

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-45-ХIV почти целиком принадлежит Горно-Алтайской а. о. Алтайского края РСФСР и ограничена следующими координатами $85^{\circ} 00' - 86^{\circ} 00'$ в. д. и $50^{\circ} 00' - 50^{\circ} 40'$ с. ш.

Рельеф района среднегорный с абсолютными отметками от 900 м (р. Катунь) до 2848 м (западные отроги хр. Катунские Белки). Основной горный хребет — Теректинский (до 2820 м) занимает всю северную половину района. На юге расположен хр. Ак-Тайга (до 2100 м), а на крайнем юго-западе — отроги хр. Холзун (до 2476 м). На правобережье Катунь возвышаются западные отроги хр. Катунские Белки (до 2848 м). В пределах хребтов рельеф резко расчленен, с превышениями порядка 800—1500 м. Теректинский хребет является водоразделом двух крупных левых притоков Катунь — рек Коксы и Урсула. Он отделен от южных хребтов значительными по своим размерам межгорными впадинами, известными под названиями Уймонской и Абайской Степей. Первая представляет расширение долины р. Катунь на участке Усть — Кокса-Мульга; вторая расположена в нижнем течении рек Абая, Уилы и Юстика — левых притоков р. Коксы. Южные хребты в меридиальном направлении прорезаны узкой долиной р. Катунь; последняя, по выходе из них, поворачивает на восток и течет по Уймонской Степи. Многочисленные мелкие притоки указанных выше рек образуют основную речную сеть района, характеризуются значительной густотой и разветвленностью. Большая часть площади покрыта лесной растительностью; обнаженность удовлетворительная.

Население — алтайцы и русские — живет в долинах рек Катунь и Коксы; особенно много поселков в Уймонской Степи. Основное занятие населения — скотоводство, посевы зерновых культур встречаются лишь в Уймонской Степи. Через весь район в субширотном направлении проходит Усть-Коксинский тракт, от которого отходят грунтовые дороги, пригодные для движения автотранспорта, а местами проходимые лишь для тракторов. В остальных частях района продвижение возможно лишь

по выючным тропам. В пос. Усть-Кокса имеется посадочная площадка для самолетов.

Климат резко континентальный. По данным Усть-Коксинской и Онгудайской метеостанций средние температуры января -22°C и июля $+14,4^{\circ}\text{C}$, достигая соответственно $-46,5^{\circ}\text{C}$ и $+36,5^{\circ}\text{C}$. Среднегодовое количество осадков для Усть-Коксы составляет 468 мм.

В числе первых исследователей, работы которых дают самое общее представление о геологии и географии района, можно назвать П. Шанигина (1796 г.); Л. Ф. Ледебера, А. Бунге и К. А. Мейера (1826 г.); Ф. Геблера (1833—1835 гг.); Г. Гельмерсена (1834 г.); В. Ковригина (1856 г.); Б. К. Поленова и Н. А. Соколова (1882 г.); В. В. Сапожникова (1895—1911 гг.); А. М. Зайцева (1906 г.); В. И. Верещагина (1909 г.); Обручева, 1933—1947).

В 1914 г. В. А. Обручев (1914, 1915) по маршруту Мульта—Абай установил широкое развитие древнейшей свиты хлоритовых сланцев, названной им теректинской, и наличие девонских эффузивных пород. Он отметил связь современного рельефа с горами и грабенами, переработанными процессами эрозии и экзарации, а также указал на следы древнего оледенения двух эпох.

В 1917 г. О. М. Аншлес (1917 г.) осматривал открытые ранее Батунское и Кайтанакское месторождения асбеста и дал им отрицательную оценку. В 1930 г. Н. Д. Меркуров (1931) обследовал точки с проявлениями асбеста. В эти же годы Е. А. Крюгер (1932) опубликовал результаты исследования химического состава и радиоактивности источников, рек и озер Катунского и части Теректинского хребтов.

В 1935 г. А. С. Егоровым (1936, 1937) была впервые произведена площадная геологическая съемка юго-востока описываемого района. Им были выделены кристаллические сланцы докембрия, песчано-сланцевая толща ордовика, карбонатно-терригенный силур и красноцветный девон, охарактеризованный фауной. Милонитовые граниты были отнесены к тельбескому комплексу, а четвертичные отложения разделены на пролювиальные, аллювиальные и ледниковые. Приведенные данные, а также результаты геоморфологических и тектонических наблюдений А. С. Егорова представляют значительный интерес и в настоящее время.

В 1937 г. проводились маршрутные поиски молибдена и вольфрама под руководством Ю. А. Арапова (1941), не давшие положительных результатов. М. С. Бакаковым (1938) на юго-востоке района были установлены проявления редкметального оруденения. Последний, в дополнение к стратиграфической схеме А. С. Егорова, описал условно кембрийскую «уймонскую формацию» метаморфических сланцев, прорываемых телами серпентинитов среднего кембрия. Кроме того, им ука-

зывается, что стратифицированные толщи прорваны массивами диоритов нижнего карбона и гранитов верхней перми; с последними М. С. Бакалов связывает указанное выше оруденение. В 1939 г. П. П. Хороших (1939) очень кратко описал источники Теректинского хребта.

В 1946—1947 гг. Р. А. Котляров (1947ф, 1948ф) на севере описываемого листа обнаружил несколько незначительных коренных проявлений медно-цинковой минерализации. В. В. Шарков (1947 г.) указывал на наличие в пределах площади листа М-45-XIV следов четырех ледниковых эпох; он считал, что Уймонская впадина, в основном, выполнена флювиогляциальными и озерными отложениями межледниковых эпох.

В 1950 г. на значительной территории в бассейнах р. Коксы и верхнего течения р. Катунь А. Б. Гинцингером (1951ф) были проведены поисковые работы, сопровождавшиеся штиховым опробованием, и даны рекомендации на поиски редких и цветных металлов. В связи с последними, с учетом данных М. С. Бакалова, в северной половине площади листа М-45-XIV и на юге, в районе Холодного Гольца, в 1950—1952 гг. производились поисковые и разведочные работы в целях выявления новых и ревизии известных ранее рудопроявлений указанных металлов (Нешумаева, 1951ф, 1952ф, 1953ф). Эти работы выявили перспективность района в целом в отношении полиметаллического оруденения, хотя и не обнаружили промышленных концентраций руд. В результате была составлена геологическая карта северной части района, где для широко развитых рудовмещающих толщ среднего и верхнего девона было дано литологическое расчленение.

В 1952 г. С. Ф. Дубинкин (1952ф) дал сводку материалов о ревизии месторождений цветных и редких металлов, проведенной ЗСГУ в 1949—1951 гг.

В 1953 г. работами ВАГТ (Заика-Новацкий, 1954ф) была закартирована вся площадь листа М-45-XIV. В результате этих работ впервые было дано расчленение теректинской свиты на две подсвиты, а силурийских отложений на три свиты, причем верхнесилурийский возраст верхней из них был доказан фаунистически. Среди отложений девона по петрографическим признакам и фауне выделялось три свиты эйфеля и верхнего живета; отмечалась фациальная изменчивость эйфельских образований вкост простирая основных тектонических структур. Недостатком этих исследований является слабая разработка вопросов, касающихся интрузивных пород и полезных ископаемых.

В 1953—1955 гг. в районе Урскульского полиметаллического месторождения проводились поисковые и разведочные работы большим коллективом геологов ЗСГУ (Студеникин, 1956; Пасечный, 1956). Эти работы привели к выводу о бесперспектив-

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

СЕКРЕТНО
Экз. № 93

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

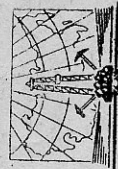
Серия Горно-Алтайская

Лист М-45-XIV

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составители: *Е. С. Левицкий, С. Н. Баженова, А. В. Борцова*
Редактор *В. А. Кошар*

Утверждено филиалом Научно-редакционного совета ВСЕГЕИ
при СНИИГГИМС 24 октября 1960 г., протокол № 11



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1964

ности Урскульского месторождения. В 1956 г. в долинах рек Коксы и Катунь проводились работы на месторождениях суглинков (Сакс, 1956). В 1956—1957 гг. ревизионные работы на голубой асбест в Кайтанакской и Сугушской группах асбестовых месторождений не дали положительных результатов (Лавренцев, 1958ф).

В 1957 г. Горно-Алтайская аэрогеологическая партия составила карту изолинии $\Delta T(\alpha)$ Алтая и Калбы по данным СЗГТ за 1951—1952 г. масштаба 1:100000. Лист М-45-XIV был покрыт съемкой лишь на 80% (исключая южную часть). Эти материалы свидетельствуют о том, что главная масса терригенных и метаморфических пород дает приращение напряженности геомагнитного поля $\pm 50 \gamma$; повышение дают вулканогенные породы девона (200 γ) и синия (100 γ), а также габброиды герцинского интрузивного цикла (300 γ). Тектонические зоны, являющиеся границами крупных структур, на карте не находят отражения; зоны разломов, в которые внедрились интрузии (междуречье Коксы и Катунь), или с которыми связаны гидро-термально измененные породы, несущие полиметаллическое оруденение (г. Учемдек), проявляются в виде линейных участков повышенной магнитности (до 400 γ).

В 1957 г. в бассейне р. Терехты А. Ф. Фоминых (1958ф) выявил несколько участков полиметаллического оруденения и дал по ним конкретные рекомендации. Эти работы были продолжены в 1958 г. в верховьях рек Кастахты и Маргалы. Благоприятные результаты работ позволили по новому подходу к перспективной оценке значительных площадей развития девонских образований в пределах Теректинского хребта (Фоминых, 1959ф).

В основу настоящей карты легли материалы экспедиции ВАГТ (Заика-Новацкий, 1954ф) значительно исправленные и дополненные последующими разведочными (Фоминых 1958ф, 1959ф; Студеникин, 1956ф) редакционными и тематическими работами. Последние проводились в полевые сезоны 1958—1959 гг. геологами С. Н. Баженовой, А. В. Борцовой и Е. С. Левицким. Тематические работы по нижнему палеозою и допалеозою проходили под руководством и при участии Ю. С. Перфильева. Результатом этих работ явилось уточнение площадей развития двух подвидов теректинской свиты, а также толщ кембро-ордовика, нижнего и верхнего силура и девона на севере описываемого района. Была выделена толща метаморфизованных существенно вулканогенных пород синия (?) и установлено расчленение комплекса нижнего палеозоя юга района на четыре свиты, разделенные перерывами. Впервые на территории листа М-45-XIV описаны отложения верхнего турне и олигоцена (?) и мезозойско-палеогеновая кора выветривания. Кроме того, дана схема возрастного расчленения интрузивных пород и сводка по известным проявлениям полезных ископае-

мых. При описании кайнозоя и геоморфологии района использованы материалы Г. А. Шмидт.

Ввиду слабой дешифрируемости, аэрофотоснимки (масштаба 1:30000) при съемке и редакции употреблялись лишь для дешифрирования разломов и границ различных групп четвертичных отложений, а также как топооснова при маршрутных исследованиях.

При составлении геологической карты обнаружилось, что по всем границам площади листа имеются невязки как в контурах распространения ряда стратиграфических подразделений, так и в трактовке возраста отдельных свит.

Наибольшее количество невязок приходится на южную часть листа. Причина их главным образом в том, что в процессе редакционных и попутных тематических работ по стратиграфии нижнего палеозоя было значительно уточнено и детализировано геологическое строение юга листа М-45-XIV и смежных площадей выпущенных ранее листов М-45-XIII, XV, XX (см. «Нижний палеозой»).

Несбивка контуров подевит теректинской свиты по западной рамке планшета в бассейне р. Красноярки объясняется, по-видимому, неточностью картирования в пределах территории листа М-45-XIII. В том же районе контуры выходов синийских пород не сливаются, что объясняется тем, что последние на площади соседнего листа не были выделены из состава теректинской свиты.

Невязка в возрастной индексации ордовикских толщ на северо-западе района происходит из-за того, что нижние члены серии фаунистически охарактеризованного ордовика ранее датиrowались как ариег-ландейло (O_{1-2}) (имеются ввиду бугрышинская и ускучевская свиты северо-запада Горного Алтая). В настоящее время палеонтологи, изучающие фауну трилобитов и брахиопод, склоняются к лланвирнскому и ландейл-скому возрасту как этих свит, так и их стратиграфических аналогов на более обширной территории, считая, что прежние индексы базировались на ошибочных определениях.

Именно эта тенденция нашла свое отражение в смене индекса O_{1-2} (лист М-45-VIII) на O_2 в пределах описываемого района.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории листа М-45-XIV принимают участие отложения протерозоя, синия, нижнего и среднего палеозоя и кайнозойские образования.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Теректинская свита ($Pt?tr$). Отложения протерозоя широко развиты по левобережью р. Катунь и в бассейне нижнего течения р. Коксы.

расы р. Катунь. Такое положение определяет их верхнечетвертичный возраст.

Озерные образования занимают небольшую площадь в устье р. Мульты. Они представлены галечниками с гравийным цементом и суглинками с гравием и гальками. В эти галечники у пос. Акобы (лист М-45-ХV) вложены аллювиальные отложения I надпойменной террасы. Описанные породы отложились в озере, образованном подпруживанием р. Катунь постмаксимальным ледником, спустившимся по р. Акчан (лист М-45-ХV). Это позволяет считать их возраст верхнечетвертичным.

Современный отдел (Q₄)

Современные отложения представлены аллювиальными образованиями долин системы р. Катунь, где ими сложены поймы и высокие поймы. Аллювий рек Коксы и Катунь представлен хорошо сортированными и окатанными галечниками в отличие от аллювиальных образований притоков этих рек, где галечники слабо сортированы и нередко состоят из угловатых галек. Современные отложения рек Урмалык и Абая представлены песками, суглинками, глинами и незначительным количеством галечника. Видимая мощность этих образований составляет 1 м.

Четвертичные отложения нерасчлененные (Q)

Нерасчлененные четвертичные отложения представлены озерно-болотными, делювиальными и делювиально-пролювиальными отложениями. Последние покрывают склоны хребтов и реже выполняют пониженные участки рельефа. Они наиболее широко распространены на южных склонах хр. Ак-Тайги, северных отрогах Теректинского хребта, на правобережье р. Катунь, в Абайской Степи и представлены бурыми суглинками, содержащими от 20 до 80% остроугольных обломков коренных пород. В бассейне р. Красной Бирюксы делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения сложены разнородными песками и, в меньшей степени, суглинками, содержащими до 50—70% остроугольных обломков коренных пород, снесенных с массива горы Красной. Мощность их более 10 м. Делювиальные и делювиально-пролювиальные шлейфы, мощность которых не превышает 3 м, на карте не показаны.

Озерно-болотные образования выполняют депрессии в верховьях рек Тюгюрюка и Юстика и представлены плотными светло-серыми глинами и суглинками с остроугольными обломками коренных пород, снесенных с окружающих хребтов. Видимая мощность 1 м.

Накопление всех этих отложений началось, по-видимому, в нижнечетвертичную эпоху, когда была создана горная страна, морфология которой была близка к современной. В понижен-

ных участках эрозионного рельефа началось накопление рыхлого материала, которое происходило в средне- и верхнечетвертичную эпохи, на что указывает слияние делювиальных и делювиально-пролювиальных шлейфов в долине р. Мульты с моренами максимального оледенения (Q₂), а в долинах рек Катунь и Коксы со II надпойменной террасой (Q₃). Наиболее интенсивный процесс образования делювия закончился, по-видимому, к концу верхнечетвертичной эпохи, так как повсюду в долинах рек I, а иногда и II террасы вложены в делювиальные шлейфы. В настоящее время на незначительное развитие процессов образования делювия указывает слияние последнего с современными болотными отложениями в верховьях р. Красной Бирюксы. Таким образом, возраст описанных выше образований считается нерасчлененным четвертичным.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Описываемый район характеризуется широким развитием разнообразных по составу и возрасту интрузивных пород. Их выходы сосредоточены, в основном, в южной половине территории, в Холзунско-Чуйском антиклинории, и только мелкие интрузивные тела отмечены на северо-востоке, в Ануйско-Чуйском синклинории.

По петрографическому составу, взаимоотношению интрузивных пород и соотношению их с вмещающими стратифицированными толщами выделяются каледонский и герцинский интрузивные циклы.

КАЛЕДОНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ ЦИКЛ

САЛАИРСКИЙ КОМПЛЕКС

К интрузивным проявлениям салаирской фазы складчатости относятся небольшие тела гипербазитов (ΣCp_2). Массивы ультраосновных пород отмечены только на юге в пределах Холзунско-Чуйского антиклинории. Пространственно они связаны, в основном, с выходами вулканогенных пород баратальской (?) свиты. Отдельные тела отмечаются в метаморфических сланцах теректинской свиты.

Массивы гипербазитов сконцентрированы на двух участках: Сугашском, расположенном на водоразделе рек Мал. и Бол. Сугаша, и Кайтанакском, охватывающем район левобережья р. Кайтанака и пос. Кайтанака. Единичные тела встречаются на правом берегу р. Красноярки, у западной границы района, и к северо-востоку от Сугашского участка.

Массивы гипербазитов вытянуты согласно с простиранием вмещающих пород. Размеры их невелики: ширина варьирует от нескольких метров до 600 м, длина — до 1 км. Они повсе-

стно сложены серпентинитами, которые макроскопически представляют собой плотные темно-зеленые или зелено-черные породы, просвечивающие в тонких пластинках. Серпентиниты обычно разбиты многочисленными трещинами и интенсивно рассланцованы, в результате чего округлые участки массивного серпентинита, внешне схожие с гальками или валунами, заключены в листоватой массе того же серпентинита. К зонам рассланцевания приурочена асбестовая минерализация в виде тонких прожилков и примазок.

При микроскопическом изучении установлено, что серпентиниты в большинстве случаев представляют антигортитовыми и хризотил-антигортитовыми разновидностями, между которыми существуют постепенные переходы. Из минералов группы серпентина отмечаются также аморфный серпофит и тонковолокнистый хризотил-асбест, выполняющие тонкие трещины, и бастит. Рудные минералы представлены обычно магнетитом, пиритом и хром-шпинелью. Их содержание иногда достигает 10%. Из позднейших минералов в серпентинитах постоянно присутствуют углекислый карбонат и хлорит. В протолочных пробах, кроме того, встречаются корунд, циркон, барит, галенит, гранат, флюорит, апатит и амфиболы.

