
ГЕОЛОГИЯ
СССР

ТОМ
XXIX

ТУВИНСК
АССР

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

ГЕОЛОГИЯ СССР

**ТОМ
XXIX**

ТУВИНСКАЯ
АССР

**ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ**

М. Б. Ш. 4. 1978



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР



*Главный редактор
академик А. В. Сидоренко*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
· МОСКВА 1966

<http://jurassic.ru/>

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ XXIX

ТУВИНСКАЯ
АССР

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

Редакторы:

Г. А. КУДРЯВЦЕВ, В. А. КУЗНЕЦОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1966

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГЕОЛОГИИ СССР»**

АССОВСКИЙ А. Н.

БЕЛОУСОВ В. В.

БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.

БОГДАНОВ А. А.

БОРУКАЕВ Р. А.

БОРОВИКОВ Л. И.

ГАРЬКОВЕЦ В. Г.

ГОРБУНОВ Г. И.

(зам. главного редактора)

ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.

ЕСЕНОВ Ш. Е.

ЗУБАРЕВ Б. М.

КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.

КОСОВ Б. М.

КУЗНЕЦОВ Ю. А.

МАГАКЪЯН И. Г.

МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.

(зам. главного редактора)

МАЛЫШЕВ И. И.

МАРКОВСКИЙ А. П.

МАШРЫКОВ К. К.

МИРЛИН Г. А.

МИРЧИНК М. Ф.

МУРАТОВ М. В.

МЕННЕР В. В.

НАЛИВКИН Д. В.

ОРВИКУ К. К.

ПЕЙВЕ А. В.

(зам. главного редактора)

ПОПОВ В. С.

РОЖКОВ И. С.

РОГОВСКАЯ Н. В.

СЕМЕНЕНКО Н. П.

СЕМЕНОВИЧ А. И.

СИДОРЕНКО А. В.

(главный редактор)

СМИРНОВ В. И.

ТРОФИМУК А. А.

ШАТАЛОВ Е. Т.

ЩЕГЛОВ А. Д.

ЯНШИН А. Л.

ЯРМОЛЮК В. А.



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ



Составление XXIX тома «Геологии СССР» первоначально было начато во ВСЕГЕИ под руководством В. И. Серпухова и Д. В. Вознесенского. Однако работа эта прервалась после безвременной кончины в 1956 г. Дмитрия Владимировича Вознесенского, долгое время успешно возглавлявшего «тувинский» коллектив геологов ВСЕГЕИ и сделавшего очень много для познания геологии и полезных ископаемых Тувинской АССР. Составление настоящего тома было поручено Всесоюзному аэрогеологическому тресту, выполнявшему, начиная с 1946 г., основные геологосъемочные работы в Туве.

Описания, содержащиеся в томе, основаны главным образом на материалах среднемасштабного картирования, которым к настоящему времени покрыта вся площадь Тувы. Естественно, что были использованы и все другие геологические данные, в том числе данные многочисленных тематических исследований, производившихся на этой площади. Однако основой содержания большинства глав все же являются материалы среднемасштабных и более детальных съемок. Это обстоятельство, в частности, повлияло на то, что в большинстве случаев те или другие вопросы освещаются в той трактовке, которая была принята при вышеупомянутых геологосъемочных работах. При описании определенных геологических комплексов структурно-фациальное районирование площади Тувы также дается в том виде, как это было принято при создании геологических карт этой территории (см. главу «Основные черты геологического строения»).

Широкое использование материалов геологической съемки позволило привести в настоящей работе несколько больший, чем это делается обычно, фактический материал по ряду разделов (описания разрезов и т. п.). Последнее представляется нам целесообразным и необходимым, так как позволяет наиболее объективно охарактеризовать состояние некоторых все еще спорных проблем и показать наиболее вероятное их решение. Целесообразно это и потому, что настоящий том по существу является первой полной систематической сводкой огромного материала, собранного в Туве в период интенсивных геологических исследований, проведенных здесь в течение последних 20 лет. Надо сказать, что до этого сведения о геологии Тувы были очень скудны, в настоящее же время эта площадь — одна из наиболее полно изученных в Сибири.

