импрегнирование магнетитом отмечено (А. Д. Шелковников, 1952 г.) на Айлансукском рудопроявлении (34), расположенном по левому борту кл. Айлак-Сук. Участок сложен метадиабазами, туфосланцами, слюдястыми кварцитами и мраморами. По плоскостям сланцеватости слюдястых кварцитов и мраморов наблюдается «сыпь» магнетита и гематита. Мощность зоны оруденения пород не превышает 15—20 м. Содержание железа, по данным бороздочного опробования, не более 10,46%. Бедные полосчатые руды обнаружены по правому борту долины р. Бол. Колган (55).

Рудопроявление горы Черобей (51) представлено магнитными роговиками в контакте с Сабинской гранитоидной интрузией. Валовое содержание окислов железа в роговиках 18,89%, содержание SiO_2 39,74%, P_2O_5 1,88%, S следы. Генетически рудопроявление связано с Сабинской интрузией.

Гематитовые руды. Гематитовая минерализация наблюдается реже (46, 47). Наиболее типичным ее представителем является Бюркаракское рудопроявление (46), расположенное в левом борту р. Бюркарак. Представлено тремя кварц-гематитовыми рудными телами, залегающими среди метадиабазов, с густой вкрапленностью магнетита. Северное рудное тело имеет пластообразную форму и падает на север под углом 20—25°; мощность 1—1,5 м. Руды богатые; содержание Fe_2O_3 70,05%, SiO_2 26,94%, P_2O_5 0,32%, S следы. Генетически проявление гематита связано с эффузивами джебашской серии.

Район верховой рр. Уртен, Бирик-Джебаш и левобережье р. Юнь-Джебаш (Джебашская полоса железистых кварцитов) издавна считались перспективными в отношении поисков железа (И. К. Баженов, 1929 г.; А. Д. Шелковников, 1952, 1955 гг.; М. Н. Усов, 1934 г.; И. В. Дербинов, 1940 г.; В. К. Ермаков, 1957 г.; Г. П. Болгов, 1930 г.; Н. Х. Беус, 1959 г.). К настоящему времени известны лишь очень немногие рудопроявления железистых кварцитов в этой полосе (36). Железистые кварциты залегают среди метадиабазов и туфосланцев джебашской серии и образуют маломощные (0,1—0,8 м) быстро выклинивающиеся линзы. Макроскопически это внешне-бурые до черных слоистые породы, состоящие из чередующихся прослоев тонкошершавчатого гематита с тонкой сыпью магнетита и граубластического агрегата кварца. Среднее содержание железа 12—15%, фосфора до 0,24%, серы — следы, присутствует бор и литий. Железистые кварциты джебашской серии образовались за счет метаморфизма и частичного метасоматоза ишм и кремнисто-гематитовых пород. Образование последних связано с эффузивной деятельностью, имевшей место во время осадконакопления средней толщи джебашской свиты. Ввиду низкого содержания железа, повышенного содержания фосфора и незначительных размеров немногочисленных рудных тел железистые кварциты не представляют практического интереса.

Марганец. На территории известно несколько точек с марганцевой минерализацией, встреченных среди пород джебашской серии и отложений нижнего кембрия. Признаки марганцевого оруденения отмечены:

1) на Копенском участке, где содержание марганца в нескольких штучных пробах, взятых из кварцитов, углисто-кремнистых сланцев и известняков, по данным спектрального анализа, достигает 1,0%;

2) по кл. Сары-Сук и в правом борту долины р. Изнижуль, в 1,5 км от устья, в виде маломощных (до 10—15 см) прослоев пьомонитовых кварцитов в ортосланцах джебашской серии;

3) по р. Чехан у пос. Скотонпорт, где марганцевое проявление представлено налетами предположительно псиломелана среди темно-серых тонкорассланцованных кремнистых филлитов нижнего кембрия. Мощность тела 0,3 м, по длине оно прослежено на 5—6 м.

Металлометрическим опробованием на площади устанавливается довольно равномерное содержание марганца, превышающее его кларковое значение в 2—3 раза. Встречаются отдельные точки или группы точек с повышенным (до 1,0%) содержанием марганца среди отложений джебашской серии и нижнего кембрия (Копенский участок).

Все пробы донных осадков имеют повышенное против кларкового и равномерное содержание марганца в пределах 0,03—0,3%. Приуроченность марганцевой минерализации к полосам развития пород джебашской серии и отложениям нижнего кембрия объясняется:

1. Наличием в составе джебашской серии хемогенных пород (железистые кварциты, мраморы, прослои розовых мраморов и серпичито-хлорито-кальцитовых сланцев, кремнистые породы), содержащих примесь марганцевых минералов — пьомонита, манганокальцита, псиломелана.

2. Вулканогенно-кремнисто-сланцевым составом кембрийских отложений, перспективных в отношении марганцевой минерализации вообще.

Учитывая наличие марганцевых месторождений в аналогичных отложениях Саяно-Алтайской области, нижнекембрийские отложения района следует считать перспективными в отношении поисков марганца.

Титан. Повышенные против кларкового, но явно непромышленные содержания титана (0,8—1,0%) фиксируются:

1) в поле развития пород джебашской серии, что объясняется, по-видимому, повышенным содержанием в ней таких минералов, как рутил, анатаз, ильменит, титаномагнетит;

2) в поле распространения серпентинитов;

3) в экзо- и эндоконтактных зонах гранитондных интрузий;

4) на площади развития ордовикских габброндов.

По результатам анализов донных осадков наблюдается повышенное содержание титана (0,3—1,0%) в осадках ключей и речек, размывающих породы джебашской серии в зоне развития ордовикских габброндов.

В шлихах ильменит и особенно рутил встречаются повсеместно, при этом наблюдается следующая закономерность. В шлихах рр. Бирик-Джебаш, Тюльбер, Ора-Сук и Прав. Казанашка, размывающих породы джебашской серии, титаносодержащие минералы представлены почти полностью, если не исключительно, рутилом. В отличие от этого, в шлихах, взятых из правых притоков р. Лев. Казанашка, собственно р. Казанашки, из притоков р. Кантегир, эродирующих гранитоиды сибура и девона, наряду с рутилом много ильменита, однако значительных концентраций ильменита и рутила в шлихах не обнаружено.

Ванадий. По результатам металлометрического анализа в целом по району устанавливается пониженное по сравнению с кларковым (0,015%) содержание ванадия в 0,001—0,01%. Повышенное против кларкового содержание ванадия наблюдается на участках с повышенным содержанием титана.

Анализ проб донных осадков показывает также равномерное, но повышенное, по сравнению со среднефоновым, содержание ванадия (0,003—0,03%), что объясняется широким развитием в районе кремнисто-углеродистых отложений.

Хромит. Хромит, никель и кобальт часто пространственно и генетически связаны с телами серпентинитов, поэтому описание этого типа оруденения дается в группе черных металлов.