Никаких реликтов первичных породообразующих минералов в серпентинитах не встречено. Присутствие бастита позволяет предполагать, что исходными продуктами для серпентинитов служили пироксенсодержащие породы, скорее всего, перидотиты.

На Сугашском участке вмещающие массивы серпентинитов — эффузивы баратальской (?) свиты интенсивно изменены: окварцованы, эпидотизированы, актинолитизированы, в больших количествах в них развиваются кордиерит и антофиллит, изредка отмечается оталькование. По данным В. В. Ковалевой (Заика-Новацкий, 1954ф), степень метаморфизма вмещающих пород при приближении к массивам гипербазитов возрастает. При этом аналогичные изменения наблюдаются и в самих гипербазитах. В других местах (на Кайтанакском участке и др.) отчетливо видно, что вмещающие породы вблизи контакта с гипербазитами не несут никаких дополнительных изменений. Исходя из этих фактов, можно говорить о том, что перидотитовая магма при внедрении была инертной, а дополнительный метаморфизм вмещающих толщ обусловлен последующей гидротермальной деятельностью.

Гипербазиты пользуются очень широким распространением на территории Восточного Алтая и Тувы. Большинство исследований вателей придерживается того мнения, что внедрение гипербазитов связано с ранними этапами развития геосинклинальной области и произошло в среднекембрийское время (Кузнецов, 1948, 1953, 1958; Пинус, 1955).

Интрузивные образования досилурийского комплекса на описываемой территории выделяются впервые и довольно условно, на основании анализа материалов предшественников (Егоров, 1937; Нешумаева, 1951ф; Заика-Новацкий, 1954ф) и данных, полученных при полевых работах в 1958 г. К этому комплексу отнесены две различные группы пород: 1) граниты, плагиограниты, гранодиориты, 2) лейкократовые граниты.

Граниты, плагиограниты и гранодиориты (GaS?), отнесенные к первой, главной фазе внедрения гранитоидов досилурийского комплекса, составляют несколько массивов, расположенных по правобережью р. Катунь: Холодно-Гольцовский (в верховьях р. Бол. Сугаша), Мультинский, Кызылташский, Верхнеуимонский и Воровской¹. Несколько обособлен от них массив, входящий в состав Огневской интрузии (близ пос. Огневка). Интрузивные тела имеют неправильную изометрическую или несколько удлиненную форму, в общем согласную со структурными вмещающих толщ. Контакты их с последними вертикальные или круто падающие в сторону вмещающих пород.

Наиболее распространенными породами в перечисленных массивах являются биотитовые и биотито-роговообманковые граниты и плагиограниты, в зонах эндоконтакта переходящие в гранодиориты. Макроскопически они представляют собой или крупнокристаллические породы, обычно в той или иной степени огнейсованные. Особенно сильное огнейсование отмечается в породах Мультинского и Огневского массивов. Гранитоиды сложены плагиоклазом (30—70%), калиевыми полевыми шпатами (0—40%), кварцем (15—30%) и цветными минералами (биотитом и роговой обманкой), содержание которых достигает 10—15%. Характерно, что калиевый полевой шпат никогда резко не преобладает над плагиоклазом. Из акцессорных минералов в шлифах и в протолочных пробах встречаются апатит, гранат, циркон, сфен, корунд, турмалин, флюорит, галенит, сфалерит, халькопирит, молибденит, пирит, магнетит. В Верхнеуимонском массиве отмечен ортит. Все породы очень сильно изменены автометаморфическими процессами. Структура пород обычно гипидиоморфнозернистая, иногда монотонная, а для гранитов Мультинского массива характерны гранофиоровые структуры, обусловленные срастанием кварца и плагиоклаза.

В зонах экзоконтактов интрузий предсилурийского комплекса повсеместно отмечается эпидотизация, биотитизация, амфиболитизация и окварцевание с образованием соответст-

¹ Положение поименованных массивов смотри на тектонической схеме (рис. 1).

вующих роговиков. Ширина контактового ореола обычно составляет несколько сот метров.

Лейкократовые граниты (γ_1 а?) слагают небольшое штокообразное тело внутри Холодно-Гольцовского массива. Тело имеет удлиненную форму и вытянуто в широтном направлении. Лейкократовые граниты, по М. С. Баклакову (1938ф) и К. Д. Нешумаевой (1951ф), представляют собой мелкозернистые двуслюдяные породы светло-серого до белого цвета, не несущие следов тектонических подвижек. Иногда они переходят в аплитовидные граниты и пегматиты. Оба автора отмечают следующее положение лейкократовых гранитов относительно биотитовых гранитов и плагิโอгранитов Холодно-Гольцовского массива, на основании чего их можно выделить в более молодую интрузивную фазу предсилурийского комплекса.

Гранитоиды предсилурийского комплекса характеризуются довольно разнообразной и специфичной жильной серией. Среди жильных пород развиты микрограниты, аплитовидные граниты, аплиты, пегматиты, гранит-порфиры, плагิโอгранит-порфиры и диорит-порфиры. В Мультинском массиве в дайке микрогранита встречаются ксенолиты диорит-порфира, на основании чего можно предположить, что формирование жильной серии началось с внедрения даек среднего состава. Граниты Холодно-Гольцовского массива секутся многочисленными жилами кварца с вкрапленностью молибдена, шеелита, галенита и других рудных минералов. Пространственно кварцевые жилы приурочены к телу лейкократовых гранитов.

Описанные интрузии гранитоидов прорывают и ороговикова выводят отложения протерозоя, синия и кембрия. На основании этого устанавливается их посткембрийский возраст. На их доэфельский возраст может указывать галька плагิโอгранитов, по-видимому, этого же комплекса, встреченная в базальтовых конгломератах нижнеэфельских отложений в верховьях р. Меновой. По петрографическому составу, химизму и по характеру оруденения, связанному с ними, эти гранитоиды аналогичны интрузивным породам, слагающим Аккемские интрузии на территории листа М-45-XXI. Для последних определенное абсолютного возраста аргоновым методом дало 358 млн. лет, что свидетельствует о предсилурийском времени (по Холмее) их внедрения (Шарковский, 1959ф).

ГЕРЦИНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ ЦИКЛ

Тельбесский (?) комплекс ($GD_2?$). К нему отнесены небольшие интрузивные массивы, сложенные гранитами, аляскитами, гранофирами и гранит-порфирами, ранее считавшиеся верхнепалеозойскими (Нешумаева, 1952ф; Студеникин, 1955ф; Заика-Новацкий, 1954ф). Это Коксинский, Власевский, Кастахин-

ский, Терехтинский и Каракольский массивы и несколько мелких тел на водоразделе рек Юстика и Тюгрюка. Форма массивов изометричная, реже сильно удлиненная, с извилистыми очертаниями. Непосредственные контакты их с вмещающими толщами не наблюдались, но, судя по конфигурации массивов и широкому ореолу ороговивания, контакты должны быть пологие.

Перечисленные выше породы связаны между собой постепенными переходами на коротких расстояниях. Наибольшим распространением среди них пользуются граниты, которые, как правило, слагают центральные части массивов. Макроскопически граниты представляют собой среднезернистые, иногда порфировидные породы светло-серого, серого, часто красновато-серого и мясо-красного цвета. В минералогическом отношении они характеризуются резким преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом; из цветных минералов обычно присутствует биотит, очень редко вместе с роговой обманкой. В краевой зоне массивов преобладают серые и красновато-серые гранит-порфиры с тонко- или мелкокристаллической основной массой. Аляскиты и гранофиры, состоящие обычно из калиевого полевого шпата (микроклин-пертита) и кварца, встречаются спорадически. Наиболее характерными структурами полнокристаллических пород являются гранофировые и микропегматитовые, но часто встречаются и гипидиоморфнозернистые. Для порфировых разновидностей обычно микрогранофировые, микропегматитовые и сферолитовые структуры основной массы.

В экзоконтакте интрузий тельбесского комплекса развиваются процессы эпидотизации и биотитизации. Ширина зоны контактовых изменений составляет обычно несколько сот метров.

Вблизи массивов во вмещающих породах отмечается большое количество даек кислого и среднего состава, генетическая связь которых с рассматриваемыми интрузиями не ясна.

Массивы описываемых гранитоидов прорывают и ороговикова выводят протерозойские метаморфические сланцы и вулканогенные образования эфельского возраста. Верхний возрастной предел их менее четкий. В базальных конгломератах верхнежерветских отложений, развитых на северо-востоке района, встречены многочисленные гальки гранитоидов и жильных пород с гранофировыми и сферолитовыми структурами. На основании этих данных можно говорить о среднедевонском, скорее всего, доверхнежерветском возрасте охарактеризованных гранитоидов.

В последнее время во многих районах Горного Алтая стали выделяться гранитоиды среднедевонского комплекса, генетически связанные со среднедевонским вулканизмом (Зайченко, 1956). С ними, возможно, и следует сопоставлять описанную группу пород.

ПОСЛЕДЕВОНСКИЙ КОМПЛЕКС

Интрузивные образования последевонского возраста пользуются наиболее широким распространением. По составу они разделяются на группы пород, которые отнесены к самостоятельным фазам внедрения. В порядке возрастной последовательности выделяются: 1) габбро, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты (NpD_3), 2) среднезернистые граниты и гранодиориты (γDpD_3), 3) порфировидные и лейкократовые граниты и гранит-порфиры (γrD_3).

Габбро, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты (NpD_3) образуют многочисленные мелкие и крупные массивы. Это Тюдетский, Огневский, Саксабайский, Кривокольский, Большесугашский и Кабанухинский массивы и масса мелких интрузивных тел, встречающихся по всей территории листа. К этой же группе пород отнесены габбро и габбро-диабазы, слагающие пластовые и субпластовые, изредка штокообразные тела в северо-восточной части района.

Крупные массивы габброидов имеют в плане неправильную форму, часто с глубокими заливами во вмещающие толщи.

В составе массивов преобладают диориты, которые без видимой закономерности переходят, с одной стороны, в габбро и габбро-диориты, и, с другой стороны, в кварцевые диориты. Это полнокристаллические массивные породы серого и зеленовато-серого, иногда темно-зеленого цвета, от мелко- до крупнозернистых, состоящие из плагиоклаза и цветных минералов. Содержание последних меняется от 30 до 60%, причем распределение их как равномерное, так и пятнистое. Размеры кристаллов варьируют от 1 до 4—5 мм. Микроскопическое изучение показало, что породы этой группы интенсивно и почти повсеместно изменены автометаморфическими процессами. Плагиоклаз по составу отвечает основному андезину или лабрадору. Цветные минералы обычно представлены роговой обманкой и моноклинным пироксеном (авгитом), очень редко отмечается биотит. Постоянно присутствует кварц (5—10%). Среди акцессорных минералов в шлифах и протоочных пробах встречаются галенит, апатит, корунд, циркон, сфен, галенит, ильменит и магнетит.

Структуры пород: пойкилитовая, габбровая, гипидиоморфнозернистая. В экзоконтактах интрузий отмечается интенсивная эпидотизация, амфиболитизация и окварцевание. Ширина этой зоны достигает 2—3 км. Интрузивные тела габбро и габбро-диабазов, распространенные в северо-восточной части района, отличаются от описанных выше массивов пластовой и субпластовой формой. Они пространственно связаны с верхнеживетскими и нижнефранскими отложениями. Не исключено, что формирование этих интрузивных тел и крупных

массивов габброидов происходило не одновременно, и первые могут быть связаны с верхнедевонским вулканизмом.

Габброиды последевонского комплекса прорывают все осадочные и вулканогенные отложения до верхнего девона включительно и активно воздействуют на них. Диориты Огневского массива, кроме того, прорывают огнейсованные граниты предсилурийского комплекса (GaS?).

Граниты и гранодиориты (γDpD_3) образуют несколько массивов, наиболее крупными из которых являются Тюдетский и Бирюксинский. Мелкие интрузивные тела гранитов отмечаются в восточной части района и на западе, близ устья р. Красной. Форма массивов в плане неправильная, резко секущая по отношению к структурам вмещающих толщ.

Граниты, являющиеся доминирующей разновидностью, представляют собой среднезернистые, иногда слабопорфировидные породы светло-серого и розовато-серого цвета, состоящие из плагиоклаза (30—35%), калиевого полевого шпата (30—40%), кварца (до 30%) и цветных минералов (10%). Последние представлены биотитом и роговой обманкой. В некоторых разновидностях калиевый полевой шпат (микроклин) резко преобладает над плагиоклазом (олигоклазом и андезином). В качестве акцессориев встречаются апатит, циркон, сфен и магнетит. Структура гранитов обычно гипидиоморфнозернистая. В краевой зоне Бирюксинского массива часто отмечаются гранофировые структуры, обусловленные срастанием кварца и микроклина.

Гранодиориты развиты в эндоконтактных частях массивов и связаны с гранитами постепенными переходами. В экзоконтактной зоне, ширина которой 1—1,5 км, отмечается интенсивная эпидотизация и биотитизация.

Гранитоиды прорывают образования от протерозойского до верхнедевонского возраста. В Тюдетском массиве они отчетливо прорывают габброиды последевонского комплекса (NpD_3).

Порфировидные граниты (γrD_3) встречаются в Тюдетском и Саксабайском массивах, где они образуют самостоятельные тела штокообразной формы. По внешнему виду эти граниты резко отличаются от всех остальных гранитоидов, охарактеризованных ранее. Это крупнозернистые породы светло-серого цвета с крупными порфировидными выделениями микроклина, содержание которых варьирует от 10 до 50%. Вкрапленники микроклина имеют форму широких, слабо удлиненных табличек размером до 2×4 см. Промежуточная масса сложена микроклин-пертитом 20—40%, кислым плагиоклазом 20—40%, кварцем 30—40% и слюдами (биотитом и мусковитом) 5—7%. Из акцессорных минералов в шлифах и протоочных пробах встречаются апатит, циркон, флюорит, корунд, гранат, монацит, турмалин, галенит и пирит.

Структура промежуточной массы в гранитах обычно гипидиоморфнозернистая.

В эндоконтактовых частях массивов граниты теряют порфировидную структуру, становятся более плотными, мелкозернистыми и переходят иногда в плагиограниты и даже в гранодиориты. В зоне экзоконтакта шириной 700—800 м отмечается интенсивная эпидотизация.

Порфировидные граниты прорывают отложения протерозоя и синия, а также диориты и габбро последовонского комплекса (NpD₃). Взаимоотношения их со среднезернистыми гранитами (γδpD₃) неизвестны.

К этой же группе пород отнесены и наиболее молодые лейкокраповые граниты, слагающие штокообразное тело близ пос. Огневка. Дайки аналогичных гранитов мощностью 100—200 м секут габброиды Огневского и порфировидные граниты Тюдетского массивов. Макроскопически лейкокраповые граниты представляют собой мелкозернистые светлые породы, иногда слабо огнейсованные. Они сложены плагиоклазом (олигоклазом) 20—40%, микроклином 20—40%, кварцем 25—30% и слюдами (мусковитом и биотитом) 5—7%. Из аксессуарных минералов встречаются только апатит и магнетит. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая.

Гранит-порфиры слагают небольшие тела, приуроченные к интрузивным массивам последовонского возраста. Это светлосерые, серые, иногда розовато-серые порфировые породы с тонкозернистой основной массой. Во вкраплениях отчетливо видны полевые шпаты, кварц и биотит. Внедрение тел гранит-порфиров, по всей вероятности, связано с формированием жильной серии последовонского комплекса.

Среди жильных пород отмечаются аплитовидные граниты, микрограниты, фельзит-порфиры, гранит-порфиры, диорит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры, габбро-диабазы, диабазовые порфиры и лампрофиры. Особенно широко жильные образования развиты в пределах Тюдетского массива и в бассейне р. Кайтанака. Здесь наблюдалось пересечение даек гранит-порфиров диорит-порфирами. Таким образом, формирование жильной серии началось, по-видимому, с внедрения кислых пород.

Распределение жильных образований внутри Тюдетского массива неравномерное: среди порфировидных гранитов (γpD₃) встречаются только дайки аплитовидных и лейкокраповых гранитов, а вся разнообразная гамма жильных пород от гранитов до лампрофиров приурочена к среднезернистым гранитам (γδpD₃) и габброидам (NpD₃). Возможно, что порфировидные граниты по времени внедрения значительно оторваны от среднезернистых гранитов (после формирования их жильной серии) и составляют самостоятельный комплекс.

Последовонский возраст интрузии описанного комплекса не вызывает сомнений. Но верхняя возрастная граница неясна, так как взаимоотношения их с нижнекаменноугольными отло-

жениями неизвестны, а более молодые образования (исключая кайнозойские) в пределах листа М-45-XIV и на сопредельной территории отсутствуют. Можно определенно говорить лишь о домезозойском времени внедрения этих интрузий, так как к мезозойской эре на Горном Алтае закончился геосинклинальный и начался платформенный этап развития.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Результаты силикатных анализов интрузивных пород, сведенные в таблицу, позволяют отметить некоторые петрохимические особенности интрузивных комплексов. Для характеристики салаирских серпентинитов имеется только два анализа. По составу серпентиниты очень близки ультраосновным породам Дэли (на петрохимическую диаграмму они не нанесены).

Гранитоиды предсилурийского (?) комплекса, по данным четырех силикатных анализов, довольно отчетливо отделяются от других пород недосыщенностью щелочами (характеристика *a*), повышенным содержанием магния (характеристики *m*) и незначительным преобладанием натрия над калием (коэффициент *n*).

Тельбесские гранитоиды, обладая несколько неустойчивым петрохимическим характером, в то же время обнаруживают между собой много общего (по данным восьми анализов). Для них характерно высокие содержание щелочей (характеристика *a*) и бедность основаниями (характеристики *c* и *b*). В составе щелочей калий довольно резко преобладает над натрием (коэффициент *n*).

Габброиды постверхнедевонского комплекса близки к средним типам габброидов Дэли, отличаясь от них пониженным содержанием щелочей (характеристика *a*), а иногда и большей основностью (по данным шести анализов).

Последовонские гранитоиды (10 анализов) обладают наиболее четкими петрохимическими особенностями. Это породы с повышенной кислотностью и с пониженным содержанием оснований (характеристики *c* и *b*). По сравнению со средними типами гранитов Дэли они обнаруживают резкую пересыщенность глиноземом (характеристика *a'*). В составе щелочей характерно незначительное преобладание натрия над калием.