Следует отметить, что в пределы Тувинской АССР попадают площади, в геологическом отношении не принадлежащие геологическому региону Тувы (Западный Саян, Горный Алтай). В настоящем томе описанию этих площадей уделяется значительно меньше внимания, так как особенности их геологического строения достаточно полно освещены в других томах «Геологии СССР».

Редактирование XXIX тома осуществлено Г. А. Кудрявцевым и В. А. Кузнецовым. Отдельные разделы (ордовикская, силурийская, девонская системы, геоморфология и др.), кроме того, редактировались И. И. Белостоцким. В подготовке тома к печати участвовали также А. В. Ильин, Т. А. Ильина, А. М. Пушленкова, З. А. Тюрина.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ТУВЫ

До объединения Тувы с Советским Союзом (1944 г.) недра ее оставались весьма слабо изученными. Однако за сравнительно небольшой промежуток времени, прошедший с этого момента, в познании геологии Тувы были достигнуты большие успехи, и сейчас эту территорию можно считать одной из наиболее хорошо изученных в Сибири.

В истории изучения геологии Тувы намечаются два периода: первый — охватывает длительный промежуток времени до объединения Тувы с СССР, второй — начался после объединения.

К первому периоду относятся путешествия в Урянхайский край русских ученых, преимущественно географов (главным образом вторая половина XIX в.), а также первые собственно геологические исследования, которые начались лишь в XX в. В географических отчетах можно найти лишь весьма скудные отрывочные сведения о геологии края (П. А. Чихачев, 1842 г.; Г. Н. Потанин, 1879 г.; А. В. Адрианов, 1881 г.; Д. А. Клеменец, 1885, 1887, 1891—1892 гг.; П. Н. Крылов, 1892 г.; В. А. Ошурков, 1902 г.; А. Е. Тугаринов, 1914 г. и др.), однако географами были собраны первые коллекции горных пород Тувы.

К началу XX в. в Туве уже были известны различные месторождения полезных ископаемых: производилась добыча золота на Систигхемских приисках, была установлена золотоносность по рекам Ут, Оджа, Уюк, Илиг-Хем, продолжалась кустарная добыча каменной соли на давно известном месторождении Туз-Таг. К 1906 г. относится первая неудачная попытка освоения Актовракского месторождения асбеста. В 1910 г. В. М. Родевичем была составлена первая сводка об известных к тому времени месторождениях золота, асбеста, каменного угля, соли, слюды и других полезных ископаемых Урянхайского края. В 1912—1915 гг. производились поисково-разведочные работы в западной части края под руководством горного инженера Б. М. Порватова (1915, 1917), в результате чего были обследованы Актовракское месторождение асбеста, Таловское золоторудное месторождение на южном склоне Куртушибинского хребта, а также медные рудопроявления в Западной Туве.

Первые собственно геологические работы в Туве были проведены А. И. Педашенко и И. П. Рачковским в 1903 г. В результате маршрутных исследований ими был собран довольно разнообразный палеонтологический материал.

В 1914—1918 гг. в Туве работала норвежская географическая экспедиция под руководством О. Ольсена и финская геологическая экспедиция во главе с Сёдерхольмом. В составе финской экспедиции находились Баклунд, Хаузен, Бреннер, Фосли. Финскими геологами впервые были выделены две группы гранитоидов («серые» и «розовые»), описаны четвертичные базальты долины р. Каа-Хем (Мал. Енисей), обследованы проявления железа в бассейне этой реки; ими же были составлены первые геологические карты отдельных частей территории Тувы.

В период 1914—1930 гг. Г. Е. Грум-Гржимайло опубликовал трехтомную монографию «Западная Тува и Урянхайский край». В этой работе имеется много интересных сведений о геологии Тувы.