На площади развития серпентинитов выделяются Галиновская и Кантегирская аномальные зоны, перспективные на хромит, никель и кобальт. Галиновская аномальная зона прослежена (М. А. Холмов, А. В. Тарасевич, 1957 г.) от верховьев р. Мал. Арбат на северо-восток на 17 км при ширине 2—3 км. Магнитное поле зоны представлено серией высокоинтенсивных локальных пиков. По аэромагнитным данным, величина ΔZ достигает 3900 гамм. Наземной съемкой в пределах зоны замерены величины ΔZ до 1500—1600 гамм. На наиболее аномальном Галиновском (7, 18) участке, расположенном в верхнем течении р. Мал. Арбат, имеются отдельные пики, где значения ΔZ достигают 5000—6000, а местами 10 000 гамм. В аномальных зонах в серпентинитах отмечена хромитовая минерализация в виде крупной, мелкой и тонкодисперсной вкрапленности и иногда в виде небольших гнезд размером до нескольких сантиметров. Встречаются прожилки мелкозернистого хромита мощностью до 3 см. Результаты химического анализа штучных проб дали содержание Cr_2O_3 до 30%, Ni 0,17—0,25%, Co 0,01—0,017%. Наличие повышенных содержаний магнетита обусловило высокие магнитные свойства хромитоносных серпентинитов.

Кантегирская аномальная зона прослежена (М. А. Холмов, А. В. Тарасевич, 1957 г.) от вершины р. Ора-Сук на северо-восток на 120 км при ширине 3—4 км. Магнитное поле зоны высокое, до 4000 гамм. Зона объединяет около 30 магнитных локальных аномалий, десять из которых перспективны на Cr, Ni, Co, Ti. Основное количество магнитных аномалий в пределах зоны вызвано серпентинитами. Спектральный анализ металлометрической и штучной проб, взятых в среднем течении р. Лев. Казанашка, показал следующие содержания соответственно: Cr 0,1 и 0,2%, Ni 0,6 и 0,02%, Co 0,02 и 0,003%.

Металлометрическим опробованием в районе установлен местный кларк хрома и никеля в тысячных — сотых, кобальта в тысячных долях процента. Аномальные, по сравнению с этими среднефоновыми, содержания этих элементов, выделенные на карте полезных ископаемых в виде ореолов концентрации и равные для хрома 0,1—1,0%, никеля 0,1—0,5% и кобальта 0,01—0,05%, обнаруживаются на следующих участках:

1) в верховьях р. Мал. Арбат (8);

2) на водоразделе Безымянного ключа между рр. Прав. и Лев. Казанашка — Лев. Казанашка — Ора-Сук (21);

3) на участке в 4—5 км юго-восточнее предыдущего (24);

4) в южной части группы гольцов Копены, южнее высоты 1960 м (23);

5) на участке южных склонов хр. Стан-Таскыл (39). Все эти участки пространственно совпадают с телами серпентинитов, развитых в зонах Джебашского и Откыл-Кабансукского глубинных разломов. Такая приуроченность ореолов концентрации описываемых элементов объясняется их повышенным содержанием в серпентинитах.

Содержание хрома в осадках ключей р. Лев. Казанашки, расположенных по течению выше тел серпентинитов, колеблется от 0,003 до 0,01%, а содержание никеля и кобальта не превышает нескольких тысячных долей процента. В то же время по р. Лев. Казанашка и р. Ора-Сук на месте развития серпентинитов донные осадки содержат хром, никель и кобальт в значительно больших количествах, достигающих для хрома и никеля 0,1% и кобальта 0,01%. Такие же повышенные содержания этих элементов устанавливаются по р. Лев. Казанашка и на протяжении 4—5 км между телами серпентинитов, выделенных выше проявлений 21 и 24. Сопоставляя величины кларков этих элементов, по А. П. Виноградову, с содержаниями их в осадках р. Лев. Казанашка, видим, что для кобальта эти величины ниже кларка, а содержания хрома и никеля выше их кларков соответственно в 5—12 раз. Следовательно, гидрохимический метод может быть в условиях района вполне эффективен для поисков хрома и никеля.

Хромит в шлихах встречается повсеместно по рекам и ключам, текущим с юго-восточного склона Джебашского хребта, а также по рр. Мал. Арбат, Сары-Сук, размывающих тела серпентинитов. На карте полезных ископаемых выделены два шлиховых ореола распространения хромита, первый (37) в виде полосы северо-восточного простирания по рр. Лев. и Прав. Ак-Саяк, Бол. Лукай, Прав. и Лев. Казанашка, Ора-Сук, второй (19) в верховьях р. Мал. Арбат, по рр. Галиновка, Тугусук, Сары-Сук. По р. Мал. Арбат шлиховым опробованием установлены содержания хромита на 1 м³ аллювия до 3,5—3,8 кг.

Таким образом, наличие высоких магнитных полей, установленные хромитовая и кобальто-никелевая минерализация, данные металлометрического, донного и шлихового опробования дают нам полное основание считать участки верховий р. Мал. Арбат и юго-восточного склона Джебашского хребта перспективными в отношении выявления месторождений описанных элементов.

Цветные металлы

Медь. Рудопроявления меди на исследованной площади имеют различный генезис.

1. *Медная минерализация в кварцевых жилах кембрийского возраста.* Изынжульское рудопроявление (30) расположено на водоразделе рч. Изынжуль и кл. Теряева и представлено кварцевой жилой широтного простирания, залегающей среди кварц-хлорито-эпидотовых сланцев джебашской серии и прослеженной на 300 м при мощности 1 м. Жила сложена молочно-белым кварцем, несущим спорадическую в виде мелких разрозненных гнезд вкрапленность халькопирита, борнита, примазок малахита и азурита. Содержание в штучных пробах Cu 1,58%, Ag 0,003%. Аналогичная, но незначительная по масштабу минерализация встречена на водоразделах рр. Тебе—Чехан, в 1,0 км на север от высоты с отметкой 1067 (54).

Муртинское рудопроявление (4) (И. К. Баженов, 1926 г., 1934) находится на правом берегу р. Абакан в устье кл. Мурты по его правому борту. Рудопроявление представлено серией маломощных (до 0,3 м) быстро выклинивающихся жилок молочно-белого кварца с вкрапленностью халькопирита и натеками малахита, залегающих среди песчаников и конгломератов арбатской свиты.

2. *Рудопроявления меди, связанные с ордовик-силурийским вулканизмом.* Краснореченское рудопроявление (61) находится в 1,5 км на северо-запад по хребтику от устья р. Красная Речка. Здесь в мощной зоне дробления северо-восточного простирания в окремненных сланцах и туфосланцах по трещинам развивается землистый агрегативный гематит и примазки малахита. Металлометрическая проба, взятая в точке, показала содержание меди 0,1%.

Сох-Хемское рудопроявление (56) расположено в верховьях р. Сох-Хем. Минерализация представлена железной слюдой и примазками малахита в диабазх и лавобрекчиях. Содержание меди 0,1%, свинца 0,01%.

Вкрапленность пирита и реже халькопирита в шигнетских эффузивах наблюдается по правобережью р. Кантегир (58) и в устье кл. Арыскангы-Арыг (59).

3. *Рудопроявления, связанные с девонским вулканизмом,* встречаются на севере района. Типичным представителем такого рода проявлений является Саботайское рудопроявление (16), описанное в разделе «Кобальт». Очень часто наблюдаются примазки малахита в дайках лабродоровых порфиров девонского возраста. Интересным является рудопроявление по правому борту долины р. Мал. Арбат (6). По спайности крупных (до 2,0 см) порфировидных выделений лабратора отлагаются тонкие малахитовые пленки. Химический анализ штучной пробы показал содержание меди 1,24%, кобальта 0,05%. Здесь же наблюдаются свалы сильно выветрелых лимонитизированных пород с примазками малахита и азурита. Химический анализ штучных проб

в этих породах дал содержание меди 3,4%, кобальта 0,17%. Микроскопически минералы кобальта не были установлены.