ТЕКТОНИКА

Район расположен в пределах двух областей с различным строением и историей геологического развития (рис. 1). К первой относится большая южная часть территории, представляющая собой устойчивое поднятие, начавшее развитие с синийского времени. Это поднятие в начале среднего палеозоя вошло в сложное складчатое сооружение, известное в литературе под

а п и г а т

№ п/п	№ проб	Характеристика анализируемых образцов	Процентные содержания окислов															
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п/п	S	SO ₂	Σ	
1	320	Сerpentinит. Кайтанакский уяз-сток	40,44	0,19	4,59	2,62	4,58	0,16	35,44	0,26	0,07	0,05	0,08	12,0	—	Среды	100,48	
2	320/1	То же	36,60	0,46	6,37	2,96	5,84	0,29	32,86	2,60	0,07	0,03	0,24	0,80	—	То же	100,12	
Сатанскский комплекс																		
3	50	Гранит. Холодно-Гольцевский массив	74,28	0,56	13,08	1,25	1,22	0,07	0,84	1,81	2,24	4,40	0,04	0,90	—	—	100,7	
4	77	Платогранит. Мультинский массив	73,98	0,52	13,56	2,61	0,15	0,05	0,76	1,38	2,80	3,60	0,10	0,94	—	—	100,45	
5	966	Гранодиорит. Берхенеуымонский массив	66,72	0,58	16,11	2,86	1,25	0,07	1,59	3,98	2,60	2,80	0,14	0,82	—	—	99,52	
6	966/1	То же	66,25	0,55	15,11	2,08	2,83	0,09	1,25	3,85	3,54	2,82	0,22	0,86	—	—	99,45	
Тельбесский (?) комплекс																		
7	1063	Алякит. Красноярский массив	77,46	0,12	12,89	0,73	1,07	0,02	0,126	0,21	4,43	4,29	0,25	0,10	—	—	101,7	
8	1063/1	То же	77,85	0,07	12,25	0,90	0,92	0,02	0,09	0,32	4,27	4,27	0,14	0,13	—	—	101,23	
9	497	Граносиенит-порфир. Власев-ский массив	65,50	0,57	15,36	2,44	2,37	0,09	1,77	2,88	4,13	2,90	0,28	2,23	—	—	100,52	
10	497/1	То же	64,82	0,57	16,12	2,31	2,47	0,10	1,63	2,84	3,92	2,88	0,28	2,25	—	—	100,19	
11	515	Гранит-порфир. Кастахтинский массив	69,74	0,25	14,32	1,04	1,58	0,04	0,49	2,22	3,69	3,87	0,34	2,34	—	—	99,92	
12	828	То же	72,65	0,17	14,88	0,47	1,48	0,07	0,20	1,18	3,88	3,82	0,35	0,54	—	—	99,69	

30	322B	" "	12,0	1,3	3,4	83,3	68	11	21	11	52	41,3
29	322A	" "	12,5	1,2	3,3	83,0	74	8	18	8	51	39,8
28	313F	То же	13,4	1,2	4,6	80,8	68	14	19	13	55	33,6
27	313B	Лейкократовый гранит. Огнев-ский массив	13,8	1,2	3,5	81,5	63	15	24	13	53	34,2
26	674	То же	12,4	0,9	5,7	81,0	72	11	16	12	60	36,3
25	674/1	Лопорывчатый гранит. Тюлет-ский массив	13,4	0,9	5,7	80,0	68	9	19	13	51	32,5
24	689/1	То же	13,6	0,3	4,3	81,8	67	12	27	6	65	36,1
23	689	Гранит среднезернистый. Бирюк-синский массив	13,1	0,3	4,0	82,6	70	13	25	5	62	38,7
22	673	То же	12,0	1,0	3,7	83,3	70	14	23	7	56	41,6
21	670	Гранит среднезернистый. Тюлет-ский массив	13,0	2,6	3,1	81,3	18	56	52	30	62	34,0
20	949/1	То же	5,9	9,0	24,1	61,0	(21)	5	28	51	85	1,2
19	949	Лопорит. Бол. Сулашский мас-сив	6,4	8,6	25,3	59,7	(21)	5	28	51	87	-2,0
18	618/1	Лопорит. Тюлетский массив	5,5	9,6	22,8	62,1	(12)	10	33	55	69	3,6
17	618	Лаборо-лопорит. Тюлетский мас-сив	7,3	8,2	24,4	60,1	(18)	17	40	42	85	-2,6
16	313B	То же	6,0	10,2	28,8	55,0	(6)	6	31	63	71	-12,2
15	313A	Лаборо. Огневский массив	5,6	11,0	28,8	54,6	(7)	7	30	63	77	-13,0
Посетелевский комплекс												
14	733	Граниты. Каракольский массив	14,0	0,3	2,3	83,4	17	(17)	69	14	75	38,5
13	828/1	" "	14,5	1,3	4,0	80,2	33	(20)	56	11	59	30,1

№ п.п	№ проб	Характеристика анализируемых образцов	Числовые характеристики по А. Н. Заварушкому										
			а	б	с	д	е	а' (с')	ф	г	м'	п'	Q
1	320	Сerpентинит, Кайтагский уча-сток	0,3	0,3	60,7	38,7	8	(3)	9	83	67	-23,5	
2	320/1	То же	0,1	1,8	60,0	38,1	3	(4)	13	84	—	-27,8	
Пpесизурийский (?) комплекс													
3	50	Гранит. Холодно-Гольцевский массив	10,9	2,1	5,2	81,8	33	(18)	40	27	40	39,7	
4	77	Плагитогранит. Мулытинский массив	10,8	1,6	6,7	80,9	49	(31)	33	18	54	38,6	
5	966	Гранодiorит. Верхнеулымонский массив	9,9	4,9	8,5	76,7	24	(29)	44	32	58	30,7	
6	966/1	То же	12,0	4,2	7,2	76,6	(7)	(25)	63	30	65	25,0	
Тельбесский (?) комплекс													
7	1063	Аляскит. Красноречский массив	15,1	-0,3	2,2	82,4	23	(23)	65	11	61	34,3	
8	1063/1	То же	14,7	0,3	1,7	83,3	0	(44)	89	11	60	36,9	
9	497	Граносиенит-порфир. Власев-ский массив	13,0	3,6	8,2	75,2	7	(25)	54	37	67	20,8	
10	497/1	То же	13,0	3,5	8,2	75,3	12	(24)	53	35	67	21,1	
11	515	Гранит-порфир. Кастахтинский массив	14,0	2,5	3,2	80,3	0	(26)	74	26	59	30,1	
12	828	То же	13,6	1,3	5,2	79,9	59	(7)	35	6	61	31,3	

Продолжение табл.

названием Холзунско-Чуйского антиклинория (Нехорошев, 1954). Северная часть района отвечает длительно существовавшему прогибу, история развития которого известна лишь с верхнекембрийского времени. В герцинскую эпоху он превратился в унаследованный прогиб, который в конце среднего палеозоя представлял собой синклиниорий, известный под названием Ануйско-Чуйского.

В Холзунско-Чуйском антиклинории отчетливо выделяются каледонский складчатый фундамент и герцинский «чехол». Фундамент построен из ряда крупных антиклиналей и сопряженных с ними синклиналей первого порядка, осложняющих как ядерную часть антиклинория, так и его крылья. В пределах описываемой территории расположены части крупных Коксинской антиклинали и Быструхинской синклинали, которые, начиная с синия, длительно развивались одновременно с накоплением слагающих их осадков. В Коксинской антиклинале можно выделить ядерную часть, где обнажается складчатое протерозойское основание, и юго-восточное погружение, сложенное складчатыми толщами синия, кембрия и ордовика. Северно-восточное крыло антиклинали срезано крупным разломом северо-западного простирания, по которому ее ядро приведено в соприкосновение с крылом расположенной севернее синклинали. Юго-западное крыло Коксинской антиклинали отделено серий разломов от центриклинального замыкания Быструхинской синклинали, которая, в основном, расположена южнее, на территории листа М-45-XX.

Герцинская перестройка Холзунско-Чуйского антиклинория проявилась в глыбовых подвижках и образовании наложенных мульд, выполненных девонскими образованиями. Такой глыбой является Теректинский горст (Егоров, 1937), осложняющий Коксинскую антиклиналь. Его границами являются указанные выше разломы.

При рассмотрении отдельных элементов строения складок первого порядка фундамента и «чехла» выделяются структурно-литологические комплексы, под которыми понимаются литологически однородные комплексы разновозрастных пород, характеризующиеся единством развитых в них складчатых форм и отделенные от нижележащего комплекса региональным несогласием.

Штокообразные дискордантные массивы гранитоидов: 11 — тельбесских; 12 — последовонских. Региональные несогласия: 13 — граница фундамента и «чехла»; 14 — границы структурно-литологических комплексов. Разрывные нарушения: 15 — основные (а), прочие (б)

Цифрами и буквами в кружках обозначены: 1 — Бурундинская синклиналь, 2 — Красноярская синклиналь, 3 — Бирюкская синклиналь, 4 — Есимская антиклиналь, 5 — Каерлыкская синклиналь, 6 — Семисартинская антиклиналь, 7 — Каракольская синклиналь, 8 — Акемская антиклиналь, А — Чарышко-Теректинская зона разломов, Б — Талыменская зона разломов, В — Околовский разлом. Римскими цифрами обозначены интрузивные массивы: I — Каракольский, II — Теректинский, III — Кастактинский, IV — Красноярский, V — Телеский, VI — Огневский, VII — Сакабайский, VIII — Верхне-Уймооский, IX — Казыл-Ташский, X — Мультинский, XI — Кривоколовский, XII — Бирюксинский, XIII — Большесугатский, XIV — Холодно-Гольцовский

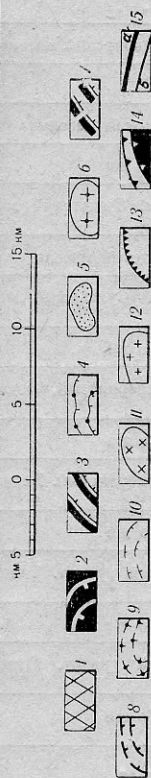
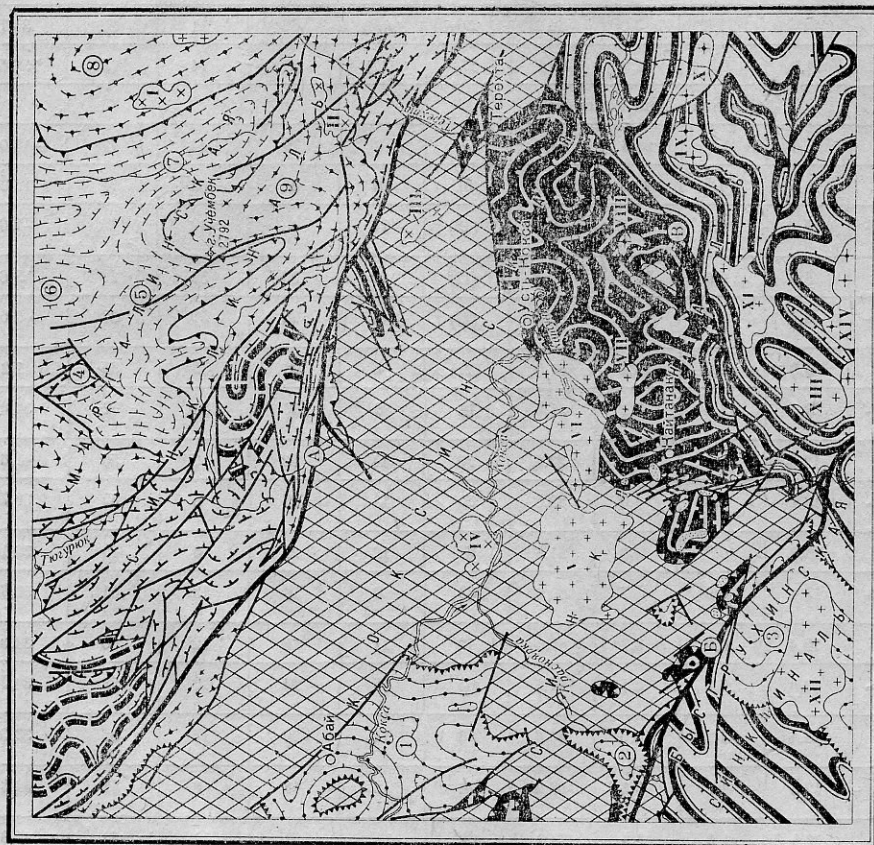


Рис. 1. Схема докайнозойской тектонической структуры (составил Е. С. Левицкий).

Холзунско-Чуйский антиклинорий. Коксинская антиклиналь и Быструхинская синклиналь первого порядка. Складки фундамента: 1 — крупные складки неопределенных простираний, осложненные складками более высоких порядков (протерозойский комплекс); 2 — крупные неориентированные складки, осложненные и линейными складками (кембро-ордовикский комплекс); 3 — крупные сублиннейные и линейные складки (эйфельский комплекс); 4 — наложенные мульды (эйфельский комплекс); 5 — мелкие конкордантные тела (кембро-ордовикский комплекс); 6 — преимущественно конкордантные массивы (кембро-ордовикский комплекс); 7 — крупные линейные складки, осложненные складками более высоких порядков (кембро-ордовикский комплекс); 8 — линейные складки (силурийский комплекс); 9 — линейные складки и брахискладки (эйфельский комплекс); 10 — сублиннейные и брахискладки (живецко-нижнекембрийский комплекс)

В ядре Коксинской антиклинали обнажен нижний протерозойский структурно-литологический комплекс, сложенный метаморфическими породами теректинской свиты. Складчатость этого комплекса сложна и в настоящее время изучена совершенно недостаточно. Это сравнительно крупные антиклинали и сопряженные с ними синклинали с размахом крыльев порядка 15—20 км по контакту песчаниковой и сланцевой подевит, фиксирующиеся в виде отдельных фрагментов по полям развития песчаников верхней подевиты теректинской свиты. Углы падения на крыльях складок, как правило, крутые (60—80°), однако встречается и пологое, местами горизонтальное залегание слоев, что может указывать на наличие складок сундучного типа. Характерной особенностью складчатости в протерозойских толщах является широкое развитие разнообразных складок высоких порядков, вплоть до мелкой плейчатости и гофрировки. Мелкие складки различны по размерам и форме (веерообразные, килевидные, изоклинные и т. д.). Они относятся к серии разломов северо-западного и, реже, северо-восточного простирания.

В строении юго-восточного погружения Коксинской антиклинали участвуют два структурно-литологических комплекса: синийский, сложенный преимущественно метаморфизованными вулканогенными породами, и кембро-ордовикский, почти целиком представленный терригенными отложениями. Первый лежит непосредственно на протерозойском основании. Характер складчатости в толщах синия изменяется в зависимости от положения складок относительно этого основания. На юго-западе района расположены обрывки сохранившихся синклиналией, выполненных вулканогенными отложениями баратальской (?) свиты. Они, видимо, развились на месте неглубокого залегания основания. Эти синклинали отличаются сравнительно простым строением и местами практически горизонтальным залеганием базальных горизонтов синия на сложно-складчатом протерозое. На правобережье р. Катунь, в крыле антиклинали первого порядка, где протерозойское основание значительно погружено, складчатость более полная. Здесь развиты как синклинали, так и антиклинали. Складки построены просто, и не имеют общей линейной ориентировки. Углы падения на крыльях 40—70°. Достаточно широко развиты складки более высоких порядков, в том числе и складки волочения. Плейчатость и гофрировка отмечается лишь в зонах разрывных нарушений.

В кембро-ордовикский комплекс входят толщи нижнего, среднего и верхнего кембрия, нижнего и среднего ордовика, которые на юго-восточном погружении Коксинской антиклинали и на замыкании Быструхинской синклинали разделены местными перерывами. Однако, несмотря на перерыв, они обла-

дают единым структурным планом и идентичными складчатостями формами.

В складках этого комплекса наблюдаются различия, связанные с их размещением в антиклиналях и синклиналиях первого порядка, так как в зависимости от этого меняется положение мелких складок относительно протерозойского основания.

На юго-востоке, на сравнительно пологом погружении этого основания развиваются складки хотя и с крутыми углами падения на крыльях (50—80°), но без определенной ориентировки. Последнее обусловлено приуроченностью этих складок к периклинальному замыканию основной структуры. На юго-западе, в Быструхинской синклинали намечается ориентировка складчатых форм в северо-восточном направлении, что связано с изменением на замыкании этой синклинали простирания осложняющих ее складок с северо-западного на субмеридиональное и северо-восточное. Здесь развиты складки линейного типа, часто килевидные и изоклинные, местами запрокинутые на северо-запад. Они осложнены более мелкими складками с размахом крыльев в несколько сотен метров. Углы падения на крыльях крутые (70—80°). Плейчатость наблюдается лишь в зонах разломов.

Эйфельский структурно-литологический комплекс выполняет мулду, наложенные на жесткое основание Холзунско-Чуйского антиклинория. К этим складкам относятся Бурундинская, Красноярская и Бирюксинская мулды, осложненные разломами северо-западного направления. Кроме того, в тектонических блоках по р. Кайтану, наблюдаются части подобных складок, обрезанные разрывами. Бурундинская мулда (см. рис. 1, 1) расположена в бассейнах рек Абая и Сарычмена. В ее строении участвуют вулканогенные образования эйфеля. Северо-западная часть этой складки осложнена куполом с протерозойской толщей в ядре, а вся мулда разбита на блоки разломами северо-западного простирания. Углы падения на крыльях крутые (до 80°), выполняющиеся (до 40—50°) к ядру. Южнее, на р. Красноярке расположена Красноярская мулда (см. рис. 1, 2) субтреугольных очертаний, выполненная преимущественно красноцветными терригенными образованиями онгудайской свиты эйфеля. Углы падения на ее крыльях 35—70°. Бирюксинская мулда (см. рис. 1, 3), расположенная на р. Бирюксе, построена так же просто, как и две предыдущие: ее северное и восточное крылья срезаны разломом и большая часть уничтожена интрузией гранитов.