В 1920 и 1923 гг. в Туве и смежных частях Монголии работала геологическая экспедиция Академии наук СССР под руководством И. П. Рачковского. Впоследствии на базе этой экспедиции была организована Монгольская комиссия Академии наук СССР, которая проводила исследования на территории Монголии и Тувы по приглашению их правительств. Результаты работ комиссии, касающиеся Тувы, публиковались в период 1925—1940 гг. К наиболее интересным из них относятся статья М. Ф. Нейбург о юрских угленосных отложениях (1936), монографии Б. Н. Чернышева по силурийским брахиоподам (1937) и А. Г. Володина по кембрийским археоциатам и водорослям Монголии и Тувы (1940) и, безусловно, первая сводная работа по геологии Тувы, составленная З. А. Лебедевой (1938).

Монография З. А. Лебедевой представляет собой обобщение всех известных к тому времени геологических данных по Туве и содержит большой фактический материал, собранный ею, И. П. Рачковским, А. И. Педашенко, П. И. Сизовой в течение 1926—1929 гг. В окраинных частях Тувы З. А. Лебедева предполагала существование докембрийских отложений. К кембрию она относила лишь известняки с фауной археоциат. Устанавливалось довольно широкое распространение силурийских терригенных отложений с эндемичной фауной брахиопод. Выше по разрезу выделялся «бейкемский» комплекс девонского и отчасти каменноугольного возраста и юрские угленосные отложения. З. А. Лебедевой выделялись досилурийские и послесилурийские граниты, описывались структуры, сформированные в отложениях различного возраста.

В этой же работе дан исчерпывающий обзор истории первого этапа геологического изучения Тувы. Книга сопровождается схематической геологической картой центральной и, частично, западной частей Тувы масштаба 1 : 1 000 000.

Надо сказать, что история изучения Тувы, как и всей Сибири, подробно рассмотрена В. А. Обручевым, посвятившим этому вопросу ряд своих трудов (1926, 1944 и др.).

В конце первого периода был проведен ряд различных работ по выявлению и изучению полезных ископаемых Тувы. В 1927 г. А. И. Педашенко и К. А. Островским были обнаружены гранатовые скарны и медные рудопроявления в среднем течении р. Элегест, проявления магнетита в скарнах у устья р. Ондум и выше по р. Каа-Хем. Специальные исследования в довольно значительном объеме были посвящены поискам асбеста. В связи с этим Н. Д. Соболевым исследовались гипербазитовые интрузии Тувы (1932). В 1932 г. П. М. Татаринев, В. А. Кузнецов и К. С. Филатов изучали район Актоврацкого месторождения.

В 1932 г. Н. Д. Довгаль и М. Н. Рабкин проводили разведку Моренского месторождения слюды и дали первое описание докембрийских толщ юго-востока Тувы.

К концу первого периода относятся многочисленные поисковые и разведочные работы на золото, выполненные в 1938—1944 гг. И. Ф. Соловьевым, В. В. Когтевым, Суворовым, А. С. Петровым, В. И. Бодягиным и др.

Систематическое и планомерное изучение недр Тувы началось лишь после воссоединения ее с Советским Союзом. В этот, второй, период проводились обширные и разнообразные геологические исследования.

Так, в 1946—1949 гг. вся Тува была покрыта мелкомасштабной геологической съемкой. Картирование в основном было выполнено

коллективами геологов ВСЕГЕИ, ВАГТ, Красноярского геологического управления и различных институтов Академии наук СССР.

В 1944—1945 гг. А. П. Божинским были составлены первые геологические карты юго-востока Тувы. Предложенная им стратиграфическая схема оказалась весьма удачной: она довольно близка современным представлениям о стратиграфии Тувы. А. И. Левенко в 1949 г. указал, что юго-восток Тувы слагается исключительно докембрийскими породами.