4. *Рудопроявления, связанные с гидротермальной деятельностью Сабинской интрузии.* Рудопроявлением подобного типа является Ак-Тасское (49), расположенное в верховьях р. Ак-Тас и описанное в разделе «Свинец». Здесь же в эндоконтактовой зоне интрузии металлометрическим опробованием выявлены два ореола концентрации меди с содержанием, превышающим среднефоновое в 2—3 раза (48). Повышенные содержания меди наблюдаются в скарнах на Карбайском железорудном месторождении (73) и его окрестностях. Минерализация выражена в виде вкрапленников халькопирита в скарнах и секущих их кальцитовых жилах, где кальцит часто на 70—80% замещен малахитом.

По данным металлометрических анализов, в районе устанавливается довольно равномерное содержание меди в количествах до 0,01%. Несколько повышенные ее содержания приурочены к площадям развития эффузивов основного состава. Исключение представляют перечисленные выше ореолы концентрации меди в эндоконтакте Сабинской гранитоидной интрузии и отдельные точки с повышенным содержанием меди на площадях развития скарнированных пород в районе Карбайского месторождения. Относительно точек медной минерализации района следует заметить, что все они не представляют практического интереса ввиду незначительных размеров минерализованных участков и крайней убогости в содержании.

Свинец. Рудопроявления свинца имеют либо гидротермальный, либо контактово-метасоматический генезис.

Ак-Тасское рудопроявление (49) расположено в вершине р. Ак-Тас на скотопрогонной тропе в 1,6 км севернее перевала. Рудопроявление представлено свалами кварц-полевошпатовых жильных пород, содержащих гнездообразные включения галенита, сфалерита и халькопирита. Участок покрыт крупноглыбовым курумником, где проследивание мелких обломков жильных пород с рудной вкрапленностью без горных работ невозможно. Химический анализ штучной пробы дал содержание свинца 6,05%, меди 0,5%, цинк не определялся. По данным металлометрического опробования участок выделяется как солевой медно-цинко-свинцовый ореол с изоконцентратой в 0,01% (48). Значительный медно-свинцово-цинковый ореол с изоконцентратой до 0,1% обнаружен в средней вершине р. Ары-Хем (52). Оруденения в коренных породах здесь не обнаружено, но если исходить из того, что на участке Ак-Тас с известным свинцовым оруденением металлометрическая аномалия более слабая, то здесь можно ожидать более значительное оруденение.

Генетически Ак-Тасское рудопроявление и описанные ореолы концентрации связаны с гидротермальной деятельностью Сабинской гранитоидной интрузии.

Вторая группа точек свинцовой минерализации (63, 69, 65, 72) связана со скарнированными породами и имеет контактово-метасоматический генезис. Это рудопроявления высоты 2623 м (72), по р. Мал. Карбай (65, 69), по р. Тасля (63). Все они представлены мелкими гнездами галенита в амфиболо-гранатовых скарнах. Содержание свинца до 1,0%. Рудопроявление на водоразделе рр. Мал. и Бол. Карбай (65) представлено вкрапленностью сульфидов в дробленных окремненных известняках. Макроскопически свинцовых минералов здесь не обнаружено, но спектральные анализы штучных проб показали содержание свинца 0,1% и цинка 0,2%.

Повышенные содержания свинца (до 0,3%) обнаружены в штучной пробе лимонитов, взятой в аллювии среднего течения р. Бол. Карбай и в пробе магнетитовых скарнов, взятой по р. Тасля выше второго правого притока.

По данным металлометрического опробования, на всей площади содержание свинца близко к кларковому. В районе Копенского молибденового месторождения на фоне в 0,003% Pb выделяется небольшой ореол (25) с изоконцентратой в 0,01%. В южной части района выделяются два крупных солевых ореола со средним содержанием свинца в 0,01—0,02%. Наибольшие концентрации свинца в них достигают 0,1—0,3%. Один из ореолов (64) при-

урочен к эндоконтактовой части Ататахского гранитоидного массива, а второй, охватывая вышеописанные точки свинцовой минерализации, приурочен к зоне скарнированных и кремнистых пород на водоразделах рр. Тасля — Мал. Карбай и Мал. Карбай — Бол. Карбай.

Цинк. Рудопоявления цинка, за исключением вышеописанного Ак-Тасского полиметаллического рудопоявления, в районе не обнаружено. Спектральными анализами повышенное содержание цинка (0,2—0,3%) обнаружено в штучной пробе скарнированных пород с водораздела рр. Бол. и Мал. Карбай (65) и Турмурской зоны разлома и в штучной пробе лимонитов, взятой из аллювия второго правого ключа выше устья кл. Тур-Мур (правый приток р. Бол. Карбай). Здесь же по правобережью р. Бол. Карбай в эндоконтакте Ататахского гранитного массива металлометрическим опробованием установлен солевой ореол (67) с содержанием 0,02—0,03%. В целом по результатам металлометрического опробования на площади устанавливается довольно равномерное в пределах кларкового (0,005%) содержание цинка. Участки с повышенным содержанием цинка выделяются:

- 1) в эндоконтактовой зоне Сабинской гранитоидной интрузии на участках Ак-Тас, Ары-Хем (48, 52) и на водоразделе рр. Бюркарак — Карасибо (45); содержание цинка в ореоле 0,01%;

- 2) в экзоконтактовой зоне Ататахского гранитоидного массива по правобережью р. Бол. Карбай; содержание цинка в ореоле 0,02—0,03% (67);

- 3) в зоне скарнированных и эпидотизированных пород нижнего течения р. Мал. Карбай (Турмурская зона разлома), где содержание цинка достигает 0,5—1,0% (66);

- 4) два ореола с содержанием цинка в 0,01% выделяются в осевой части Джебашского хребта (53) и на водоразделе нижних течений рр. Сох-Хем — Красная Речка (60).

Никель. Рудопоявления и солевые ореолы концентрации никеля имеют различный генезис. Рудопоявления и солевые ореолы никеля, связанные с телами серпентинитов ниже-среднекембрийского возраста, описаны в разделе «Хром». Кроме того, повышенные содержания никеля (0,01—0,03%) обнаружены спектральными анализами в ряде образцов шигнетских эффузивов, содержащих тонкую вкрапленность магнетита, и в пироксено-гранатовых скарнах и скарнированных породах на водоразделах рр. Тасля — Мал. Карбай — Бол. Карбай.

Кобальт. Кобальтовое оруденение, связанное с серпентинитами, описано в разделе «Хром». Кобальт обнаружен также в образцах с медной минерализацией на Сабатайском участке и на участке кл. Писанец (см. раздел «Медь»), где он представляет самостоятельный интерес.

Сабатайское рудопоявление (16) расположено по правому склону долины р. Джебаш в 500 м ниже устья р. Сабатай. Рудопоявление представлено пористыми лимонитизированными породами («сухарями») с призмами и включениями малахита, куприта. «Сухари» сверху покрыты темной плотной коркой «загара», предохраняющей их от разрушения. Во вмещающих песчаниках и сланцах арбатской свиты наблюдаются значительные гидротермальные изменения, выраженные в кальцитизации и хлоритизации. Северо-западнее участка обнажается небольшой шток и дайки габбро и габбро-диабазов девонского возраста. Содержание кобальта в «сухарях» 0,027%, меди 3,15%. Аналогичные рудопоявления медно-кобальтовой минерализации обнаружены также вдоль тектонической зоны сочленения кембрийских отложений с эффузивами девона. К этой же зоне приурочены и два солевых металлометрических ореола концентрации кобальта в районе участков Сабатай и Писанец (15, 9), что позволяет считать ее перспективной в отношении медно-кобальтового оруденения типа Хараджильского месторождения.