В расположении массивов интрузивных пород в пределах антиклинория усматривается определенная связь со складчатыми и разрывными деформациями.

Так, небольшие удлиненно-овальные в плане тела салаирских гипербазитов приурочены к юго-восточному погружению

Коксинской антиклинали и, возможно связаны с зоной древних разломов. Они вытянуты согласно с простиранием вмещающих пород. Форма небольших слегка удлиненных массивов предсилирийских гранитоидов согласна со структурами прорываемых кембрийских толщ, но большой массив на крайнем юге описываемой территории явно дискордантный. Штокообразные, местами полихронные дискордантные массивы тельбеских и последовонских гранитоидов и габброидов обнаруживают тесную связь с герцинскими разрывами северо-западного простираения.

Ануйско-Чуйский синклинарий на описываемой территории представлен Маргалинской синклиналию первого порядка, развитие которой (аналогично Коксинской антиклинали) шло параллельно накоплению слагающих ее образований. В ней можно выделить южное крыло, частично срезанное разломами и сложенное складчатými толщами кембро-ордовика и силура, и ядерную часть, где широко развиты девонские отложения. Но, если в Холзунско-Чуйском антиклинории Эйфельский комплекс входил в «чехол», то в Ануйско-Чуйском синклинории и Эйфельский и даже живетско-нижнекеменноугольный комплексы участвуют в строении складчатого герцинского сооружения. Маргалинская синклиналь испытывает общее погружение в северном направлении; для нее характерны сравнительно узкие (4—8 км) складки линейного типа (длиной 20—30 км) выдержанного северо-западного простираения. Такой характер складок устанавливается для всех структурно-литологических комплексов, наблюдаемых в пределах синклинали; постепенно к молодым комплексам намечается некоторое структурное упрощение.

Наиболее древним структурно-литологическим комплексом, вскрытым в Маргалинской синклинали, является кембро-ордовикский, характеризующийся отсутствием внутренних перерывов и представленный толщей терригенных осадков. Общая структура комплекса представляет собой моноклинали с падением на северо-восток, осложненную рядом поперечных антиклиналей и синклиналей. Значительным развитием пользуются дополнительные складки различных порядков. Плойчатость наблюдается лишь в зонах разломов. Углы падения на крыльях основных складок выдерживаются в пределах 50—70°.

В силурийский структурно-литологический комплекс входят терригенно-карбонатная толща нижнего силура и известняковая верхнего силура, разделенные перерывом (?). Этот комплекс также слагает моноклинали северо-восточного падения, осложненную рядом дополнительных складок с углами падения на крыльях 30—60°.

Для Эйфельского комплекса в пределах Маргалинской синклинали характерны вулканогенные и в меньшей степени терригенные образования. Входящие в него толщи залегают с резким угловым и азимутальным несогласием на складчатом комп-

лексе силура и образуют, в общем, линейные, симметрично построенные складки, которые вблизи поднятия Терехтинского горста приобретают черты брахискладок. Такая же тенденция к образованию более простых пологих складок, но уже на участках близких к оси прогиба наблюдается и в живетско-нижнекеменноугольном структурно-литологическом комплексе. В строении последнего принимают участие преимущественно терригенные отложения, разделенные местными несогласиями. Они смяты в складки, практически не отличающиеся от складок Эйфельского комплекса. Оба комплекса участвуют в строении одних и тех же складок второго и более высоких порядков. К ним относится Есимская брахиантиклиналь (см. рис. 1, 4), расположенная на левобережье р. Каерлыка. Она осложнена серией разломов субмеридионального простираения. В ее ядре обнажаются складчатые силурийские и кембро-ордовикские образования, крылья сложены породами Эйфеля и верхнего живета.

Восточнее расположена Каерлыкская синклиналь (см. рис. 1, 5), которая в общих чертах представляет собой линейную складку, осложненную на западном крыле и северном замыкающим рядом брахискладок. Простираение синклинали и большинства осложняющих ее складок, северо-западное, близкое к меридиональному. Углы падения в центральной части 60—70°; на крыльях 30—40°. На правобережье р. Каерлыка находится Семисартинская антиклиналь (см. рис. 1, 6), являющаяся сундучной складкой. Она имеет субмеридиональное простираение и погружается к югу. Углы падения в ее сводовой части 10—30°, но на крыльях, осложненных сбросами, они значительно круче 60—70°. Расположенная южнее Терехтинская антиклиналь представляет собой сублинейную складку север-северо-западного простираения, осложненную более мелкими сбросами различных порядков с углами падения на крыльях 60—80°.

Каракольская синклиналь (см. рис. 1, 7), находящаяся в бассейне р. Каракола, имеет общее для всех этих структур северо-западное простираение. Она погружается в северном направлении, где, расширяясь, сливается с Каерлыкской синклиналию. Крылья ее осложнены дополнительными линейными складками и брахискладками. Углы падения на крыльях линейных складок 60—70°, брахискладок 25—35°. Каракольская синклиналь ограничивается с запада Акемскую (см. рис. 1, 8) антиклиналь, построенную аналогично Терехтинской.

В пределах Ануйско-Чуйского синклинория тельбесские графиты образуют неправильной формы дискордантные штоки. Последовонские габброиды в форме мелких удлиненных, в основном, конкордантных тел внедрились в осевую часть Каракольской синклинали.

Чарышко-Теректинская зона разломов. Разрывные нарушения, фиксирующиеся в этой зоне, связаны генетически с региональным глубинным разломом достаточно древнего, по-видимому, среднекембрийского заложения. Этот разлом являлся границей двух структурно-фациальных зон — области устойчивых поднятий на юге и области интенсивных прогибаний на севере. В Чарышко-Теректинской зоне разломов расположены кулисно сопрягающиеся, дугообразные разрывные нарушения северо-западного направления; они обычно параллельны друг другу, иногда секутся небольшими разрывами меридионального или широтного направления. Дугообразные разломы представляют собой взбросы и реже, сбросы различной амплитуды, плоскости которых, в основном, круто ($80-90^\circ$) падают на юго-запад. Южные крылья разломов, как правило, значительно подняты; по ним на палеозойские отложения надрываются толщи протерозоя. Вдоль всей зоны разломов прослеживается полоса интенсивно рассланцованных, дробленых и гофрированных пород. Последние ожелезнены, пронизаны кварц-карбонатными прожилками, несущими признаки полиметаллической и сульфидно-ртутной минерализации. Чарышко-Теректинская зона сопровождается системой оперяющихся разломов преимущественно северо-западного, близкого к меридиональному, простирания. Оперяющие разломы менее четко выражены к югу от основной зоны и широко развиты севернее. Они представлены сбросами, сбросо-сдвигами и взбросами, плоскости которых в большинстве случаев круто ($70-80^\circ$) падают на северо-восток; амплитуды смещения по ним от нескольких десятков до первых сотен метров. Породы вблизи разрывов передроблены, рассланцованы и изменены гидротермальными процессами.

Тальменская зона разломов ограничивает с юга Теректинский горст. По своему строению она имеет сходство с Чалышко-Теректинской зоной и отличается от последней большим количеством сбросов, хотя среди разломов, оперяющих зону, встречаются также и взбросы.

Плоскости основных разломов Тальменской зоны имеют вертикальные падения, или круто наклонены как на северо-восток, так и на юго-запад. Амплитуды смещения по ним достигают первых тысяч метров. От Тальменской зоны под острым углом отходит полоса прерывистых разломов и трещин северо-западного простирания, соединяющая Тальменскую и Чарышко-Теректинскую зоны и фиксирующаяся тектоническими контактами разновозрастных толщ. Амплитуды смещения по этим разломам не превышают первых сотен метров.

В несколько обособленную группу входят разломы северо-восточного и суширотного простирания, расположенные между указанными основными зонами. Эти разломы, из которых наиболее значительно является Окольский (с амплитудой не менее 1000 м), обуславливают общую поперечную блоковую

структуру Теректинского горста. Разломы типа Окольского относительно более молодые, так как они смещают разломы северо-западного направления. Последние образовались, по-видимому, в герцинское время и лишь в Чарышко-Теректинской зоне унаследовали более древний глубинный разлом.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РАЙОНА

В протерозойскую эру территория района составляла часть обширного морского бассейна, в котором происходило накопление мощных терригенных толщ. По-видимому, в конце протерозоя описываемая территория испытала интенсивные поднятия, сопровождавшиеся складчатостью. В синийское время изученный район снова испытал погружение. Эти движения сопровождалась вулканической деятельностью, в результате чего в морских условиях на юге района отложились вулканогенные толщи баратальской (?) свиты. Новое поднятие со складчатостью в конце синия сменилось значительным погружением, которое сопровождалось компенсационным накоплением монофациальных терригенных морских осадков (нижняя толща нижнего — среднего кембрия).

В среднем кембрии большая часть территории начинает подниматься. Одновременно на юге района продолжает сохраняться погружение, сопровождавшееся интенсивным проявлением вулканической деятельности (формирование верхней толщи нижнего — среднего кембрия). В конце среднего кембрия восходящие движения нарастают; с ними, видимо, связано внедрение в зону древнего разлома интрузий гипербазитов.

Продолжающееся воздымание территории привело к образованию в верхнем кембрии и ордовике двух прогибов (южного и северного). Они были разделены поднятием, располагавшимся на месте ядра Кокенской антиклинали, и, по-видимому, глубинным разломом, заложившимся на северном крыле этого поднятия. Нисходящие движения в пределах южного прогиба часто прерывались движениями обратного знака. Колебательный характер этих движений фиксируется наличием перерывов внутри кембро-ордовикского комплекса осадков, по появлению в разрезе пестроцветных образований, близких по своему характеру к прибрежным фациям, и по трансгрессивным взаимоотношениям между свитами. В северном прогибе (Ануйско-Чуйский синклиниорий) в это же время происходило непрерывное опускание дна морского бассейна, компенсировавшееся накоплением терригенных осадков. Предсильрийские движения привели к образованию линейных складок в кембро-ордовике Ануйско-Чуйского синклиниория и сублинейных складок Холзунско-Чуйского антиклиниория. В пределах последнего эти движе-

ния сопровождалась внедрением конкордантных интрузий гранитоидов.

В нижнем силуре морские условия, по-видимому, сохранились лишь на севере в прогибе Ануйско-Чуйского синклинория, где накапливались довольно мощные толщи известково-терригенных осадков, сменившиеся в верхнем силуре существенно карбонатными отложениями.

В нижнем девоне весь район был охвачен крупными поднятиями, вследствие чего накопления осадков в это время не происходило. В предэйфельское время обновилась разломная Чарышко-Теректинской зоны и образовались разрывные нарушения Тальменской зоны, ограничивающие Теректинский горст. В эйфельский век погружение территории привело к трансгрессии моря. В прогибе, располагавшемся на месте Ануйско-Чуйского синклинория, в это время отлагались известняково-глинистые и песчанистые осадки. На участках, близких к поднятию, отвечающему Холзунско-Чуйскому антиклинорию, осадконакопление периодически сопровождалось вулканической деятельностью. Здесь отлагались грубые пестроцветные терригенные осадки, свидетельствующие о близости области размыва, располагавшейся в пределах этого поднятия. Отдельные участки последнего были втянуты в погружение с образованием наложенных мульд, в которых происходило накопление вулканических пород и песчано-конгломератовых образований делты и подножий горных хребтов. Во второй половине эйфельского века весь описываемый район испытывает быстрое погружение, сопровождающееся бурным вулканизмом, в результате чего вулканические толщи образовывались не только в прогибе, но и в пределах поднятия.

На границе эйфельского и живетского веков имело место воздымание территории, одновременно с которым происходило внедрение небольших тел интрузий кислого состава. После этих движений Холзунско-Чуйский антиклинорий оставался поднятым, тогда как на севере в Ануйско-Чуйском прогибе продолжалось накопление осадков в верхнеживетское время и во франском веке. Вулканические процессы при этом значительно ослабели. Морской бассейн этого времени сохранился, в общих чертах, в границах бассейна эйфельского времени, о чем свидетельствует совместное нахождение на южном крыле Маргалинской синклинали прибрежных красноцветов с фауной эйфеля, верхнего живета и верхнего девона. Наличие в тех же местах верхнетурнейских отложений с нормальной морской фауной говорит о том, что морские условия в пределах Ануйско-Чуйского синклинория сохранялись еще и в верхнем турне.

В течение среднего палеозоя район испытал значительные поднятия, следствием чего явилось образование многочисленных разломов, с которыми генетически связаны интрузии гранитоидов и габброидов. С последнедевонскими гранитоидами свя-

зано полиметаллическое оруденение. Разломы неоднократно обновлялись и после внедрения массивов изверженных пород.

Развитие района в мезозое и кайнозое происходило в континентальных условиях и сводилось к нивелированию складчатой страны, сводово-глыбовым поднятиям и связанным с ними эрозией и аккумуляцией.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

На территории описываемого листа по генезису выделяются следующие группы типов рельефа: денудационный, денудационно-эрозионный, эрозионный, нивационно-экарационный и аккумулятивный. Выделение типов и подтипов рельефа основано на генетических, морфологических и возрастных различиях.

Денудационный дочетвертичный рельеф поверхности выравнивания занимает ограниченные площади в приводораздельных частях основных хребтов района и представляет собой выровненные холмистые участки, поднятые на 2000—2300 м, а в пределах Катунского хребта — на 2400—2600 м. В этих районах наблюдаются пологосклонные сопки с обычным превышением до 100—200 м (изредка до 400 м — гора Красная). В верховьях р. Бол. Сугаша, а также в районе горы Маргалы и на правом берегу р. Каракола на поверхности выравнивания развиты полигональные почвы, нагорные террасы и оплывины. Местами наблюдаются нивальные ниши и зачаточные снежные кары. Денудационные поверхности, подобные описанным, широко развиты на территории Алтая, где на них местами наблюдаются мезозойская, палеогеновая и верхнеплиоценовая коры выветривания, время образования которых устанавливается по нахождению каолинизированных и обожженных пород в отложениях соответствующего возраста (Шукина, 1956). В связи с этим считается, что поверхность выравнивания формировалась в мезозое, палеогене и неогене и была, в основном, создана в дочетвертичное время.

Денудационно-эрозионный дочетвертичный рельеф развит на северо-востоке и юго-западе территории. Абсолютные высоты хребтов здесь составляют 1600—1800 м, редко 2200 м, при относительных превышениях 200—300 м, иногда 600 м. Характерными формами рельефа являются выровненные водоразделы с пологими склонами и широкие ящикообразные долины. Верховья долин имеют вид водосборных воронок с неясно выраженными бортами. Реки в верховьях обычно не имеют постоянного русла, а ниже по течению сильно меандрируют. Довольно типичными являются небольшие останцовые сопки вблизи русла водотоков. Денудационно-эрозионный рельеф является более молодым по сравнению с денудационной поверхностью выравнивания, так как его долины врезаются в пологие склоны денудационного рельефа. С другой стороны, долины эрозион-

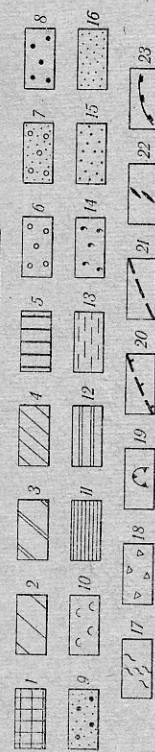
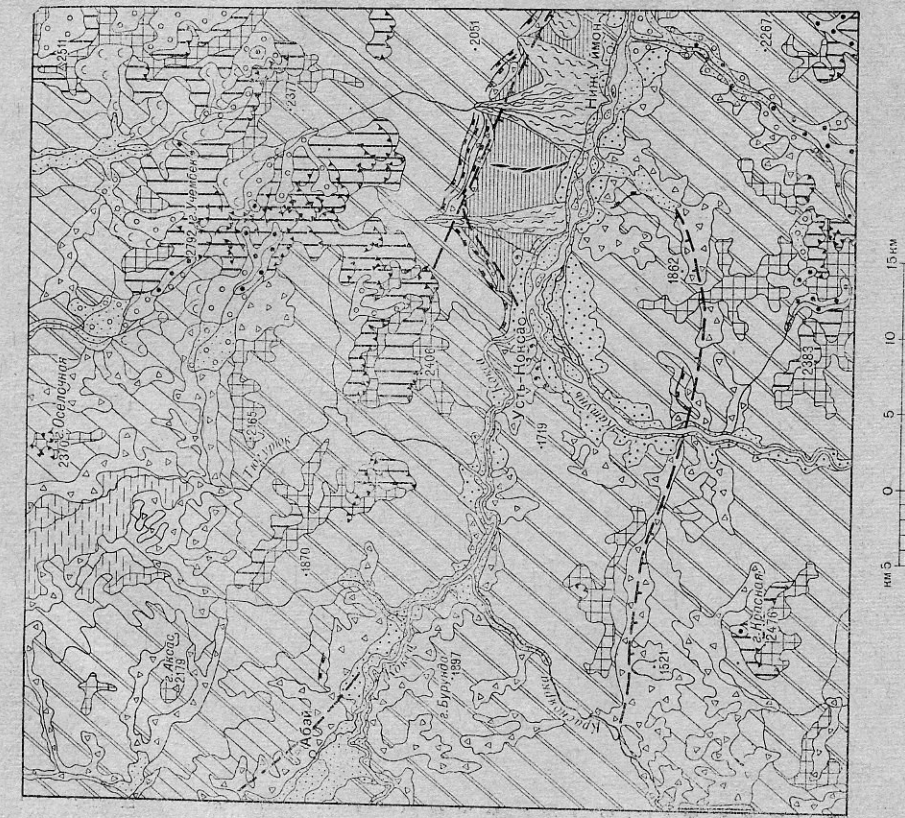


Рис. 2. Геоморфологическая схема (составила С. Н. Баженова)

1 — денудационный рельеф поверхности выравнивания (почетвертичный); 2 — денудационно-эрозионный рельеф с пологими склонами, сглаженными водоразделами и широкими долинами (почетвертичный); 3 — эрозионный рельеф с узкими, скалистыми, реже пологими водоразделами, V- и U-образными долинами (нижнечетвертичный); 4 — эрозионный рельеф с узкими водоразделами, сильно расчлененными склонами и ущельеобразными долинами (средне-верхнечетвертичный); 5 — нивационно-экзарационный рельеф — троги и склоны, переработанные ледниковыми и нивационными процессами с «курчавыми» скалами, «бараньими лбами» и нагорными террасами (средне-верхнечетвертичный); 6 — ледниково-аккумулятивный холмисто-рядовой рельеф (среднечетвертичный); 7 — ледниково-аккумулятивный слабо расчлененный рельеф (среднечетвертичный); 8 — флювиогляциальных отложений максимального оледенения (верхнечетвертичный); 9 — ледниково-аккумулятивный слабо расчлененный рельеф областей накопления морены

ного рельефа врезаются в долины денудационно-эрозионного рельефа и этот интенсивный врез отмечает, по-видимому, наибольшее воздымание Алтая, произошедшее на границе неогенового и четвертичного периодов. Последнее устанавливается рядом авторов по дислокации фаунистически охарактеризованных плиоценовых отложений и по коренной перестройке физико-географической обстановки в нижнечетвертичную эпоху, повлекшей изменения в составе фауны и флоры (Нехоршев, 1936; Лунгергаузен, 1958). На основании этих данных возраст денудационно-эрозионного рельефа принимается дочетвертичным.