В Центральной и Восточной Туве картирование было выполнено В. В. Архангельской, И. И. Белостоцким, В. Е. Гендлером, И. С. Гудилиным, А. Г. Кацем, П. М. Клевенским, Г. А. Кудрявцевым, В. П. Масловым, И. Г. Нордега, И. А. Пятевой, М. Н. Петрусевичем, Л. Л. Прозаркевич и др. Научным руководителем работ в первые годы был В. П. Маслов, а в 1948 г. — Ю. М. Шейнманн. При проведении этих работ впервые в Сибири были широко применены аэрометоды, что позволило более качественно и значительно быстрее покрыть съемкой обширные пространства. Широкое применение аэрометодов обеспечило комплексный подход к выявлению геологического строения изучаемых районов.

В Западной Туве мелко- и среднемасштабное картирование проводилось П. М. Борковским, В. А. Бобровым, К. И. Вифанским, Д. В. Вознесенским, Г. В. Грушевым, А. Л. Додиним, М. В. Заниным, Я. С. Зубрилиним, В. Е. Кудрявцевым, Т. Н. Ивановой, П. В. Коростиним, А. Л. Лисовским, П. С. Матросовым, В. И. Серпуховым, В. А. Унксовым и др. Этими работами руководили вначале Ю. А. Билдбин, а затем Д. В. Вознесенский. Мелкомасштабное картирование в северной части Тувы было выполнено Н. А. Боговаровым, С. С. Вастьяновым, В. Н. Долна на крайнем востоке рассматриваемого региона работали С. В. Обручев и М. Л. Лурье (1946).

Результаты первых геологических съемок были обобщены А. Л. Додиним, Г. А. Кудрявцевым и В. В. Архангельской, составившими первую геологическую карту на всю территорию Тувы. К этому времени в целом были уже удачно освещены многие основные черты геологии Тувы. В окраинных ее частях были описаны докембрийские отложения, установлен характер строения кембрийских отложений, фаунистически охарактеризованы ордовикские отложения, уточнены разрезы силура и девона, фаунистически доказано существование нижнекаменноугольных отложений. Достаточно точно на карте были изображены обширные массивы гранитоидов. Среди последних выделялось несколько разновозрастных групп. Каждая из них характеризовалась определенным комплексом признаков; правда, возрастные определения для некоторых интрузивных пород были неправильны, в частности, большая часть гранитоидов считалась таконской. В Восточной Туве, особенно на юго-востоке, значительные поля развития докембрийских отложений были отнесены к кембрию. Также ошибочно предполагалось широкое развитие ордовикских отложений на северо-востоке. Значительная часть разреза эффузивных толщ Западной и Центральной Тувы относилась к верхам силура.

Начиная с 1951 г., в Туве широко развернулось среднемасштабное картирование, и к 1956 г. оно в основном охватило всю ее площадь. В западной части Тувы эти работы выполнялись преимущественно геологами ВСЕГЕИ, а в восточной — геологами ВАГТ. Эти исследования проводили: на северо-западе — Г. М. Владимирский, В. Е. Кудрявцев, П. С. Матросов и др., на юго-западе — Г. Г. Бельский, В. В. Волков, Г. И. Иванова и др., в районе хр. Западный Танну-Ола — В. В. Волков,

Г. В. Грушевой, М. В. Занин, Я. С. Зубрилин, П. В. Коростин и другие, в районе хр. Восточный Танну-Ола — В. А. Бобров, А. А. Богомол, Г. М. Владимирский, А. Л. Додин, А. В. Ильин, Г. Н. Лукашев, П. С. Матросов, В. М. Моралев, Г. Н. Шапошников, В. А. Унксов и др., в Тувинской котловине — Г. П. Александров, А. Л. Додин, Я. С. Зубрилин, Г. Н. Лукашев и др., в центральной части Восточной Тувы — В. Б. Агентов, В. В. Архангельская, А. Г. Кац, И. Ф. Пожариский, С. В. Потапов, Я. Д. Шенкман, Ю. В. Чудинов, на северо-востоке — В. А. Благодоров, В. Г. Богомолов, О. П. Брылин, Л. П. Зоненшайн, А. А. Ильичев, Н. Е. Костин, В. Ф. Лиховицкий, А. Л. Лисовский, Г. В. Махин, А. Д. Смирнов и др., на юго-востоке — В. В. Архангельская, А. В. Григорьев, Г. Б. Дехтерев, А. Г. Кац, Я. Д. Шенкман. В Восточной Туве исследованиями руководил Г. А. Кудрявцев, в Западной — Д. В. Вознесенский, В. И. Серпухов, Я. С. Зубрилин.