Интересная точка кобальтовой минерализации обнаружена на водоразделе рр. Мал. Карбай — Тасля на южном склоне высоты 1922 м (74). Оруденение представлено обильной вкрапленностью серебристо-белого арсенида кобальта и редкими розовыми примазками эритрина среди скарнированных и гидротермально измененных пород отуксукской серии. Содержание кобаль-

та 0,2—0,3%, мышьяка более 1,0%, присутствует бор. Южнее, в 6 км от описываемой площади, в верховьях р. Тасля, обнаружена еще одна точка кобальтовой минерализации в эндоконтакте штока габбро-диоритов с содержанием кобальта в 0,03%. По результатам металлометрического опробования на участке выделяется солевой ореол кобальта с изоконцентрацией в 0,01%. Эти две точки представляются наиболее перспективными. Солевые ореолы концентрации кобальта, связанные со скарнированными и эпидотизированными породами, выделяются в нижнем течении р. Мал. Карбай по Турмурской зоне разлома (66) и на западных склонах высоты 2623 м (71).

Благородные металлы

Золото. В районе известно несколько небольших, к настоящему времени полностью выработанных россыпей по р. Мишиха (29), р. Чистобай (13). Все они расположены в Шаманской полосе распространения нижнекембрийских пород, тяготея к зоне Джебашского глубинного разлома. Шлиховой съемкой золото обнаружено:

- 1) в полосе развития кембрийских пород по рр. Мал. Арбат, Прям. Чистобай, Мишиха, Карасибо;

- 2) в полосе развития джебашской серии по рр. Бюркарак, Карасибо, Чистобай, Красная Речка, Уртен, Прав. Казанашка, Тюльбер, Сары-Сук, Юнь-Джебаш и ее правому притоку кл. Подъемному. Наибольшее число шлихов, содержащих золото, отмыто по кл. Подъемному (Шелковников, 1955). Содержание золота здесь достигает 0,1 г/м³;

- 3) единичные знаки золота встречены по рр. Мал. Он, Кююн, Тасля, Эльдалба, Бол. Карбай, Прав. Ак-Саяк, Лев. Казанашка. Форма зерен золота овальная, пластинчатая, размер их не превышает 0,1×0,2 мм. Генетически золото связано с нижнекембрийским магматизмом, давшим большое количество мелких кварцевых золотоносных жил, локализующихся в полосе развития пород кембрия и джебашской серии.

Редкие металлы

Олово. Повышенные содержания олова (до 0,008%) обнаружены спектральными анализами в образцах скарнированных и гидротермально измененных пород, отобранных по правому борту р. Мал. Карбай, в 4 км ниже устья р. Эльдалба, и в кварц-гематитовой жильной породе с водораздела рр. Бол. и Мал. Карбай. Несколько повышенные содержания (до 0,003%) олова в металлометрических пробах отмечаются: 1) в эндоконтактовых зонах и внутренних частях Копенской и Ататахской гранитных интрузий и 2) на скарнированных породах нижнего течения р. Мал. Карбай по Турмурской тектонической зоне.

Вольфрам. Спектральными анализами вольфрам обнаружен в нескольких штучных пробах. В количестве 0,03% вольфрам содержится в штучной пробе амфиболо-гранатового скарна, взятой из аллювия второго правого притока р. Тасля в 2,5 км вверх по течению (62). Вольфрам обнаружен также в штучной пробе кварц-гематитовой жильной породы, отобранной в аллювии р. Мал. Карбай в 1,5 км выше устья р. Эльдалба.

В шлихах шселит встречается почти повсеместно, но наиболее часто и в значительных количествах он отмечается по правым притокам р. Кантегир — рр. Тасля, Тесля, Мал. Карбай, Бол. Карбай, — где выделен шлиховой ореол концентрации вольфрама (70). Шселит здесь встречается почти во всех шлихах в количествах от единичных знаков до 50. Исключение представляет р. Тасля и особенно ее первые три от устья правые притока, где шселит установлен в верховьях первого снизу ключа в количестве 965 зерен. Высокие содержания шселита в шлихах по этим водотокам, вероятно, объясняются развитием здесь скарнированных и эпидотизированных пород. Однако спектральными анализами ни в одной штучной пробе скарнов вольфрама

не обнаружено. По рр. Казанашка, Ора-Сук, в верховьях р. Лев. Ак-Саяк шеелит встречается во всех шлихах в количествах от единичных знаков до 67—90 зерен. По рр. Мал. Арбат, Прямой Чистобай, шеелит встречается гораздо реже и в меньших количествах, максимальное содержание его по р. Мал. Арбат составляет 62 знака. Шеелит в этих участках несомненно связан с мелкими золотосодержащими кварцевыми жилами, локализующимися в породах верхне- и нижнемоноксовой свит и джебашской серии.

Молибден. Копенское месторождение (26) расположено в южной части гольца Копены в вершине ключей Караульского и Мал. Чистоплета на высоте 1800 м и представлено серией кварцевых жил северо-восточного простирания (20—30°), залегающих в эндоконтактной зоне интрузии порфировидных гранитов джойского комплекса.

С Копенской интрузией связано большое количество кварцевых жил, развитых в экзо- и эндоконтактных и центральных ее частях. Н. С. Баклаков (1933 г.) все кварцевые жилы района месторождения разбил на три группы: 1) наиболее древние низкотемпературные жилы экзоконтактной зоны; 2) молибденоносные жилы эндоконтакта; 3) наиболее молодые низкотемпературные жилы центральных участков интрузии. Молибденоносное оруденение связано (Коропец, 1938ф) исключительно с кварцевыми жилами, залегающими в эндоконтакте интрузии. Жилы приурочены к трещинам отдельности северо-восточного простирания, часто содержат различные по величине включения полевого шпата и обломки измененных боковых пород. Выклиниваясь, жилы часто переходят в типичные кварц-полевошпатовые породы. На месторождении, занимающем площадь 0,03 км², зафиксировано 48 кварцевых жил, девять из которых молибденита не содержат. Северо-восточная часть месторождения со стороны кл. Числет срезана глубоким каром. По стенке кара видно, что жилы, круто падая на юго-восток под углом 80—88°, выклиниваются на глубине 15—30 м. При этом количество молибденита с глубиной резко уменьшается до полного исчезновения. По длине жилы сравнительно небольшие — от 4 до 110 м. Мощность 0,03—0,7 м. Молибденит в жилах в виде неравномерной мелкой вкрапленности. Реже встречаются гнезда размером до 2×5 см, состоящие из сросшихся в розетки отдельных листочков молибденита. Наибольшая концентрация вкрапленности молибденита приурочена к альбандам жил и включениям измененных боковых пород. Жилы, залегающие ближе к контакту, более оруденелы, чем жилы, расположенные дальше от контакта. Кроме молибденита в жилах в небольшом количестве встречаются вкрапленники пирита и халькопирита. Общие запасы руды 632 т, запасы молибдена — 3 т. По заключению И. П. Коропца (1938ф), рассчитывать на их увеличение не приходится.

По данным металлометрического опробования на площади устанавливается довольно равномерное распределение молибдена в количестве менее 0,001%. На этом фоне выделяются:

1) три ореола (35, 25, 38) с средним содержанием молибдена в 0,002%, приуроченные к экзо- и эндоконтактовым частям Копенской гранитной интрузии. При этом один из ореолов расположен в районе описанного выше Копенского месторождения;

2) небольшой ореол с изоконцентратой молибдена в 0,002% выделяется по нижнему течению р. Мал. Карбай в Турмурской зоне скарированных и окремненных пород (66).