Эрозионный рельеф по морфологии и времени образования разделен на нижнечетвертичный расчлененный и средне-верхнечетвертичный резко расчлененный.

Эрозионный расчлененный нижнечетвертичный рельеф занимает большую часть описываемой территории. Для него характерны скалистые, островерхне водоразделы с относительными превышениями 800—1000 м и крутосклонные долины. Морфология долин разнообразна и определяется в значительной мере величиной водотока. Долина рек Катунь и Коксы глубоко врезаются и имеют крутые склоны. Ширина их непостоянна: ущельеобразные участки (долина р. Катунь у устья Кабанухи) сменяются очень широкими (в пределах Уймонской и Абайской степей). Их крупные притоки (реки Тюгюрюк, Бол. Сугаш, Красноярка, Бирюкса и др.) имеют V-образные долины, днища которых в отдельных местах расширяются до 200—300 м. Долины боковых притоков ущельеобразны. Рельеф этого типа, как это было показано выше, по-видимому, начал формироваться с начала четвертичного периода и был, в основном, сформирован к среднечетвертичному времени, так как морены максимального оледенения заполняют его эрозионные долины.

Эрозионный резко расчлененный среднечетвертичный рельеф занимает ограниченные площади в долинах рек Катунь и Коксы. Для него характерны ущельеобразные долины рек (Громотуха, Кокса) с крутыми склонами, резко расчлененными боковыми притоками и временными водотоками. Средне-верхнечетвертичный возраст этого типа эрозионного рельефа уста-

и флювиогляциальных отложений постмаксимального оледенения (верхнечетвертичный): 10 — ледниково-аккумулятивный буристый рельеф областей накопления солифлюкционных и гравитационных отложений (средне-верхнечетвертичный); 11 — озерно-аккумулятивный пологосклонный рельеф (среднечетвертичный); 12 — озерно-аккумулятивный мелкогрядовой рельеф (верхнечетвертичный); 13 — озерно-аккумулятивный плоский рельеф котлованов (четвертичный); 14 — аккумулятивный долинный рельеф IV и VI надпойменных террас (среднечетвертичный); 15 — аккумулятивный долинный рельеф III, II и I надпойменных террас (среднечетвертичный); 16 — аккумулятивный долинный рельеф пойменных террас (современный); 17 — аккумулятивный рельеф пролювиальных и конусов выноса (верхнечетвертичный); 18 — аккумулятивный рельеф деловальных и делювиально-пролювиальных шлейфов (четвертичный); 19 — кары; 20 — тектонические нарушения, подвижки по которым привели к образованию уступов; 21 — тектонические нарушения, подвижки по которым привели к образованию бортов рек Коксы и Катунь; 22 — озерные бары; 23 — уступы абразионно-тектонические и уступы невыясненного происхождения

навивается на том основании, что обновление нижнечетвертичного эрозионного рельефа связано с тектоническими подвижками на границе средней и верхней эпох четвертичного периода, что устанавливается по наличию эрозионного вреза, разделяющего морены максимального (Q_2) и постмаксимального (Q_3) оледенений (Лунгерсгаузен, 1958; Шарковский, 1959ф).

Нивационно-экзарационный средне-верхнечетвертичный рельеф характерен для областей наивысших абсолютных отметок Теректинского и Катунского хребтов. Для него типичными формами являются ледниковые кары, днища которых расположены на высоте 2100—2200 м, а верхняя кромка задней стенки еще на 250—400 м выше. Стенки каров значительно разрушены, местами в них наблюдаются нивальные ниши и расщелины, а у подножья — осыпи. На Теректинском хребте иногда видна лестница каров, отмечающая последовательные стадии отступления, по-видимому, верхнечетвертичных ледников. Скапливавшиеся в карах льды в периоды оледенений спускались вниз по эрозионным склонам и долинам и обрабатывали их. В результате этого ниже каров развиты склоны со сглаженными формами рельефа, местами с «курчавыми» скалами и характерными лбами». Долины нередко обращены в троговые, характеризующиеся широкими днищами и крутыми склонами (р. Мал. Карыгем, Бол. Сугаш). В верховьях р. Каракола расположены области интенсивного проявления нивационных процессов, характеризующиеся широким развитием нивальных ниш, зачаточных каров и нагорных террас. Этот тип рельефа был создан в ледниковых и приледниковых областях в периоды оледенений, отвечающие средне- и верхнечетвертичным эпохам (Лунгерсгаузен, 1958).

Аккумулятивный рельеф по генезису может быть подразделен на ледниково-аккумулятивный, рельеф областей накопления солифлюкционных и гравитационных отложений, озерно-аккумулятивный, аккумулятивный рельеф речных долин и рельеф областей накопления делювиальных и делювиально-пролювиальных отложений. Классификация внутри этих генетических типов основана на морфологии и возрасте характерных для них рыхлых отложений.

Ледниково-аккумулятивный рельеф пользуется незначительным распространением; по возрасту он разделяется на средне-четвертичный и верхнечетвертичный.

Ледниково-аккумулятивный среднечетвертичный холмистогрядовый и слабонаклонный рельеф приурочен к областям накопления ледниковых отложений максимального оледенения и образован конечными, боковыми и донными моренами, а также примыкающими к ним вытянутыми валами флювиогляциальных отложений. Морены распространены по долинам на 6—7 км, иногда на 12—14 км (р. Мульта). Высота конечноморенных валов достигает 30—40 м. На Катунском хребте поверх-

ность морен задернована, а моренные гряды значительно разрушены. На склонах Теректинского хребта морены имеют мало-задернованную поверхность с хорошо сохранившимися моренными грядами, озерами и меандрирующими реками.

Ледниково-аккумулятивный верхнечетвертичный холмистогрядовый и слабонаклонный рельеф приурочен к областям развития морен и флювиогляциальных шлейфов постмаксимального оледенения и отличается от вышеописанного меньшим удалением валов конечных морен от центров оледенения и большей их свежестью. Они удалены, обычно на 1—2 км, хотя иногда на Теректинском хребте это расстояние увеличивается до 5 км, а на р. Мульте до 12 км.

Аккумулятивный бугристый средне-верхнечетвертичный рельеф областей накопления солифлюкционных и гравитационных отложений распространен на северных склонах Теректинского хребта, где интенсивно развиваются каменные моря, каменные потоки, «курумы», оплывины, солифлюкционные террасы и каменные многоугольники.

Озерно-аккумулятивный рельеф по возрасту делится на три типа.

Озерно-аккумулятивный плоский среднечетвертичный рельеф занимает значительные площади Уймонской котловины и представляет собой равнину, над которой между реками Кас-тахтой и Терехтой возвышаются на 5—5,5 м озерные бары. Бары представляют собой цепь кулисообразно расположенных гряд, примыкающую к выходам коренных пород. Длина гряд не превышает 150 м, а ширина 20—25 м. Наклонное залегание слагающих бары косослоистых песков, указывает на юго-западные течения в озере.

Озерно-аккумулятивный мелкогрядовый верхнечетвертичный рельеф развит на правобережье р. Мульты и представляет собой также равнину, с возвышающимися над ней в 4—6 м серповидными барами, разделенными понижениями шириной до 50—60 м. Выпуклая сторона баров обращена на запад, что указывает на такие же течения в озере.

Озерно-аккумулятивный четвертичный рельеф кочкарного болота развит в верховьях рек Юстика и Тюгюрюка. Это плоские заболоченные пространства, поднятые на высоту 1500—1600 м и пересеченные медленно текущими, меандрирующими реками.

Аккумулятивный рельеф речных долин развит в долинах рек Коксы и Катунь и разделяется по возрасту на три типа.

Аккумулятивный среднечетвертичный долинный рельеф приурочен к областям развития VI, V и IV надпойменных террас. VI и V надпойменные террасы встречаются лишь в долине р. Катунь и возвышаются над рекой соответственно на 82—84 м и 62—64 м. VI терраса цокольная, V — аккумулятивная. IV над-

пойменная терраса, возвышающаяся над реками Катунью и Коксой на 42—44 м, цокольная. Ее цоколь в долине р. Катунь сложен диоритами, а в долине р. Коксы — нижнечетвертичными суглинками. Все террасы интенсивно переработаны последней эрозией: поверхность их несет валлообразные повышения и широкие углубления с относительными превышениями до 10 м.

Аккумулятивный верхнечетвертичный долинный рельеф приурочен к областям развития III, II и I надпойменных аккумулятивных террас, которые образуют уступы высотой соответственно 22—24, 12—14 и 2—4 м. Поверхность террас ровная, бровка, обычно, хорошо выражена.

Аккумулятивный современный долинный рельеф приурочен к областям развития пойменных террас, имеющих ровную поверхность, пересеченную многочисленными сухими руслами. Ширина террас разнообразна и достигает 2 км.

Аккумулятивный рельеф областей накопления делювиальных и пролювиальных отложений по времени формирования разделен на верхнечетвертичный и четвертичный.

Аккумулятивный верхнечетвертичный рельеф пролювиальных конусов выноса наблюдается по реке Кастахте, Терехте и Чиндеку. Это полого наклонная равнина с сухими руслами, углубленными до 2 м.

Аккумулятивный четвертичный рельеф делювиальных и делювиально-пролювиальных шлейфов расположен, главным образом, на участках развития дочетвертичного денудационно-эрозийного рельефа, где распространены широкие долины с плоскими днищами и пологими склонами. С бортов долин спускаются делювиальные и делювиально-пролювиальные шлейфы; они выполняют дно долин и в различной степени расчленены водными потоками (р. Красная Бирюкса и др.). Реки этих районов обычно не прорезают покрова рыхлых отложений и имеют широкие заболоченные долины. Кроме того, слабо расчлененные, но террасовидные пролювиальные отложения отмечаются на северном борту Уймонской впадины.

Алтайская складчатая горная страна закончила свое формирование к началу мезозойской эры (Нехорошев, 1932). В четвертичное время преобладали процессы денудации, приведшие к образованию поверхности выравнивания, останцы которой сохранились в водораздельных частях современных хребтов. Затем, по-видимому, в результате усилившихся тектонических движений были заложены Абайская и Уймонская котловины. Оживление эрозийной деятельности привело к формированию денудационно-эрозийного рельефа северо-востока и юго-запада района. На поверхности древнего рельефа местами развилась палеогеновая кора выветривания, перемытый материал которой накапливался в олигоценную эпоху в Уймонской впадине. К концу неогена и началу четвертичного периода про-

явились сводово-глыбовые движения. Общее воздымание района привело к оживлению эрозийной деятельности и формированию в нижнечетвертичную эпоху резко расчлененного горного рельефа. Начавшееся одновременно с оживлением эрозии накопление делювия и пролювия продолжалось на протяжении всего четвертичного периода. По-видимому, с этими же подвижками связана дислокация олигоценовых глин. Продолжающееся общее поднятие в начале среднечетвертичной эпохи привело к формированию высоких цокольных террас рек Катунь и Коксы. В эту же эпоху оледенение, развитие которого способствовало изменению климатических условий, захватило водораздельные части Теректинского и Катунского хребтов. В период максимального развития ледник, спускавшийся по р. Мульте, достиг долины р. Катунь и подпрудил реку. Это привело к образованию в Уймонской впадине озера, в котором переотлагался нижнечетвертичный пролювий. При отступании среднечетвертичных ледников на склонах хребтов и в долинах сформировались морены и флювиогляциальные шлейфы.

Новое усиление тектонических движений произошло в конце среднечетвертичной и начале верхнечетвертичной эпох. По-видимому, в это время блоковыми подвижками и отчасти абразивной деятельностью среднечетвертичного озера созданы уступы по северному борту Уймонской впадины, расположенные над р. Катунью на 100, 200—220, 250, 300, 370 и 420 м. Все уступы, за исключением двухсотметрового, врезаны в коренные породы; последний выработан в нижнечетвертичном пролювии. С блоковыми подвижками средне-верхнечетвертичного времени связано обновление на отдельных участках бортов долин рек Катунь и Коксы и создание, в частности, долины прорыва р. Коксы, и, по-видимому, цоколя IV надпойменной террасы р. Катунь. На омоложенных склонах наблюдаются горизонтальные уступы невыявленного происхождения, расположенные в Абайской котловине на абсолютной высоте 1180—1200 м, а на правобережье р. Катунь — на 1260—1300 м.

В начале верхнечетвертичной эпохи снова создаются условия, способствующие развитию оледенения, с которым связано формирование верхнечетвертичных морен и флювиогляциальных шлейфов. Верхнечетвертичный ледник долины р. Акчан (лист М-45-XV) вновь подпрудил р. Катунь, что вызвало образование небольшого озера, в котором переотлагались среднечетвертичные флювиогляциальные отложения. В долинах рек внеледниковых областей в это время формировались низкие надпойменные террасы. В настоящее время на Теректинском и Катунском хребтах преобладает глубинная эрозия рек, а в пониженных участках рельефа, особенно в котловинах, происходит накопление аллювия, делювия и пролювия. На высоких водоразделах большое значение имеют процессы морозного выветривания, нивации и солифлюкции.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Район расположен на границе полиметаллического рудного пояса Горного Алтая и Восточного молибден-вольфрамового пояса (Нехорошев, 1958); границей поясов является Чарышско-Теректинская зона разломов, вкряк которой наблюдается некоторое перекрытие различных типов оруденения. Подобным положением района объясняется специфика его металлогении.

В пределах описываемого листа известны проявления метаталлических и неметаллических полезных ископаемых. Первые можно подразделить на полиметаллические, которые иногда содержат редкие элементы, медные и свинцово-цинковые, с одной стороны, и молибденовые, вольфрам-молибденовые, сурьмяные и ртутные месторождения и рудопроявления — с другой. Среди неметаллических полезных ископаемых выделяются проявления графита, асбеста, карбонатного и кирпичного сырья.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Хром

Минералы хрома (хромит, крокоит) встречаются в шлихах практически повсеместно в районах распространения древних толщ и связаны, по-видимому, с каледонскими интрузиями ультраосновных пород. Выдержанный ореол, местами с концентрациями до 1 г/т, они образуют в бассейнах рек Кайтанак, Мал. Сугаша и Бол. Окола (V), будучи приурочены к полям разветвения серпентинитов.

Медь, свинцово-цинковые, полиметаллические

Работами геологов ЗСГУ (Гинцингер, 1951ф; Нешумаева, 1951ф; 1952ф; 1953ф; Пасечный, 1956ф; Студеникин, 1956ф) была выявлена сульфидная минерализация и установлена перспективность описываемого района в отношении полиметаллического оруденения. Известные в настоящее время полиметаллические, медные и свинцово-цинковые рудопроявления распределены по площади неравномерно и группируются в две линейные рудные зоны: Теректинскую, протягивающуюся от верховьев р. Терехтушки в северо-западном направлении до р. Семисарта, и Приразломную, протягивающуюся в запад-северо-западном направлении от слияния рек Черной и Большой Терехты до верховьев р. Черного Сугаша.

Теректинская зона связана с серией разломов, опоясывающих основные разрывные нарушения Чарышско-Теректинской зоны. Она под острым углом пересекает юго-западное крыло Каракольской синклинали, Терехтинскую антиклиналь, Каерлыкскую синклинали и Семисартинскую антиклиналь. В ее строении участвуют расщепленные отложения силура, эй-

феля и верхнего живета. В пределах рудной зоны расположены массивы тельбесских гранитоидов, малые тела и дайки габбро-диоритов и плагиогранит-порфиров последованского комплекса. Дайки пользуются широким развитием; они вытянуты согласно с простиранием зон расщепления и разломов, которые они часто задевают.

Для описываемой рудной зоны характерно оруденение гидротермального трещинно-метасоматического и кварцево-прожилкового типов с полиметаллической и свинцово-цинковой минерализацией. Рудные тела обычно локализованы в разрывах и сопровождающих их зонах дробления и расщепления. Они представлены участками вкрапленности сульфидов меди, свинца и цинка, образующими иногда межпластовые залежи, и кварцево-сульфидными жилами и прожилками. Чаще всего наблюдается трещинно-метасоматический тип полиметаллического оруденения (рудные пункты 1, 2, 3, 13, 14, 16, 19); в одном случае встречается комбинация кварц-карбонатных рудоносных прожилков и вкрапленности сульфидов свинца и цинка в скарнированных породах (рудный пункт 18). Кварцево-прожилковый тип оруденения наблюдается в рудных пунктах (7, 11, 17), не представляющих, по-видимому, особого интереса. Наибольшего внимания заслуживают Урсульское и Верхнекастагинское месторождения и Верхнетерехтинское рудопроявление.

Урсульское полиметаллическое месторождение, расположенное на водоразделе рек Каерлыка и Каракола, имеет координаты $50^{\circ} 35' - 50^{\circ} 39' \text{ с. ш.}$ и $85^{\circ} 38' - 85^{\circ} 42' \text{ в. д.}$ Ближайшими населенными пунктами являются поселки Каерлык и Ело. Последний расположен в 21 км к северу от месторождения на Уймонском тракте и связан с месторождением автомобильной грунтовой дорогой. Месторождение было выявлено ЗСГУ в 1952 г. и разведывалось в 1953—1955 гг. (Студеникин, 1956ф; Пасечный, 1956ф). Промышленных концентраций цветных металлов в пределах месторождения установлено не было. По данным Г. В. Пасечного, Урсульское месторождение распадается на три участка: Северный (1), Центральные (2) и Южный (3). На месторождении развиты верхнеживетские отложения, представленные альбитофирами и их туфами, кварцевыми порфирами, известковистыми алевролитами и песчаниками. Интрузивные образования в районе месторождения представлены силлами и дайками основного и среднего состава (габбро-диабазы, диориты). Все участки приурочены к сводовой части Семисартинской суидной антиклинали, имеющей субмеридиональное простирание и погружающейся в южном направлении. Крылья антиклинали осложнены сбросами, плоскости которых имеют крутые восточные падения.