Ртуть. Единичные знаки киновари встречены в 4 шлихах по р. Карасибю в 3 км выше устья р. Бюркарак; по этой же речке единичные знаки киновари обнаружены (А. Д. Шелковников, 1955 г.) в 2 км выше устья р. Мишхи. Один знак киновари найден в шлихе, взятом в русле кл. Ягодного в 500 м от устья.

Висмут. Наиболее высокое содержание висмута, равное 0,1%, обнаружено спектральным анализом в штуфной пробе из рудопоявления верхнего течения р. Тасля вместе с Ni, Zn, V, Mo, Ag, Sb, B и Rb (см. раздел «Никель»); 0,001—0,006% висмута содержится в магнетитовых скариях Карбайского месторождения и в амфиболо-гранатовом скарии среднего течения

р. Мал. Карбай. Из всех проанализированных на висмут металлометрических проб только одна показала содержание его в 0,003%. Расположена в эндоконтактной зоне Ататахской интрузии в 1 км от контакта.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Минеральные удобрения

Фосфорит. Металлометрическим опробованием на всей исследованной площади устанавливается довольно равномерное, в пределах кларкового, содержание фосфора. Солевые ореолы с повышенным до 6 раз по сравнению с кларковым содержанием фосфора выделяются по обоим бортам долины р. Юнь-Джебаш выше кл. Самокол, в истоках р. Бирик-Джебаш и на гольце Копены (22). Литолого-фациальный анализ нижнекембрийских отложений гольца Копены и качественное опробование отложений на содержание в них фосфорного ангидрида позволяют сделать положительное заключение о перспективности их на фосфор. Приуроченность фосфорной минерализации к полосе развития пород нижнего кембрия объясняется развитием пород «фосфорной фации» — фосфато-кремнистых и фосфато-карбонатных терригенно-хемогенных пород, углито-кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев, мергелей, глинистых известняков. По данным микрохимических реакций, содержание фосфорного ангидрида в этих породах достигает 1,5—3,0%. Повышенные содержания фосфора в полосе развития пород джебашской серии практического значения не имеют.

Керамическое сырье

Полевой шпат. Возможный интерес в отношении керамического сырья могут представлять наиболее чистые разности микроклиновых гранитов Сабинской интрузии. Эти граниты на первый взгляд вполне удовлетворяют основным петрографическим критериям пригодности их в качестве источника качественного стекльно-керамического концентрата.

Прочие неметаллические ископаемые

Асбест. Перспективными в отношении хризотил-асбеста и амфибол-асбеста в районе являются Борусский и Северо-Саянский гипербазитовые пояса. В них часто отмечаются серпентиниты с прожилками и отдельными гнездами поперечно-волокнистого хризотил-асбеста. Хризотил-асбест серпентинитов связан с наложенной аллометаморфической серпентинизацией, пространственно тяготеющей к более молодым гранитоидам, гидротермальные процессы которых способствовали серпентинизации и асбестообразованию. Интенсивное озменкование (А. Д. Шелковников, 1952 г.) обнаружено на Айлан-Сукском железорудном проявлении (34) на водоразделе р. Бирик-Джебаш и кл. Айлан-Сук в районе высоты 1142 м. Озменкование приурочено к контакту даек роговообманковых габбро-порфиритов с вмещающими метаморфическими сланцами. В одной из даек вскрыта жила хризотил-асбеста мощностью 20 см. Длина волокон 2 см. Коэффициент асбестоносности 20%.

Яшмы. Арыхемское месторождение (57). Значительные залежи яшм известны в породах шигетской серии по левобережью р. Кантегир на водоразделе рр. Кючюн — Ары-Хем. Яшмы представляют собой плотные сургучно-красные и красные породы, которые вполне могут быть использованы как красивый подолочный и строительный камень. Физические испытания не проводились. Запасы не выяснены, но практически неограниченны.

Тальк. Рудопоявление талька (11) расположено по кл. Тальковому, где развиты серпентинизированные перидотиты, превращенные в буровато-желтые талько-карбонатные сланцы, залегающие среди хлоритовых сланцев. Преподыющие исследователи (Баженов, 1934) эти сланцы называли жироником. Размер и перспективы проявления не выяснены.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Карбонатные породы

Известняки. Наиболее крупными и легкодоступными месторождениями известняков в районе являются Абазинское (2), Карасукское (5), Сабатайское (17), Устьчистобайское (14), Чистобайское (12), Малоарбатское (10) и др. Большинство из них используется населением для обжига на известь. Технологические свойства известняков не изучены. Запасы их значительны, так как в составе верхнемонокской свиты известняки пользуются широким распространением.

Большое количество мраморизованных известняков известно среди пород джебашской серии. Наиболее значительными из них являются Усть-Тассукское (20), Куганакское, Одосканское, Верхне-Тюльберское и др. Мощность и протяженность их значительна. Мраморы представляют собой массивные полнокристаллические породы. В качестве примеси наблюдаются незначительные количества чешуек хлорита, серицита и единичные микроскопические зерна вторичного кварца. Цвет сахарно-белый, серый, розовый, голубоватый. Специальных оценочных работ на месторождениях мраморов не проводилось.

Доломиты. Месторождение доломитизированных известняков известно на северном склоне гольца Копены (И. К. Баженов, 1929 г.). Месторождение представлено пластом плотного снежно-белого мелкозернистого доломитизированного известняка видимой мощности 80 м. Химический анализ показал содержание CaO 33,94%; MgO 18,58%; SiO_2 0,12%, нерастворимый остаток 0,22%, п. п. 46,36%. Таким образом, порода состоит на 60,48% из CaCO_3 и на 38,83% из MgCO_3 , что дает право считать ее доломитизированным известняком, приближающимся по составу к доломиту. Запасы значительны. Кроме того, доломитизация отмечается в мраморах джебашской серии. Так, для Тассукского тела мраморов И. К. Баженов (1929 г.) приводит данные химического анализа штучной пробы, в которой содержание MgCO_3 40,6%.

Глинистые породы

Глины, обычно песчанистые с примесью щебенки встречаются в конусах выноса мелких ключей и изредка на речных террасах. Технологические свойства глин не изучались. Запасы их невелики, но вполне удовлетворяют нужды населения.

Обломочные породы

Галька и гравий. В качестве балласта при строительстве и ремонте дорог в районе пл. Мал. Арбат, Арбаты, Абаза с успехом использовались и используются аллювиальные галечники р. Абакан (3), слагающие многочисленные косы и острова. Галька представлена магматическими и осадочными породами, хорошо окатана, размер колеблется от миллиметров до 10 см. Сведений о запасах и свойствах галечников не имеется. Аллювий верховий и средних течений всех остальных рек района представлен валунником, и только в низовьях и приустьевых частях рек Мал. Арбат, Джебаш, Юнь-Джебаш, Карасибо аллювий сложен галечником, который также может использоваться в качестве строительного материала.

Великолепным строительным материалом являются девонские эффузивы кислого и среднего состава (ортофиры, фельзиты), которые успешно применяются в качестве балласта при строительстве железнодорожной ветки Аскиз—Абаза.

Неплохим строительным материалом могут служить арбатские, особенно «гранитоподобные» аркозовые песчаники. Щебенка их использовалась при строительстве автомагистрали Абаза—Актоврат.

Резюмируя вышесказанное, необходимо отметить, что площадь листа в целом является перспективной в отношении поисков полезных ископаемых.

Наиболее благоприятной в этом отношении является юго-восточная часть территории, где нами рекомендуется постановка поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000 на площади листов N-46-134-B, Г. Заслуживают также внимания следующие площади:

1. Карбайская тектоническая зона, в пределах которой известно четыре крупных (Больше-Карбайское, Мало-Карбайское, Таслинское, Каратошское) и масса мелких месторождений и рудопроявлений железа. Запасы только наиболее крупных из них, по самым скромным подсчетам, не менее 500 млн. т. Кроме того, в Карбайской зоне обнаружены ряд интересных точек кобальтовой минерализации с содержанием кобальта до 0,3%, медной минерализации с содержанием меди до 2—5%, никеля и других металлов.

2. Площадь, прилегающая к Карбайской тектонической зоне. Здесь широким развитием пользуются гранитные массивы джойского интрузивного комплекса, перспективные на молибден и другие элементы, а также мелкие массивы сенинтов девоиского возраста с повышенной радиоактивностью. Кроме того, в пределах рекомендованных участков на площади листа N-46-XXXII широким развитием пользуются гранато-амфиболо-пироксеновые скарны и метасоматические окремненные породы. Образование их, вероятно, связано с расположенным на глубине магматическим телом, еще не вскрытым эрозией. На площади развития скарнов, по данным слухового опробования, отмечается зараженность шеелитом (до 950 зерен). Спектральным анализом устанавливаются признаки свинцовой, медной и кобальтовой минерализации.

Таким образом, можно утверждать, что Карбайская тектоническая зона и прилегающая к ней территория на юго-западе листа N-46-XXXII, юго-востоке листа N-46-XXXI, севере M-46-I и южной части листа M-45-VI в настоящее время являются наиболее перспективными площадями в Западном Саяне. В пределах этой территории, площадью приблизительно 6000 км², несмотря на ее удаленность, необходима постановка поисково-съемочных работ.

Помимо этого, в пределах описываемого района нами выделяется еще ряд перспективных на те или иные металлы участков. К ним относятся:

1. Зона Хараджуль-Ататахских разломов (непосредственно к югу от Хараджульского грабена), перспективная на кобальт и медь.

2. Участки в пределах экзо- и эндоконтактной части Сабинского, Копенского и Ататахского массивов (на молибден, свинец, медь, цинк, возможно радиоактивные элементы).

3. Зона Джебашского глубинного разлома (на хром, железо и тальк).

4. Зона Откыл-Кабансуковского глубинного разлома (на целый комплекс элементов: хром, титан, молибден, свинец, фосфор и др.).

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Большое количество атмосферных осадков, разнообразие физико-географических и геологических условий благоприятствуют образованию различных типов подземных вод. Выделяются следующие типы: верховодка, грунтовые воды аллювиальных, делювиальных, ледниковых отложений, трещинные воды, воды островной мерзлоты.

Верховодка развита в селловинах и других формах рельефа с замедленным стоком вод. Подвержена резким колебаниям.

Грунтовые воды делювиальных отложений развиты широко. В высокогорье, где крутые склоны хребтов покрыты мощным пластом курумов, фильтрация и миграция вод происходит очень быстро. В среднегорье воды имеют гораздо меньший коэффициент стока и нередко выходит на дневную поверхность, давая начало многочисленным потокам или заболочивая склоны.

Грунтовые воды аллювиальных отложений развиты в террасовых отложениях водных потоков. Ввиду больших уклонов большинства долин, валунно-галечникового состава отложений грунтовые воды, не заставившись,

быстро стекают. В северной части планшета, где уклон рек небольшой, наблюдается заболачивание местности.

Грунтовые воды ледниковых отложений выделяются лишь в высокогорной части района в пределах ледниковых долин и котловин. На поверхности морены они местами создают заболоченные участки и озерки.

Трещинные воды являются наиболее распространенным типом подземных вод. Трещиноватость пород развита повсеместно, особенно она интенсивна в зонах мощных разломов. Повышенная циркуляция вод в этих зонах приводит к образованию понижений, ложков и седловин. Непосредственные же выходы трещинных вод на поверхности редки. Специальные гидрогеологические исследования, проведенные в ряде тектонических зон Западного Саяна, показали на сравнительно небольшую обводненность их на глубину.

Карстовые воды развиты локально в карбонатных породах. Карстовые воронки сухие, на глубине же наличие карстовых вод несомненно.

В районе выделяются следующие основные типы вод: сульфатно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные, гидрокарбонатно-кальциевые, хлоридно-кальциевые. Все воды слабо минерализованы (содержание солей до 232 мг/л), мягкие (общая жесткость около 1 мг-экв), нейтральные или слабо кислые, с температурой 3—11°. В целом районе водообилен и по количеству и качеству воды может удовлетворить любые бытовые и технические нужды.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

Баженов И. К. Западный Саян. Музей им. Мартемьянова, г. Минусинск, 1934.

Григорьев К. А. О некоторых особенностях ритмичного строения красноцветной толщи Северной Киргизии. Мат-лы по палеогеографии и литологии, ВСЕГЕИ, 1962.

Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификации магматических пород. Мат-лы к II Всесоюзному петрографическому совещанию, Ташкент, 1958.

Кузнецов В. А. О зоне сопряжения Западного Саяна и Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1950.

Казаков И. Н. Стратиграфия, тектоника и магматизм Западного Саяна. ВСЕГЕИ, канд. дисс., 1961.

Журавлева И. Т., Репина Л. Н., Хоментовский В. В. Биостратиграфия нижнего кембрия складчатого обрамления Минусинской впадины. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, т. XXXIV, 1959.

Моссаковский А. А. Объяснительная записка к листу N-46-XXV. 1960.

Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1948.

Семенов Г. Г., Антонов П. С. Объяснительная записка к геологической карте СССР. Лист N-45-XXXVI. Госгеолтехиздат, 1962.

Сивов А. Г. Кембрий и докембрий Западного Саяна. Зап.-Сиб. ФАН СССР, 1948.

Сивов А. Г. Нижний кембрий Западного Саяна. Изд. Томского политех. ин-та, 1953.

Суворов А. М. К вопросу о классификации крупных разломов геосинклинальных областей (на примере Казахстана и Средней Азии). Докл. АН СССР, т. 147, № 1, 1962.

Ханн В. Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 6, т. XXV, 1950.

Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, т. XXVII, 1952.

Шатский Н. С. и др. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. Изв. АН СССР, 1951.

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Совещ. по осадочным породам, вып. 2, Изд. АН СССР, 1955.

Фондовая

Антонов П. С., Донов Н. А., Доценко В. М., Андрушевич Н. Г. Геологическое строение листа M-45-VI (промежуточный отчет по работам Тайгазынской ГСП за 1960 г.). Фонды КГУ.

Казаков И. Н. Геологическое строение Западного Саяна. Отчет о работах Западно-Саянской партии за 1955—1959 гг. Фонды КГУ.

Коропец И. П. Отчет по работам Кантегирской поисковой партии, работавшей в 1937 г. в Западном Саяне на гольцах Копены и Штан и хр. Кантегирском. 1938, фонды КГУ.

Кузнецов Ю. А. Геологическое строение Абаканского железорудного месторождения, 1928, фонды КГУ.

Салун С. А., Щеглов А. П., Хромова В. Э. Отчет о стратиграфических исследованиях в северной части Западного Саяна в 1952 г. Фонды КГУ.