На Северном участке (2100 м) было вскрыто три зоны минерализации; при средних мощностях 10—12 м они протягиваются на 270—500 м. Простирания зон северо-западные и меридиональные.

диональные, падения крутые северо-восточные. Минерализация, приуроченная к участкам рассланцованных и окварцованных фельзитов и плагиоклазовых порфиров, представлена вкрапленностью, гнездами и прожилками сфалерита, галенита, пирита и пирротина. Химические анализы бороздовых проб показали содержание свинца до 0,95%; цинка до 1,76%.

Центральный участок расположен в 2 км южнее Северного. В его пределах зоны рассланцевания являются рудомещающими структурами; в них вулканогенные породы превращены в сланцы, в которых в разных количествах присутствуют серицит, хлорит, альбит, кварц, стильпномелан и тальк. Длина рудоносных зон Центрального участка имеет 250—500 м при мощности 30—70 м. Простирание этих зон северо-восточное, падение крутое юго-восточное. Их внутреннее строение очень сложно: основную роль играют интенсивно окварцованные породы, менее широко распространены окремненные породы, хлоритовые сланцы, порфиroidы и т. д. В рудоносных зонах по суммарному содержанию свинца и цинка выделяются рудные тела (более 2,5%), зоны оруденения (1,5—2,5%) и зоны минерализации (менее 1,5%).

Основное рудное тело имеет север-северо-западное простирание и крутое, согласное с рассланцеванием, падение на юго-восток. С поверхности тело прослежено на 65 м при средней мощности 3,3 м. Оно приурочено к интенсивно рассланцованному плагиоклазовому порфиту. Оруденение представлено обильной вкрапленностью галенита и сфалерита, реже халькопирита и пирита, в кварцево-стильпномелановой породе. Химический анализ проб показал среднее содержание свинца 1,9% и цинка 1,5%. Пробирный анализ дал до 1 г/т серебра и следы золота. Вмещающие породы несут убогую вкрапленность рудных минералов, создающих ореол минерализации вокруг рудного тела. К северу и югу последнее переходит в зоны оруденения и минерализации. Таким образом, полная длина проследенной до выклинивания полосы оруденения составляет 600 м. По падению рудное тело не выдержано по мощности и содержанию рудных компонентов. Оно прослежено без выклинивания на 120 м, причем на горизонте 1930 м оно содержит свинца и цинка соответственно 0,1% и 1,87%, на горизонте 1870 м — 0,33% и 2,81%, на горизонте 1770 м — 1,13% и 3,24% при средних мощностях 0,73, 2,59 и 2,38 м. Медь присутствует в количестве 0,06%.

Западнее параллельно основному рудному телу расположено второе, прослеженное по простиранию до выклинивания на 200 м и по падению без выклинивания на 140 м. Содержание свинца в нем до 3,14%, цинка — до 1,5% и меди 0,01%, при средней мощности 3 м.

На Центральном участке, кроме того, прослежено семь зон минерализации, в которых местами отмечается содержание

свинца до 0,68%, цинка до 3,19%, меди до 0,08%, серебра до 2,6 г/т.

Южный участок расположен в 3,5 км южнее Центрального. Оруденение здесь представлено рудной вкрапленностью галенита, сфалерита и пирита в окварцованных фельзитах. Химический анализ бороздовых проб показал содержание свинца в сотые доли процента и цинка 0,34%. Лишь одна проба дала свинца 1,22% и цинка 3,74%.

Во всех рудных телах и зонах минерализации спектральный анализ установил наличие в количестве тысячных долей процента Ni, Mo, V, Ga, Be, Sb, Bi, Zr, Nb, Y и десятых долей Ti.

Подсчет запасов на Уреульском месторождении не производился. По Г. В. Пасечному и В. П. Студеникину, месторождение практического интереса не представляет ввиду малых размеров рудных тел и незначительного содержания в них полезных компонентов. Но, в связи с тем, что нет полного прослеживания рудных тел на глубину и не исключена возможность нахождения слепых рудных тел, можно говорить лишь о том, что в настоящее время выявленное оруденение промышленного интереса не представляет.

Верхнекастактинское полиметаллическое месторождение (13) было выявлено в 1952 г. К. Д. Нешумаевой (1953ф) и исследовано А. Ф. Фоминих (1959ф). Оно расположено в верховьях р. Кастакты (координаты 50° 25' 20" — 50° 25' 40" с. ш. и 85° 43' 05" — 85° 43' 25" в. д.) и связано вьючной тропой с пос. Кастактой. Участок месторождения сложен породами верхнекавказской эффузивно-осадочной толщи. Рудомещающей является ее средняя часть мощностью 150—180 м, представленная известковистыми и углисто-глинистыми сланцами, содержащими прослои кислых туфов, туфогенных и полимиктовых песчаников мощностью до 3 м.

Верхнекавказские отложения прорваны небольшим массивом пироксенового габбро, малым телом гранит-порфиров и дайками диабазов последовонского возраста. Месторождение приурочено к западному крылу Каерлыкской синклинали, имеющему крутое (56—70°) падение на восток и сопряженному по разломам с западным крылом Теректинской антиклинали. Разломы являются оперяющимися по отношению к главным разрывным нарушениям Чарышско-Теректинской зоны разломов. Они простираются в северо-западном направлении и падают круто к востоку. Под углом к ним расположена серия трещин северо-северо-восточного направления (азимут простирания 15—20°), имеющих плоскости падения, на запад. Кроме того, местами наблюдаются зоны повышенного рассланцевания, сопряженные с разрывными нарушениями северо-западного направления.

Рудное тело представляет собой межпластовую залежь, образованную путем метасоматоза известковисто-глинистых сланцев, расположенную в месте сопряжения трещин северо-

восточного направления с благоприятными для рудоотложения породами. В самих трещинах в ряде случаев наблюдается прожилковое оруденение (мощность прожилок 2—3 см). Эрозией в месте наиболее глубокого вреза вскрыта лишь верхняя часть рудного тела. Оно прослежено на 300 м при мощности богатых руд 11 м. По данным химического и спектрального анализа бороздовых и точечных проб устанавливается содержание свинца 0,24—6,88%, цинка 0,62—10,32% и меди 0,01—3,45%; отмечается также увеличение содержания полезных компонентов с глубиной. Мощности оруденелых вмещающих пород в восточном боку рудного тела 60—65 м, в лежачем — она не установлена. Эти породы содержат свинца от сотых долей до 2,34%, цинка от десятых — до 3,04% и меди — до 1,18%, что указывает на значительное их обогащение полезными компонентами. Руды Верхнекастахинского месторождения содержат в виде примесей группу цветных и редких металлов и редких земель. Элементы, накапливающиеся в тех или иных минералах, дают нередко концентрации в рудах, превышающие в тысячи раз кларковые содержания: Be, 0,035%, Cd 0,02%, Zr 1%, Sn > 0,1%, La 0,05%, Nb 0,01%, Yb 0,03%, Y 0,2%, Ce 0,1% (спектральные анализы точечных и бороздовых проб).

Изучение полированных шлифов, произведенное М. С. Безсмертной, устанавливает, что эти руды являются полиметаллическими вкрапленными и прожилковыми, слабо окисленными с поверхности. В наиболее богатых рудах количество рудных минералов составляет 20% от общего объема пород. Руды представлены, в основном, сфалеритом, халькопиритом, галенитом и пиритом, встречающимися совместно с кварцем, карбонатами, баритом и флюоритом. Этот сравнительно простой состав выдержан на всем протяжении рудной зоны. Структуры руд полнокристаллические, крупнозернистые, текстуры вкрапленные, прожилковые и полосчато-вкрапленные. Структурные взаимоотношения между рудными минералами указывают на почти одновременную кристаллизацию, что отличает их от типичных полиметаллических руд Рудного Алтая.

А. Ф. Фоминых (1959ф) на Верхнекастахинском месторождении произвел подсчет прогнозных запасов по рудному телу длиной 300 м при средней мощности 12,7 м, на глубину 150 м. При средних содержаниях свинца 1,62%, меди 0,22% и цинка 2,40% общие запасы руды (объемный вес 2,9) составляют 828,676 тыс. т. Запасы металлов в руде составляют: свинца 13,424 тыс. т, цинка 19,888 тыс. т., меди 1,823 тыс. т. По его мнению, участок заслуживает постановки детальных поисково-разведочных работ.

Верхнеерехтинское полиметаллическое рудопроявление (14) выявлено и обследовано поисковым отрядом экспедиции № 8 ВАГТ в 1957 г. (Фоминых, 1958ф). По данным А. Ф. Фоминых, участок рудопроявлений расположен в верховьях р. Боль-

шой Терехты (координаты 50° 27' 30" с. ш. и 85° 57' 00" в. д.) и связан с пос. Терехтой вьючной тропой. Этот участок сложен кислыми эффузивами и туфами куратинской свиты эйфеля и перекрывающими их глинистыми и известково-глинистыми сланцами и песчаниками верхнеживетского возраста, содержащими маломощные, быстро выклинивающиеся по простиранию прослой и линзы туфов кислого состава и порфиритов. Широкий развитием на участке используются интрузивные породы послевонского возраста, представленные габбро-диоритами, габбро-диабазами и диабазами; они образуют небольшие штокообразные тела, силлы и дайки. Рудопроявление приурочено к брахиантиклинальной складке, расположенной на юго-западном крыле Каракольской синклинали, имеющей довольно пологое падение (30—45°). Пользующиеся широким развитием разрывные нарушения типа взбросов и взбросо-сдвигов сопряжены с главными разломами Чарышко-Теректинской зоны. Они под острым углом пересекают южное крыло брахиантиклинали. Наиболее крупным из них является разлом северо-западного простирания с углами падения 70—80° на северо-восток; амплитуда вертикального перемещения по нему около 400 м. Этот разлом прослеживается по простиранию на 8 км и сопровождается серией трещин скалывания. Разломы сопровождаются зонами повышенного расщепления пород, имеющими падение на северо-восток под углом 65—75°. В пределах этих зон породы окварцованы, серицитизированы и хлоритизированы. Именно к таким зонам приурочены рудные тела Верхнеерехтинского рудопроявления.

На описываемом участке известно несколько рудных зон. Наиболее крупная прослежена на южных склонах высоты 2427,0 на расстоянии 1500 м при мощности от 1,5 до 7,0 м. Она представлена дроблеными гидротермально измененными алевритами и туфами кварцевых альбитофиров с обильной вкрапленностью сульфидов (галенита, сфалерита, пирита и пирротина). Спектральным и химическим анализами бороздовых и точечных проб устанавливается содержание свинца 0,03—1,78%, цинка 0,01—1,0%, меди до 0,3%, а также содержания никеля 0,003—0,3% и кобальта 0,003%.

На всем протяжении рудная зона имеет северо-восточное падение под углами 60—75°. По падению она обогащается полезными компонентами. Другие рудные зоны участка расположены параллельно описанной. Они имеют различные размеры и содержания полезных компонентов. Руды в них бедновкрапленны полиметаллические, частично окисленные; среднее содержание рудных минералов в шлифах 15%. Среди них установлены: пирит, ильменит, сфалерит, рутил, галенит (в сростании со сфалеритом), марказит, арсенопирит, пирит, магнетит. Жильные минералы представлены кварцем, гранатом, слюдистыми минералами и кальцитом. Рудная минерализация имеет

на всем протяжении однотипный состав. Выделяется три парагенетические ассоциации минералов: пирротин, халькопирит, арсенопирит; ильменит, рутил (магнетит); сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, пирит.

Околорудные изменения вмещающих пород относятся к низкотемпературной ступени гидротермального процесса и выражаются в окварцевании, хлоритизации и серицитизации. Более высокотемпературное изменение вмещающих пород, предшествовавшее рудоотложению, отделено от сульфидной стадии пегматидом деформаций. Рассланцованные измененные породы подверглись брекчированию, а затем были сцементированы кварцем и рудными минералами.

Проведенное на площади Верхнетерехтинского участка металлотрическое опробование показало повышенные содержания полезных компонентов в пределах рудных тел, а также в зонах гидротермально измененных пород. По мнению А. Ф. Фоминых, участок заслуживает постановки детальных поисково-разведочных работ.

Прочие рудопроявления Терехтинской зоны (7, 11, 12, 16, 17, 18, 19) характеризуются, в основном, кварцево-прожилковым типом оруденения, который в настоящее время практического интереса не представляет.

Приразломная зона рудопроявлений связана с Чарышско-Терехтинской зоной разломов. В ее пределах в тектонических клиньях развиты метаморфические сланцы протерозоя, известняки силура и карбона, пестроцветные терригенные породы девона. Интрузивных образований в Приразломной зоне не наблюдается. Южнее, в Терехтинском горсте развиты интрузии тельбесских гранитоидов, севернее, в Ануйско-Чуйском синклинории — гранитоиды и габброиды тельбесского и последованского комплексов.

Для Приразломной рудной зоны характерен кварцево-прожилковый тип оруденения, преимущественно с медной минерализацией. Медные проявления (5, 6, 20) выявлены и опробованы геологами ВАГТ в 1953 г. (Заика-Новацкий, 1954ф). Все они представлены вкрапленностью сульфидов меди, реже свинца и цинка в кварцевых жилах или в кварцевом цементе тектонических брекчий, выполняющих разломы. По данным спектрального анализа единичных штучных и точечных проб в рудопроявлении № 5 содержится меди до 5%, свинца до 1%; в рудопроявлении № 6 — меди до 5%, цинка до 1%; в рудопроявлении № 9 свинца и меди до 0,1%, цинка до 1%; в рудопроявлении № 20 меди до 0,74%. Во всех этих рудопроявлениях отмечается присутствие никеля от 0,1 до 1,0%, висмута до 0,1%, следы ванадия, кобальта, молибдена и титана.

При минералогическом изучении шлихов было отмечено присутствие минералов свинца (галенит, англезит, церуссит, вульфенит и крокоит); меди (халькопирит, малахит, азурит,

борнит, ковеллин, куприт); цинка (сфалерит). Минералы свинца встречаются в шлихах лишь на северо-востоке района. Они образуют ореолы рассеяния в верховьях рек Бол. и Черной Терехты и Кастахты (III) и в среднем течении р. Тюгюрюка (I). Кроме того, главным образом, галенит и церуссит в тех же районах встречаются во многих шлихах вне контуров ореолов. Обычное содержание в шлихах — единичные знаки, в отдельных случаях до 50 знаков. В распространении ореолов рассеяния свинца проявляется связь с Чарышско-Терехтинской зоной разломов, с опережающими их разрывами и с площадями развития среднедевонских вулканогенно-осадочных толщ, вмещающих полиметаллические рудопроявления. Сфалерит довольно редок и встречается лишь в верхнем течении рек Бол. Терехты и Кастахты. Минералы меди рассеяны по всей площади листа, давая в шлихах единичные знаки.

Связь полиметаллического оруденения с гранитоидами не ясна. А. Ф. Фоминых (1958) указывает на то, что в верховьях р. Каракола дайки основного состава интенсивно изменены гидротермальными процессами и несут вкрапленность сульфидов (сфалерит, халькопирит, пирит, пирротин). Связь даек с гранитоидами также не ясна, по-видимому, они тяготеют к последованским гранитоидам.

Золото

Золото встречается в единичных знаках почти на всей площади листа М-45-XIV. Ореол рассеяния золотого выделяется в бассейне р. Быстрой Бирюксы (VI), на площади развития терригенных пород кембро-ордовика.

Молибден и вольфрамо-молибденовые

Холодно-Гольцовское вольфрамо-молибденовое месторождение (29) расположено на водоразделе рек Проездной Мульты и Бол. Сугаша (координаты $51^{\circ}01'$ с. ш. и $85^{\circ}42'$ в. д.). С ближайшим населенным пунктом — Нижне-Уймонским моральным совхозом — оно связано выючной тропой. Месторождение открыто и обследовано в 1937 г. М. С. Баклаковым (1938). Химический анализ задириковых проб из четырех кварцевых жил дал 0,09—0,15% молибдена и 0,03% трехокси вольфрама. В 1950 г. на месторождении работали геологи ЗСГУ (Нешумаева, 1951ф). По их данным, оруденение приурочено к экзо-контактовым и эндоконтактовым частям Холодно-Гольцовского массива, прорывающего складчатые толщи верхнего кембрия. Массив сложен гранитами и гранодиоритами предсибирского интрузивного комплекса; вмещающие породы превращены в кварц-биотитовые роговики и гранитизированные породы. Оруденение связано с многочисленными кварцевыми жилами как в гранитах, так и в роговиках. Часть жил прослежена по

простирацию на протяжении до 324 м при мощности от долей сантиметра до 0,55 м. Слагающий их кварц серый, лимонитизированный; он содержит кристаллы пирита, халькопирита, молибденита, висмута, шеелита. Вкрапленность пирита и молибденита отмечается и в маломощных зонах грейзенизации, сопровождающих кварцевые жилы. Химические анализы борзодовых проб показали содержание до 0,05% молибдена, до 0,06% висмута, незначительные содержания трехокси вольфрама.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что оруденение, выявленное на поверхности, не представляет в настоящее время интереса.

Сугашское рудопоявление (28) расположено на водоразделе рек Бол. Сугаша и Зайченка (координаты: 50° 00' с. ш., 85° 37' в. д.). Оно было открыто М. С. Баглаковым в 1937 г. По данным К. Д. Нешумаевой, геологические условия рудопроявления аналогичны Холодно-Гольцовскому месторождению. Ввиду отсутствия промышленных концентраций, на Сугашском участке поиски редких металлов были прекращены.