Семенов Г. Г., Антонов П. С., Любалинская З. П. Описание фактического материала по работам Джойской ГСП за 1957 г. Фонды КГУ.

Семенов Г. Г., Любалинская З. П., Сухов В. П. Геологическое строение листа N-46-XXXI (отчет Кантегирской ГСП за 1958 г.). Фонды КГУ.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия, инициалы автора	Наименование работ	Год составления или издания	Местонахождение материала или место издания
1	Баженов И. К.	Западный Саян. Сер. «Очерки по геологии Сибири»	1934	АН СССР
2	Баженов И. К.	Отчет о полезных ископаемых Западного Саяна	1929	
3	Баженов И. К.	Предварительный отчет о геологических исследованиях в 1924 г. в Юго-Западных Саянах	1926	
4	Баженов И. К.	Предварительный отчет о геологических исследованиях в 1925 г. в Юго-Западных Саянах	1926	
5	Баженов И. К.	Предварительный отчет о геологических исследованиях в Юго-Западных Саянах в 1926 г.	1926	
6	Баклаков М. С.	Геологическое строение Копенского молибденового месторождения в Западном Саяне	1933	Фонды КГУ
7	Беус Н. Х.	Краткие сведения об осадочных и осадочно-метаморфизованных месторождениях и рудопроявлениях Алтае-Саянской горной области. В кн. «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. I, кн. 2, стр. 526—528	1959	АН СССР
8	Богацкий В. В.	Особенности размещения и перспективы метасоматического магнетитового оруденения северных районов Западного Саяна	1959	АН СССР

Продолжение прилож. 1

№ п/п	Фамилия, инициалы автора	Наименование работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, или место издания
9	Болгов Г. П.	Отчет о работах на Баженовском железорудном месторождении Западного Саяна летом 1930 г.		Фонды КГУ
10	Борковский П. М.	Инtruзия бассейна р. Кантегир и связанная с ней металлоносность	1939	ВСЕГЕИ
11	Будницкий В. С. и др.	Отчет о работах Карбайской геофизической партии за 1960 г.	1961	Фонды КГУ
12	Дербилов И. К.	Отчет о поисково-разведочных работах 1930 г. на северной (джойской) полосе железорудных месторождений в Западном Саяне	1940	Фонды КГУ
13	Ермаков В. К.	Железистые кварциты некоторых районов азиатской части СССР и Урала, их классификация, генезис и промышленное значение	1957	Изд. ТГУ, г. Томск
14	Ермаков В. К.	Отчет о результатах работ Западно-Саянского подотряда по железу	1957	Фонды КГУ
15	Коропец Н. П.	Отчет по работам Кантегирской поисковой партии, работавшей в 1937 г. в Западном Саяне на гольцах Копен и Штан и хр. Кантегирском	1938	Фонды КГУ
16	Мартыанов Н. Е. и др.	Результаты аэрогеофизических работ на южном склоне Западного Саяна (отчет Саянской партии по работам 1959 г.)	1960	Фонды КГУ
17	Мартыанов Н. Е.	Проект работ Карбайской партии на 1960 г.	1959	Фонды КГУ

Продолжение прилож. 1

№ п/п	Фамилия, инициалы автора	Наименование работы	Год составления или издания	Местонахождение материала или место издания
18	Пипус Г. В. и др.	Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области	1958	АН СССР
19	Поляков Г. В. и др.	Рудоносный габбро-альбититовый магматический комплекс района Анзасского месторождения. В кн.: «Основные идеи М. А. Усова в геологии», стр. 295—318	1960	АН Каз. ССР, г. Алма-Ата
20	Савицкий Г. Е.	Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных на Абаканском железорудном месторождении в 1951 г.	1952	Фонды КГУ
21	Савицкий Г. Е.	Абаканская группа железорудных месторождений. В кн.: «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. I, кн. 2, стр. 382—397	1959	АН СССР
22	Семенов Г. Г. и др.	Геологическое строение листа N-46-XXXI (отчет Кантегирской ГСП на 1958 г.)	1959	Фонды КГУ
23	Семенов Г. Г. и др.	Геологическое строение листа N-46-XXXI (отчет Кантегирской ГСП за 1959 г.)	1960	Фонды КГУ
24	Семенов Г. Г. и др.	Геологическое строение листа N-46-XXXI (отчет Кантегирской ГСП за 1960 г.)	1961	Фонды КГУ
25	Сивов А. Г. и др.	Характер минерализации вдоль Саянского надвига в Западном Саяне	1941	Фонды ЗСГУ
26	Скубицкий Г. И.	Отчет Саянской аэрогеофизической партии	1959	Фонды КГУ
27	Тарасевич А. В.	Отчет о работе Абаканской геофизической партии за 1956 г.	1957	Фонды КГУ

Продолжение прилож. 1

№ п/п	Фамилия, инициалы автора	Наименование работы	Год составления или издания	Местонахождение материала или место издания
28	Холмов М. А. и др.	Отчет о работах Саянской аэрогеофизической партии	1947	Фонды КГУ
29	Шелковников А. Д.	Геология и полезные ископаемые района, прилегающие к Джебашскому и Сабинскому хребтам в Западном Саяне (отчет о работах Джебашской ПСП за 1951 г.)	1952	Фонды КГУ
30	Шелковников А. Д.	Отчет о работах Арбатской ПСП за 1954 г.	1955	Фонды КГУ

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

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

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторожде- ния (К—коренное, Р—россыпное)
Металлические ископаемые				
<i>Благородные металлы</i>				
Золото				
29	II-1	Мишихинское	Не разрабатывается (отработано)	Р
13	I-2	Чистобайское	То же	Р

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

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

№ на карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторожде- ния (К—коренное, Р—россыпное)	№ использован- ного материала по списку (см. приложение 1)
Металлические полезные ископаемые					
<i>Черные металлы</i>					
Магнетитовые руды					
1	I-1	Алексеевское	Не разрабаты- вается	К	20, 21, 27
73	IV-4	Карбайское	" "	К	11, 16, 17, 23
<i>Редкие металлы</i>					
Молибден					
26	I-4	Копенское	Не разрабаты- вается	К	6, 15
Неметаллические ископаемые					
<i>Прочие неметаллические ископаемые</i>					
Яшмы					
57	IV-2	Арыхемское	Не разрабаты- вается	К	22
Строительные материалы					
<i>Карбонатные породы</i>					
Известняки					
2	I-1	Абазинское	Не разрабаты- вается	К	23
5	I-1	Карасукское	" "	К	22
10	I-2	Малоарбатское	" "	К	22
17	I-2	Сабатайское	" "	К	22
20	I-3	Устьтассукское	" "	К	22, 24
14	I-2	Устьчистобайское	" "	К	22
12	I-2	Чистобайское	" "	К	22
<i>Обломочные породы</i>					
Галька и гравий					
3	I-1	Абазинское	Не разрабаты- вается	К	23

ПРИЛОЖЕНИЕ 4

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-46-XXXI КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБ 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использован- ного материала по списку (приложе- ние 1)
------------	---------------------------------	---	---------------------------	---