Анализ шлихов показал, что шеелит встречается довольно часто, но ореолы рассеяния образуют лишь в верховьях рек Мульты и Бол. Окола (VII) и в бассейне р. Тюдета (IV). Подавляющая часть шлихов содержит единичные знаки, но местами концентрация достигает 1 г/т. На юге района шеелит связан пространственно и генетически с предсилурийскими гранитоидами, несущими молибдено-вольфрамовое оруденение, по р. Тюдету — с гранитоидами последевонского возраста.

Редкие земли

Монацит встречается в шлихах довольно редко и обычно ассоциирует с шеелитом. Самостоятельно в количестве десятков знаков он наблюдается по левым притокам р. Коксы между реками Юстиком и Тюгуюком.

Ртуть и сурьма

Рудопоявления ртути (8, 10) были выявлены и обследованы в 1952 г. ЗСГУ (Нешумаева, 1953ф). Одно из них, Чибитское (8), расположено на водоразделе рек Чибита и Журалу. Оно связано с разломом субширотного простирания, отделяющим известняки верхнего силура от терригенных верхнеиветских образований. И те, и другие породы вблизи разлома раздроблены, рассланцованы и гидротермально изменены. Коренных проявлений киновари не обнаружено, но шлихи в каналах из деления показали содержание киновари до 35 знаков на 8—10 кг породы. Карыгемское рудопоявление (10) расположено на водоразделе рек Бол. Карыгема и Коругеша. Оно приуро-

чено к тектоническим трещинам, сопровождающим разлом в верхнесилурийских известняках. При промывке глины трения и протокочек из тектонических брекчий с карбонатным цементом обнаружена киноварь до 50 знаков на 2—3 кг породы. Установлена также мелкая вкрапленность киновари в мраморизованных известняках около трещин.

В шлихах из аллювия киноварь встречается в бассейнах рек Мал. Хибита, Коругеша, Бол. и Мал. Карыгема и Каердыка. Она часто ассоциирует с минералами свинца, но иногда образует и самостоятельные ореолы, как например, по рекам Мал. Чибит, Журалу, Коругеш (11). Обычное содержание киновари в шлихах — единицы знаков, а в отдельных шлихах по р. Каердыку, в 10 км выше одноименного поселка, 220 знаков на 8 кг породы.

Сурьмяное оруденение (15) выявлено геологами ЗСГУ (Студеникин, 1956ф) в верховьях р. Кастахты на высоте 2630 м. Оно расположено в зоне разлома, секущего вулканогенные породы куратинской свиты, и представлено гнездовой вкрапленностью антимонита в кварцевом цементе тектонической брекчий. Спектральный анализ штучных проб показал наличие сурьмы в количестве 5%, следы никеля, кобальта и ванадия, свинца, цинка и меди.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Горный хрусталь

По данным В. П. Студеникина и др. (1956ф), участок развита кристаллоносных кварцевых жил площадью ~50 км² расположен в верховьях рек Маргалы, Арчинды, Кастахты и правых притоков р. Черной Терехты. Жилы секут эффузивные и терригенные образования среднего девона и часто в раздувах несут друзы кристаллов кварца. Размеры кристаллов горного хрустала не более 1,5×0,5 см, а полупрозрачного и непрозрачного кварца 15×5 см. Иногда встречается дымчатый кварц. На участке отмечается около десяти конкретных кварцевых жил (Студеникин и др., 1956ф), однако, последние, ввиду отсутствия подробных описаний, на карту полезных ископаемых не нанесены.

Флюорит

Флюорит на Верхарчиндинском участке (11) образует ветвящиеся жилы и прожилки, несущие гнездовую вкрапленность галенита. Флюорит сильно трещиноватый, на выветрелой поверхности белый, в свежем изломе фиолетовый или зеленый. Мощность крупной жилы 25—30 см, вскрыта она по протяженности на 1 м (Студеникин и др., 1956ф). Кроме того, вкраплен-

ность флюорита отмечается в некоторых кварцевых рудных прожилках в пределах Теректинской рудной зоны (в частности, в рудных жилах Верхнекастахтинского месторождения).

Асбест хризотилковый

В пределах района известно три проявления асбеста: Батунское (27), Кайтанакское № 1 (24) и Кайтанакское № 2 (25)¹. Они открыты в 1898—1905 гг. акционерным обществом «Уралит», которое проводило, на них разведку. Созданное в 1905 г. Южно-Алтайское Асбестовое Товарищество продолжило эти работы. На Батунском месторождении была построена обогатительная фабрика.

Батунское месторождение (27) находится на водоразделе р. Кривого Окола и кл. Воровского, на абс. высоте 1915,0 м и связано выючной тропой с поселками, расположенными по правобережью р. Катунь.

Участок месторождения сложен породами баратальской (?) свиты синия, представленными кремнистыми и кремнисто-слоистыми сланцами, рассланцованными и массивными зеленокаменными эффузивами основного состава и серыми кварцитами. Среди них обнажается ряд мелких массивов рассланцованных серпентинитов. Асбестовая минерализация приурочена, в основном, к северному массиву, размеры которого 230—240×100—110 м. Массив вытянут в север-северо-западном направлении. Асбест содержится почти в каждом скелезмеевике и встречается в виде мелких примазок и притертостей по плоскостям рассланцевания. Очень редко отмечаются невыдержанные по простиранию прожилки мощностью до 2 см. По В. И. Лавренцеву (1958ф), наиболее богата асбестом центральная часть массива размером 100×50 м. Минерализация представлена исключительно продольно-волокнистым хризотил-асбестом. Обычная длина волокон 10—15 мм, изредка 30—40 мм. Волокно эластичное, хорошего качества. По данным О. М. Аншелеса (1925), содержание асбеста в смеевике быстро уменьшается с глубиной. Максимальные запасы волокон равны 1600 т при среднем выходе 33 кг на 1 м³ породы.

Месторождение Кайтанакское № 1 (24) находится в приустевой части Тужина Лога, близ с. Кайтанака, связанного грунтовой дорогой с пос. Усть-Коксой. В строении участка принимают участие отложения баратальской (?) свиты синия, представленные здесь давленными, рассланцованными и массивными зеленокаменными эффузивами диабазового и порфирового состава с многочисленными линзами кварцитов. Среди них залегают несколько линзообразных тел серпентинитов, ори-

¹ В литературе перечисленные проявления известны как месторождения. Поэтому далее авторами записки употребляются принятые в литературе названия.

ентированных согласно с простиранием вмещающих пород. Все породы рассекаются герцинскими дайками диорит-порфиров. Асбестовая минерализация приурочена к зонам интенсивного рассланцевания в серпентинитах и представлена примазками продольноволокнистого ломкого и полумомкого хризотил-асбеста. Очень редко встречаются тонкие (1—2 мм) прожилки попеременно-волокнистого асбеста. Плотные разности смеевиков минерализации не несут.

Месторождение Кайтанакское № 2 (25) находится в верховьях кл. Бальяша, левого притока р. Кайтанака, в 3 км к северо-западу от Кайтанакского маралсовхоза. Геологическая обстановка и характер минерализации этого месторождения аналогичны Кайтанакскому № 1.

По имеющимся данным, масштабы асбестовой минерализации на Батунском и Кайтанакских месторождениях незначительные. Учитывая также неблагоприятное расположение этих месторождений, можно считать, что в настоящее время они не имеют промышленного значения.

Графит

Графит выявлен на Теректинском участке (22), расположенном в 0,5—1 км к северу от пос. Терехты (координаты: 85° 53' в. д. и 50° 18' с. ш.). От пос. Усть-Коксы до пос. Терехты проходит грунтовая дорога. Участок открыт в 1952 г. геологами ЗСГУ (Нешумаева, 1953ф).

Графитоносные породы располагаются в толще вулканогенно-осадочных метаморфизованных отложений баратальской (?) свиты синия. Они образуют неправильные линзовидные тела длиной от 20 до 50 м при мощности 2—12 м, согласные с общим залеганием пород всей толщи. Графитосодержащие породы представляют собой серицито-кварцевые сланцы, состоящие на 80—90% из кварца. Графит содержится в виде тонкого вкрапления в зернах кварца. Бороздовые пробы размером 10×5 см и длиной до 2 м дали содержание углерода 0,6—2,8%. По заключению специалистов, производивших предварительные испытания, обогащение проб графито-серицито-кварцевой породы методом флотации не дает удовлетворительных результатов для получения кондиционных концентратов из-за низкого содержания углерода в руде и аморфного состояния графита.

Мрамор

Мраморизованные известняки и мраморы развиты сравнительно широко, но в настоящее время местным населением разрабатывается только незначительная часть месторождений, расположенных вблизи населенных пунктов.

Верх-Уймонское месторождение (23) находится на правом берегу р. Катунь, в 1 км к востоку от пос. Верх-Уймона. Здесь среди серицито-хлоритовых и серицито-кварцевых сланцев базальтовой (?) свиты синия обнажаются несколько линзовидных прослоев мраморов мощностью от 1,5 до 6 м. По простиранию (320—350°) некоторые прослои прослежены до 100 м. Они залегают параллельно склону, с углами падения 50—65° на восток-северо-восток. В верхней части склона (20—30 м от подошвы) они хорошо обнажены, а внизу перекрыты метаморфическими сланцами. Мрамор обычно чистый, белого цвета, иногда несколько ожелезнен.

Месторождение известняков кл. Текелю (26) расположено на правом берегу р. Катунь, в 1,5 км к югу от Текелинского маральника. Известняки залегают среди песчаников, алевролитов и глинистых сланцев бируксинской свиты среднего ордовика. Они образуют несколько линз субширотного простирания с очень крутым падением на юг. Мощность линз от 7 до 15 м. В обнажениях они дают несколько скальных выходов высотой до 30 м и по условиям залегания благоприятны для разработки с поверхности. Известняки мраморизованные, довольно чистые.

Юстикское месторождение (54) располагается в 2 км к югу от пос. Юстика, на противоположном берегу р. Коксы. Здесь среди кварц-хлорито-карбонатных сланцев теректинской свиты залегают линза мраморов мощностью до 7 м. Простирание ее северо-западное, падение внутрь склона, на юго-запад, под углом 70°. По простиранию линза обнажена на 30 м. Мрамор белый, сахаровидный, без примесей.

Вблизи всех этих месторождений имеются печи для выжигания извести.

Суглинки

На территории района имеется только одно разрабатываемое месторождение кирпичных суглинков — Красноярское (21), расположенное на Уймонском тракте, в 0,5 км к юго-востоку от пос. Красноярки. В 1956 г. на нем проводилась разведка Иркутским отделением треста «Росгеологоразведка» (Сакс, 1956ф). Участок месторождения ограничен с одной стороны склоном горы, а с другой — дорогой. Суглинки залегают под незначительной по мощности (0,3 м) почвенно-растительным слоем и имеют среднюю мощность 5 м. Запасы их по кат. С₁ составляют 15 800 м³. По своим технологическим свойствам это сырье вполне пригодно для производства красного строительного кирпича. В настоящее время здесь работает полукустарный кирпичный завод, удовлетворяющий нужды местного населения.

В связи с отсутствием данных по геохимическому изучению осадочных толщ, полной и исчерпывающей оценки перспективности района в отношении полезных ископаемых сделано быть не может. Однако, приведенные выше данные позволяют сделать ряд выводов.

Северо-восточную часть описанной территории следует считать перспективной в отношении нахождения промышленных концентраций цветных металлов в пределах площадей развития вулканогенно-осадочных толщ эйфеля и верхнего живета. Немногие интересные и ассоциирующие с цветными металлами редкие земли и никель, которые на отдельных участках достигают значительных содержаний.

При планировании поисковых работ необходимо учесть следующие:

- 1) перспективной следует считать Теректинскую линейную рудную зону;
- 2) рудораспределяющими структурами являются разломы северо-западного и субширотного простирания, ответвляющиеся от главных разломов Чарышско-Теректинской зоны;
- 3) рудовмещающими являются оперяющие их мелкие разрывы, трещины и сопряженные с ними зоны повышенного расланцевания;
- 4) в размещении оруденения значительная роль принадлежит плакативным структурам второго порядка (Семисартинская антиклиналь, центриклинальное замыкание Каерлыкской синклинали);
- 5) благоприятными для локализации оруденения являются горизонты, характеризующиеся частым послойным чередованием вулканогенных пород кислого состава, глинистых, известковистых и углисто-глинистых сланцев и песчаников.

Конкретные рекомендации для проведения детальных поисковых и разведочных работ даны в работах А. Ф. Фоминых за 1958 и 1959 годы.

При проведении поисковых работ следует обратить внимание на присутствие сурьмы и, особенно, ртути в Чарышско-Теректинской зоне разломов. Рудопроявления ртути интересны как поисковые признаки, указывающие на возможность наличия в этой зоне промышленных концентраций киновари.

Маловероятно нахождение интересных, в настоящее время, концентраций россыпного золота в аллювии рек бассейна Бируксы, так как разработка уже известных в том же районе (лист М-45-ХІХ) мелких месторождений золота приостановлена в связи с экономическими трудностями и малым содержанием металла.

Перспективной на поиски месторождений молибдена и вольфрама можно считать юго-восточную часть района, где раз-

виты гранитоиды предсилурийского комплекса. Однако, проведенные в этом направлении работы (Баклаков, 1938ф; Нешумаева, 1951ф) оставляют мало надежд на обнаружение новых рудопроявлений этих металлов.

Широкое развитие кварцевых жил и наличие флюоритовой минерализации в верховьях рек Маргалы и Кастахты позволили В. П. Студеникину (1956ф) рассматривать указанный участок как перспективный в отношении пьезооптического сырья. Поисковые работы на флюорит и полиметаллы следует проводить совместно, так как последние обнаруживают тесную парагенетическую связь.

В 1958 г. восточнее описываемой территории, на листе М-45-XV, в области развития карбонатных пород верхнего ордовика и нижнего силура были проведены маршрутные поиски на бор, причем была установлена перспективность участка в верховьях р. Терехтушки. Полоса карбонатных пород, местами скарнированных, протягивается и на площадь листа М-45-XIV. Геологами ЗСГУ в 1959 г. в пределах описываемой территории были проведены поиски. В результате были установлены признаки боровой минерализации, не представляющей в настоящее время промышленного интереса.

Породы, содержащие графит, встречаются в баратальской свите у пос. Терехты и на восточных склонах небольшого хребта в 4 км юго-западнее пос. Верх-Уймона. Хотя в настоящее время проявления графита практического интереса не представляют, следует, по-видимому, продолжить поиски высокосортных графитовых пород в этом районе.

Несмотря на то, что поиски асбеста и, в том числе, голубого не дали положительных результатов (Аншелес, 1925; Лаврентьев, 1958ф) следует иметь в виду, что полноценной разведки Батунского месторождения асбеста произведено не было. При проведении дополнительных работ следует обратить внимание на выявление площадей распространения лиственитов, с которыми могут быть связаны залежи магнезитов.

Ресурсы стройматериалов достаточно широки. Кроме перечисленных выше пунктов добычи карбонатного сырья, последнее в неограниченных количествах может добываться в верховьях рек Мал. Чибита, Бол. Карыгема и Кастахты, где широко развиты известняковые толщи верхнего силура. Пески и галечники в значительных количествах встречаются по долинам рек Катунь и Коксы; в качестве бутового камня могут быть использованы интрузивные и эффузивные породы. И те и другие целесообразно разрабатывать вблизи Уймонского тракта или отходящих от него грунтовых дорог.

В качестве кирпичного сырья могут быть рекомендованы суглинки с очень небольшим количеством щебнистого материала, слагающие делювиальные шлейфы (пос. Абай, пос. Верх-Уймон). При поисках следует обратить внимание на па-

леогеновые глины у пос. Башталы, которые, возможно, могут служить сырьем для производства кирпича или гончарных изделий.

В районе известны также микрокварциты (левобережье р. Кайтанака и р. Катунь, близ пос. Кайтанака), которые, возможно, могут идти в качестве абразивного материала.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Район чрезвычайно богат водными ресурсами. Здесь развита густая и разветвленная речная сеть, воды которой полностью удовлетворяют потребности населения и местной промышленности.

По условиям залегания, циркуляции и питания подземные воды района могут быть разделены на трещинные воды коренных пород и грунтовые воды рыхлых отложений.

Трещинные воды практически встречаются во всех коренных породах, но особенно обильны в областях распространения вулканогенных и интрузивных образований: район горы Красной, междуречье Красноярки и Коксы, Теректинский хребет и др. Источники трещинных вод характеризуются значительным дебитом и хорошими вкусовыми качествами воды. Большая часть таких источников является началом крупных постоянных водотоков. Ключи, располагающиеся в приводораздельных участках близ пастбищ, обычно используются местным населением для водопоя скота (левобережье р. Коксы, водораздел рек Мульта и Акчана). Трещинные воды приурочены также к зонам тектонических нарушений. У подножья хр. Ак-Тайга, где фиксируется молодой разлом субширотного простирания, отмечено несколько источников со значительным дебитом.

Грунтовые воды имеют довольно широкое развитие и связаны с аллювиальными, делювиальными и ледниковыми образованиями. Аллювиальные воды развиты в пойменных и террасовых отложениях рек Катунь, Коксы и других более мелких рек. Водовмещающими породами являются пески и галечники, имеющие невыдержанную мощность. Залегают они обычно на небольшой глубине 1,5—5 м. В некоторых населенных пунктах (села Верх-Уймон, Тихонькая и др.) аллювиальные воды капитрованы колодцами и используются для бытовых нужд. Делювиальные и ледниковые грунтовые воды приурочены к щебнистым и галечно-валунным отложениям, очень незначительны по запасам и дебиту. Водоупором для них служит обычно коренное ложе.

При незначительном стоке все виды грунтовых вод заблачивают обширные по площади участки, приуроченные обычно к долинам рек (реки Тюгюрюк, Маргала, Абай и др.).

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

- Аншелес О. М. Месторождения асбеста в верховьях р. Катунь. «Горн. журн.» № 6, 1925.
- Арапов Ю. А., Монахов Н. Я. Геолого-петрографический очерк северного склона Холзунского хребта (верховья р. Коксы). Изд-во АН СССР, Тр. Ойротской компл. эксл., т. 1, 1941.
- Баклаков М. С. Новые месторождения редких металлов в зап. части Катунских Альп и их геологическая обстановка. Вестн. Зап. Сиб. Геол. треста, № 3, 1938.
- Винкман М. К. Новые данные о возрасте гипербазитов Алтай. ДАН СССР, нов. серия, т. 68, № 1, 1949.
- Винкман М. К. Стратиграфическая схема докембрийских и нижне-палеозойских отложений Горного Алтая. Мат-лы по геол. Зап. Сиб., № 61, Госгеолтехиздат, 1958.
- Винкман М. К. Стратиграфия протерозойских, синийских и кембрийских отложений Горного Алтая. Тр. СНИИГИМС, вып. 5, Госгеолтехиздат, 1959.
- Винкман М. К., Гинцингер А. Б. К вопросу о возрасте гипербазитов Горного Алтая. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1954.
- Гинцингер А. Б. Стратиграфическая схема отложений ордовика, силура и девона Горного Алтая. Мат-лы по геол. Зап. Сиб., № 61, Госгеолтехиздат, 1958.
- Гинцингер А. Б. Мат-лы по стртиграфии силурийских и девонских отложений Горного Алтая. Тр. СНИИГИМС, вып. 5, Госгеолтехиздат, 1959.
- Егоров А. С. Геологическое строение южного склона Теректинского хребта в Центральном Алтае. Вестн. Зап. Сиб. Геол. треста, № 1—2, 1936.
- Егоров А. С. Геологическое строение Уймонского района в Центральном Алтае. Мат-лы по геол. Зап. Сиб. края, вып. 40, Томск, 1937.
- Зайченко Е. П. Некоторые вопросы петрологии среднедевонского интрузивного комплекса Алтай. Тр. Томского Гос. ун-та, т. 135, 1956.
- Крюгер Е. А. Предварительное сообщение о результатах исследования химического состава и радиоактивности источников и рек Алтай. Тр. Восточно-Сиб. Гос. ун-та, М. — Иркутск, № 1, 1932.
- Кузнецов В. А. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы. ДАН СССР, т. 60, № 2, 1948.
- Кузнецов В. А. Стратиграфическое положение гипербазитов Тувы и Зап. Саяна. Изв. Томского политехн. ин-та, т. 74, вып. 1, 1953.
- Кузнецов В. А. О возрасте гипербазитовых интрузий Горного Алтая. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1958.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Некоторые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая. Тр. ВАГТ, вып. 4, Госгеолтехиздат, 1958.

- Митропольский Б. С., Паренаго М. К. Полиметаллические месторождения Алтая и Салаира. Новосибирск, 1931.
- Нехорошев В. П. Древнее оледенение Алтая. Тр. комиссии АН СССР по изучению четвертичного периода, № 1, 1932.
- Нехорошев В. П. О юном рельефе Алтая и древних долинах Казахстана. «Пробл. сов. геол.», т. XI, № 7, 1936.
- Нехорошев В. П. Особенности геологического строения Алтая и его юго-западной периферии. Изд-во АН СССР, Вопр. геол. Азии, т. 1, 1954.
- Нехорошев В. П. Геология Алтая, Госгеолтехиздат, 1958.
- Обручев В. А. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае. «Землеведение», кн. 4, 1914.
- Обручев В. А. О тектонике Русского Алтая. «Землеведение», кн. 3, 1915.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Изд-во АН СССР, 1933—1947.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы. Изд-во АН СССР, тр. Тувинской компл. эксл., вып. 2, 1955.
- Сенников В. М., Винкман М. К., Кононов А. Н. Кембрий-ордовик и ордовик Горного Алтая. Тр. СНИИГИМС, вып. 5, Госгеолтехиздат, 1959.
- Хороших П. П. Минеральные источники Алтая. «Природа», № 3, 1939.
- Щукина Е. Н. Древняя кора выветривания в Алтайском крае. Изд-во АН СССР. Кора выветривания, вып. 2, 1956.
- Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.

Фондовые материалы

- Баклаков М. С., Евменов Т. И. Геологическое строение и месторождения редких металлов западной части Катунских Альп в Центральном Алтае. Фонды ЗСГУ, 1938.
- Баранов В. Д. и др. Геология и металлогения Рудного Алтая (сводный отчет по работам 1949—1956 гг.), фонды ВАГТ, 1957.
- Волков В. В., Сергеев В. П., Вишук В. И. Геологическое строение района редакционно-увязочных работ Аргутской партии (лист М-45-ХV). Фонды ЗСГУ, 1959.
- Гинцингер А. Б. Отчет штиховой партии по работам 1950 г. в Горном Алтае на территории листов М-45-ХIII, ХIV, ХV и ХХ. Фонды ЗСГУ, 1951.
- Дубинкин С. Ф. Геолого-экономический очерк по Горному Алтаю. Отчет о ревизии месторождений и рудопроявлений цветных и редких металлов, проведенной особой ревизионной партией ЗСГУ в 1949—1951 гг. Фонды ЗСГУ, 1952.
- Заика-Новацкий В. С. и др. Геологическое строение Усть-Коксинского района (лист М-45-ХIV). Отчет о работе партии № 8—9 за 1953 г. Фонды ВАГТ, 1954.
- Кононов А. Н. и др. Объяснительная записка к листу М-45-ХVIII (Шебалино). Фонды ЗСГУ, 1959.
- Котляров Р. А., Корженев Н. С. Геологический отчет по геолого-поисковым работам, проведенным в 1946 г. в северо-западной части Ойротии Алтайского края. Фонды ЗСГУ, 1947.
- Котляров Р. А., Амосов М. А. Геологический отчет по геолого-поисковым работам, проведенным в 1947 г. в Усть-Канском и Усть-Коксинском районах Горно-Алтайской а. о. Алтайского края. Фонды ЗСГУ, 1948.
- Лаврентьев В. И. Поисково-ревизионные работы на голубой асбест в Горном Алтае и Юго-Западном Салаире (отчет горной партии за 1956—1957 гг.). Фонды ЗСГУ, 1958.
- Левинский Е. С., Баженова С. Н., Борцова А. В., Васьтина Л. Г. Объяснительная записка к листу М-45-ХIII (Сугаш). Фонды ВАГТ, 1958.

- Меркурьев Н. Д. Месторождения асбеста центральной части Горного Алтая. Институт неметаллических полезных ископаемых. Фонды ЗСГУ, 1931.
- Нешумаева К. Д., Студеникин В. П. Отчет Гольцовской партии по работам в 1950 г. (Гольцовская партия № 41, экспедиция № 86). Фонды ЗСГУ, 1951.
- Нешумаева К. Д., Студеникин В. П. Отчет Гольцовской партии о работах на Терехтинском участке в 1950 г. Фонды ЗСГУ, 1951.
- Нешумаева К. Д., Студеникин В. П. Центральная часть Терехтинского хребта в вершинах рек Бол. Терехты, Чиндека, Верхн. и Нижн. Катанды и Бол. Яломана. (Отчет о поисковых и геологосъемочных работах в 1951 г.). Фонды ЗСГУ, 1952.
- Нешумаева К. Д., Аллошин А. В. Отчет Уймонской поисковой партии за 1952 г. Фонды ЗСГУ, 1953.
- Пасечный Г. В., Кошкарева Л. С. Отчет о работе Урскульской ГРП за 1953—1955 г. Фонды ЗСГУ, 1956.
- Перфильев Ю. С., Чернов В. И. и др. Объяснительная записка к листу М-45-XX (Белое). Фонды ВАГТ, 1959.
- Сакс Ю. А., Килессо И. Т. Отчет о результатах геологоразведочных работ по Усть-Коксинскому месторождению суглинков Алтайского края за 1956. Трест «Росгеологоразведка», Иркутское геолуправление. Фонды ЗСГУ, 1956.
- Студеникин В. П. и др. Отчет Урскульской и Терехтинской партий по поисково-съемочным работам за 1953—1954 гг. Фонды ЗСГУ, 1956.
- Фоминных А. Ф. и др. Отчет по результатам поисково-съемочных работ на площади листа М-45-52 за 1957 г. Фонды ВАГТ, 1958.
- Фоминных А. Ф. и др. Отчет по результатам поисковых работ на площади листа М-45-52 за 1958 г. Фонды ВАГТ, 1959.
- Шарковский М. Б., Гостева Т. С., Музис А. И. Объяснительная записка к листу М-45-XXI (Берель). Фонды ВАГТ, 1959.

Приложение I
Список материалов, использованных для составления карты
полезных ископаемых

№ п/п	Фамилия, имя и отчество автора	Название работы	Год составления или издания	Место нахождения материала, его фондový номер или место издания
1	Заика-Новачий В. С., Ковалева В. В., Михайлов Н. И., Молчановский В. Г., Муловников А. И., Сапаров А. И., Стааль М. Б., Фоминский В. И.	Материалы к государственной геологической карте СССР. Геологическое строение Усть-Коксинского района (лист М-45-XIV)	1954	Фонды ВАГТа
2	Лаврентьев В. И.	Поисково-регистрационные работы на голубой азбест в Горном Алтае и юго-западном Салаире	1958	Фонды ЗСГУ
3	Нешумаева К. Д., Студеникин В. П.	Отчет Гольцовской партии по работам в 1950 г.	1951	То же
4	Нешумаева К. Д., Студеникин В. П.	Отчет Гольцовской партии о работах на Терехтинском участке в 1950 г.	1951	"
5	Нешумаева К. Д., Студеникин В. П.	Центральная часть хребта Терехтинского в вершинах рек Бол. Терехты, Чиндека, Верх. и Нижн. Катанды и Бол. Яломана	1952	"
6	Нешумаева К. Д., Аллошин А. В.	Отчет Уймонской поисковой партии за 1952 г.	1953	"
7	Пасечный Г. В., Кошкарева Л. С.	Отчет о работе Ур-сурской ГРП за 1953 — 1955 гг.	1956	"

Продолжение прилож. I

№ п/п	Фамилия, имя и отчество автора	Название работы	Год составления или издания	Место нахождения материала, его фондový номер или место издания
8	Сакс Ю. А., Килессо И. Г.	Отчет о результатах геолого-разведочных работ по Усть-Коксинскому месторождению суглинков Алтайского края за 1956 г.	1956	Фонды ЗСГУ
9	Студеникин В. П., Сабурова Л. Ф., Волков В. В.	Отчет Урсульской и Терехтинской партий по поисково-съемочным работам за 1953—1954 гг.	1956	То же
10	Фоминных А. Ф., Иконникова Л. Ф., Иконников Ю. Н.	Отчет по результатам поисково-съемочных работ на площади листа М-45-52	1958	Фонды ВАГТа
11	Фоминных А. Ф., Рывкина Л. Л., Иконникова Л. Ф., Иконников Ю. Н.	Отчет по результатам поисковых работ на площади листа М-45-52 в 1958 г.	1959	То же

Список неперомышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе М-43-ХIV
Приложение 2

№ п/п	Индекс на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К — коренное, Р — россыпное)	№ использованного материала по списку (прилож. I)
-------	-----------------	--	------------------------	---	---

ГРУППА I
Металлические ископаемые

1. Медь, свинцово-цинковые, полиметаллические

18	11-3	Верхнекастатинское. Свинец, цинк, медь	Ранее разведывалось	К	6, 11
2	1-3	Урульское (Центральный участок). Свинец, цинк	"	К	7, 9
1	1-3	Урульское (Северный участок). Свинец, цинк, медь	"	К	7, 9

2. Вольфрам-молибденовые

29	IV-3	Холодно-Гольцовское. Молибден, вольфрам	Ранее разведывалось	К	3
----	------	---	---------------------	---	---

ГРУППА II

Строительные материалы

1. Мрамор

23	III-4	Верх-Уймонское. Мрамор	Эксплуатировалось местными жителями	К	
26	IV-2	Месторождение р. Текею. Мрамор	Эксплуатировалось местными жителями	К	
4	II-1	Месторождение пос. Юстик. Мрамор	Эксплуатировалось местными жителями	К	

2. Суглинки

21	III-2	Красноярское. Глины кирпичные	Эксплуатируется для нужд местного кирпичного завода	К	8
----	-------	-------------------------------	---	---	---

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листе М-43-ХIV карты полезных ископаемых
масштаба 1 : 200 000
Приложение 3

№ п/п	Индекс на карте	Название (местоположение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилож. I)	Примечание
-------	-----------------	--	---------------------------	---	------------

ГРУППА I

Металлические ископаемые

1. Хром

V	IV-2	Бассейны рр. Кайтанака и Б. Оюла. Хром	Хромит и крокоит в штихах от ед. зн. до 1 г/м	1	Особо расценивая
---	------	--	---	---	------------------

2. Медь, свинец и цинк

Медные рудопромыслы

5	11-2	Булухтинское. Медь	Известняки с мелкой минерализацией в зоне разлома	1	
12	11-3	В верховьях р. Бор. Кары-гем. Медь	Прожилки и жилашки халькопирита и пирита в зоне разлома		
6	11-2	Тюрюкское. Медь	Кварцевая жила с малахитом, азуритом и гидрокислами железа	1	
20	11-4	Река Черная Терехта. Медь	Медная минерализация в раздробленных кристаллических сланцах, приуроченных к зоне разлома	1	

Свинцово-цинковые рудопромыслы

16	11-4	Большетерехтинское. Свинцово-цинковые рудопромыслы	Зона гидротермально измененных пород со свинцово-цинковой минерализацией		
----	------	--	--	--	--

№ п.п.	Индикс на карте	Название (местоположение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ испол-зованного материала по списку (прилож. 1)	Примечание
18	II-4	Большетерехтинский участок, Свинеп, цинк	Зона измененных скарированных пород с признаками полиметаллической минерализации	9, 11	
11	II-3	Верхарчиндинский участок, Свинеп, цинк	Гнездовая вмещающая галенита и сфалерита в флюоритовых жилах и прожилках		
14	II-4	Верхнетерехтинское, Свинеп, цинк, медь	Ряд зон гидроtermально измененных и переработанных пород, приуроченных к разному. Оруденение представлено вмещающей и гнездами сульфидов	10	
9	II-3	Коругешское, Свинеп, цинк, медь	Зона сватов кремнисто-карбонатных пород с густой равномерной вмещающей сульфидов		
7	II-3	Маргалинское, Свинеп, цинк, медь	Рудное тело (мощностью 10—15 см), приуроченное к зоне параллельных разломов		
19	II-4	р. Терехтушки, Свинеп, цинк, медь	Участок обрекнированных, обожженных и карбонатизированных пород с гнездами сфалерита и галенита, приуроченный к тектоническому контакту левона с верхним силуром		

Полиметаллические рудопоявления

17	II-4	Участок четвертого правого притока р. Черной Терехты, Свинеп, цинк, медь	Вмещающая, гнезда и прожилки галенита, сфалерита и пирита в кварцевых, кварц-кальцитовых прожилках и вмещающих их аффлузивно-осадочных породах	7, 9	
3	I-3	Южный участок Урсудьского месторождения, Свинеп, цинк, медь	Свалы орудененных фелъзитов. Видимая вмещающая галенита, антимонита, сфалерита	1, 5, 9, 10, 11	Оруденение
I	II-2	Среднее течение р. Тюгю-Юкка, Свинеп	Галенит, антимонит, церуссит и др. в шпихах от ед. зн. до 50 зн.	1, 5, 9, 10, 11	Оруденение
III	II-4	Верховья Бол. и Черной Терехты и Кастахты, Свинеп	То же	1, 5, 9, 10, 11	Оруденение
VI	IV-1	Верховья р. Бирюксы, Золото	Длинные знаки золота в шпихах	1	Оруденение

3. Золото

4. Молибден и вольфрам

28	IV-3	Сугашское, Молибден	В андиоконтактовой зоне массива гранитов серия кварцевых жил, содержащих вкрапленность молибденита, висмутового блеска и шеггита	3	
IV	III-2	Бассейн р. Тюдета, Вольфрам	Шеггит в шпихах от ед. зн. до 12 м	1, 3	Оруденение
VII	IV-3	Верховья рек Мульта и Бол. Окоза, Вольфрам	То же	1, 3	Оруденение
8	II-3	Чибитское, Руть	Карбонатизированные, окремненные и лимонитизированные породы верхнего левона в зоне разлома. Шпихи из канав показали кинноварь до 35 знаков	6	

№ п/п	Индекс	Название (местоположение) проявлений и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ исполь-зованного материала по списку (прилож. 1)	Примечание
10	П-3	Карыгемское. Руть	Вкрапленность киновари в мраморизованных известняках	6	Особенности рассеяния
11	П-3	Бассейн рек Тюрюка и Бол. Карыгема. Руть	Единичные знаки киновари в шлихах	1, 5, 6	
15	П-4	Высота с отметкой 2630,0 м. Сурьма	В зоне разлома деловицкие свалы обрекярованных пород с антимонитом и вальентинитом	9	
22	П-4	Терехтинский участок. Гра-фит	2. Графит	6	
24	П-2	Каитанакское № 1. Асбест	Шток серпентинитов в синийских эффузивах. По плоскостям зеркал скопления примазки и прожилки асбеста зеленоватого цвета	1, 2	
25	П-2	Каитанакское № 2. Асбест	Линза серпентинитов в толще синийских пород. По плоскостям расщепления примазки хризотил-асбеста	1, 2	
27	П-3	Батынское. Асбест	Ряд мелких линз серпентинитов в толще синийских пород	1, 2	

ГРУППА II
Неметаллические ископаемые
1. Асбест хризотил-овый

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (Е. С. Левицкий)	3
Стратиграфия	7
Протерозойская группа (Е. С. Левицкий)	9
Синийский комплекс (Е. С. Левицкий)	11
Кембрийская система (А. В. Борцова)	15
Ордовикская система (А. В. Борцова)	17
Силурийская система (С. Н. Баженова)	19
Девонская система (С. Н. Баженова)	24
Каменноугольная система (С. Н. Баженова)	26
Кайнозойская группа (С. Н. Баженова)	31
Интрузивные образования (А. В. Борцова)	39
Тектоника (Е. С. Левицкий)	53
Геоморфология (С. Н. Баженова)	60
Полезные ископаемые (Е. С. Левицкий и А. В. Борцова)	75
Подземные воды (А. В. Борцова)	76
Литература	79
Приложения	79

Редактор издательства А. М. Поспелова
Технический редактор С. А. Пенкова
Корректор Т. М. Кушнер

Подписано к печати 1-IV 1964 г.
Формат бумаги 60×90/16. Бум. л. 2,5. Печ. л. 5,5. Уч.-изд. л. 5,8
Тираж 100 экз. Зак. 05672

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