Металлические полезные ископаемые

Черные металлы

		Магнетитовые руды		
34	II-3	Айлансукское	Интенсивная магнети- товая импренция в метаморфических слан- цах	29
55	IV-1	Колганское	Полосчатые магнети- товые руды по метамор- фическим сланцам	22
28	II-1	Куганакское	Вкрапленность магне- тита в дробленых мета- габбро	22
40	III-1	Намыртыкгольское	Вкрапленность магне- тита в метаднабазах и сланцах	22, 28
43	III-1	"	То же	22, 28
44	III-1	"	" "	22, 28
41	III-1	Намыртыкгольское	Линзы магнетита в метаднабазах и сланцах	22, 28
42	III-1	"	То же	22, 28
51	III-2	Черобейское	Магнетитовые рогови- ки в экзоконтакте гра- нитоидной интрузии	22
31	II-2	Чеханское	Интенсивная магнети- товая импренция и «сыпь» магнетита в кварц-хлорито-серици- товых и кварц-альбито- актинолитовых сланцах	22
32	II-2	"	То же	22
33	II-2	"	" "	22
50	III-2	"	" "	22

Продолжение прилож. 4

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использован- ного материала по списку (приложе- ние 1)
46	III-1	Гематитовые руды Бюркаракское	Кварц-гематитовое рудное тело в метадна- базах с густой вкрап- ленностью магнетита	22
47	III-1	"	То же	22
36	II-3	Джебашское	Линза железистых кварцитов среди мета- морфических сланцев	29
7	I-2	Хромит Галиновское	Хромитовая минерали- зация в серпентинитах в виде крупной, мелкой и тонкодисперсной вкра- пленности	28
18	I-2, I-3	"	То же	28
8	I-2, 3	"	Ореол рассеяния хро- ма по данным металло- метрического опробова- ния	24
24	I, II-4	Западнокопенское	Ореол рассеяния хро- ма, сопровождаемый ни- келем и кобальтом, по данным металлометриче- ского опробования	24
19	I-2, 3	Малоарбатско-Сары- сукское	Ореол рассеяния хро- ма по данным шлихово- го опробования. Содерж- ание хромита до 4 кг/м³	24
21	I-4	Орасукское	Ореол рассеяния хро- ма, сопровождаемый ни- келем и кобальтом, по данным металлометриче- ского опробования	24
23	I-4	Северокопенское	То же	24
37	I-4, II-3, II-4, III-4	Стантаскыльское	Ореол рассеяния хро- ма по данным шлихо- вого опробования	23, 24

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использован- ного материала по списку (приложе- ние 1)
39	II-4	Южного склона хр. Стан-Таскыл	Ореол рассеяния хро- ма, сопровождаемый ни- келем и кобальтом, по данным металлометриче- ского опробования	23
<i>Цветные металлы</i>				
Медь				
54	IV-1	Верхнекарасибинское	Жила кварца со спо- радической вкрапленно- стью халькопирита, бор- нита, примазок малахи- та и азурита	22
30	II-1	Изынжульское	Жила кварца с вкра- пленностью халькопирита, халькозинна, борнита в кварц-хлорито-эпидо- товых сланцах	22
29	II-1	Карасибинское	Ореол рассеяния меди, выявленный металломет- рическим опробованием	22
58	IV-2	Карахольское	Вкрапленность пирита и халькопирита в эф- фузивах шигнетской се- рии	23
59	IV-2	"	То же	23
61	IV-3	Краснореченское	Примазки малахита и агрегативный гематит по трещинам в туфослан- цах в зоне дробления	23
4	I-1	Муртинское	Серия маломощных кварцевых жил с вкра- пленностью халькопирита в сланцах и песчани- ках кембрия	1, 5
6	I-2	Писанцевское	Малахитовые жилки по трещинам спайности в выделениях лабрадо- ра в дайках лабрадород- ных порфиринов	22

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использован- ного материала по списку (приложе- ние 1)
56	IV-1	Соххемское	Примазки малахита и железная слюдка в эф- фузивных диабазах и ла- вобрекчиях	22
Свинец				
49	III-1	Ак-Тасское	Свалы кварц-полево- шпатовых жильных по- род с гнездобразными включениями галенита, сфалерита и сульфидов меди	22
65	IV-4	Большекарбайское	Вкрапленность суль- фидов в дробленных ок- репленных известняках. Свинец и цинк обнару- жены спектральным ана- лизом	23
48	III, IV-1, III-2	Верхнекарасибинское	Ореол рассеяния свин- ца, сопровождаемый ме- дью и кобальтом по данным металлометриче- ского опробования	22
72	IV-4	Высота 2623 м	Вкрапленность гале- нита в пироксено-гранат- товом скарне	23
64	IV-4	Ключа Двоеусного	Ореол рассеяния свин- ца по данным металло- метрического опробова- ния	23
69	IV-4	Малокарбайское	Гнезда галенита в пи- роксено-гранатовом скарне	23
68	IV-3, 4	Междуреченское	Ореол рассеяния свин- ца по данным металло- метрического опробова- ния	23
52	III, IV-2	Сабинское	Ореол рассеяния свин- ца, сопровождаемый ме- дью и цинком, по дан- ным металлометрическо- го опробования	22

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)
63	IV-3	Таслинское	Вкрапленность галенита в амфиболо-гранатовом скарне	23
Ц и н к				
53	III, II-3	Джебашский	Ореол рассеяния цинка по данным металлометрического опробования	24
60	IV-3	Краснореченский	То же	23
45	III-1	Междуречье Бюркарак-Карасибо	Ореол рассеяния цинка, сопровождаемый никелем, по данным металлометрического опробования	22
67	IV-4	Правый борт р. Бол. Карбай	Ореол рассеяния цинка по данным металлометрического опробования	23
К о б а л ь т				
74	IV-4	Высота 1922 м	Ореол рассеяния кобальта по данным металлометрического опробования	24, 23
71	IV-4	Западные склоны высоты 2623 м	То же	23
9	I-2	Писанцевское	" "	22
16	I-2	Саботайское	Пористые лимонитизированные породы — «сухари» с примазками и включениями малахита. Кобальт обнаружен спектральным анализом в содержаниях 0,03%. Содержание меди 3,15%	22
15	I-1, 2	"	Ореол рассеяния кобальта по данным металлометрического опробования	22

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (приложение 1)
Благородные металлы				
З о л о т о				
27	I, II-4	р. Лав. Казанашка	Ореол рассеяния золота по данным шлихового опробования	23
Редкие металлы				
В о л ь ф р а м				
70	IV-3, 4	рр. Тасля, Мал. и Бол. Карбай	Ореол рассеяния шеелита по данным шлихового опробования	23
62	IV-3	Таслинское	Вольфрам обнаружен спектральным анализом в гальке пироксено-гранатового скарна	22
М о л и б д е н				
38	II-4	Большелукаинское	Ореол рассеяния молибдена по данным металлометрического опробования	23
35	II-3, 4	Верхнеказанашкинское		23
25	I-4	Копенское	Ореол рассеяния молибдена, сопровождаемый свинцом, по данным металлометрического опробования	23
66	IV-4	Нижнего течения р. Мал. Карбай	Ореол рассеяния молибдена, сопровождаемый кобальтом и цинком, по данным металлометрического опробования	23
Неметаллические полезные ископаемые				
Минеральные удобрения				
Ф о с ф о р и т				
22	I-4	Копенское	Фосфор обнаружен спектральными анализами и микрохимическими реакциями в породах фосфатной фации кембрия	24

Продолжение прилож. 4

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использован- ного материала по списку (приложе- ние 1)
------------	---------------------------------	---	---------------------------	---

Прочие неметаллические ископаемые

11	1-2	Т а л ь к кл. Тальковый	Буровато-желтые талько-карбонатные сланцы за счет серпен- тинизированного пери- дотита	24, 1, 28, 27
----	-----	----------------------------	--	------------------