Завершающими работами по среднемасштабному картированию Тувы явились исследования, связанные с подготовкой к изданию листов Государственной геологической карты. Эти работы были выполнены в период 1957—1962 гг. В. Б. Агентовым, Г. П. Александровым, В. А. Антоновым, В. А. Благодоровым, А. А. Вишневым, В. В. Волковым, Т. С. Гостевой, Я. С. Зубрилиным, А. В. Ильиным, В. Ф. Лиховицким, Г. Н. Лукашевым, Г. В. Махиным, В. М. Моралевым, С. В. Потаповым, Я. Д. Шенкманом, Ю. В. Чудиновым, Н. Н. Херасковым и др.

В процессе этих исследований были выяснены либо уточнены те или иные вопросы геологии региона, недостаточно изученные в процессе геологосъемочных работ. Разработка сводной легенды для листов Государственной геологической карты и связанное с этим структурно-фациальное районирование Тувы было выполнено под руководством Г. А. Кудрявцева.

Как уже отмечалось, исследования, связанные с созданием среднемасштабной геологической карты Тувы, в значительной мере определили современные представления о геологии Тувы, которые и излагаются в настоящем томе «Геология СССР». В начале второго периода были открыты и изучены новые проявления ряда рудных месторождений и стройматериалов. К ним относятся железорудные месторождения Кара-Суг — Чаа-Хольской рудной зоны, а также в нагорье Сангилен и хр. Восточный Танну-Ола и медно-никель-кобальтовые проявления Чиргакского района. Были обнаружены и начали разведываться также полиметаллические месторождения на северо-востоке и юго-западе Тувы, ртутные месторождения в Центральной и Западной Туве. В этот же период продолжалась разведка Актоврацкого месторождения хризотил-асбеста. Была закончена разведка и изучение юрских углей Кызыльского бассейна. Угли этого бассейна оказались высококачественными коксующимися, а запасы их — значительными. В это же время было изучено и разведано несколько месторождений строительных материалов кирпичных глин, песков, строительного камня в районе Кызыла, а также на крайнем западе Тувы. А. Е. Первухина и Н. Я. Дробинина (1955) исследовали карбонатные породы Тувы. Большой вклад в изучение нерудных полезных ископаемых Тувы — асбеста, талька, агальматолита — был внесен В. П. Еремеевым. На базе выявленных месторождений в Туве началось строительство предприятий горнорудной промышленности.

Во второй период производилось также много тематических и других специальных исследований. Так, тематическими работами по стратиграфии докембрия, выполненными в 1956—1958 гг. Ю. М. Шейнманом (1956), А. В. Ильиным и Т. А. Ильиной, было установлено сходство

разрезов докембрия юго-востока и северо-востока Тувы и некоторое отличие от них разреза центральной части востока Тувы.

Стратиграфии кембрийских отложений были посвящены исследования А. Г. Вологодина, И. Т. Журавлевой, Н. С. Зайцева, В. А. Кузнецова, В. П. Маслова, Н. В. Покровской, А. Г. Сивова, а также Г. М. Владимирского, Д. В. Вознесенского, Г. В. Грушевого, Н. А. Задорожной и др. Уже в начале рассматриваемого периода В. П. Масловым (1947, 1949) и В. А. Кузнецовым (1946, 1953) была установлена рифовая природа и «сингенетичность» известняков с вмещающими их эффузивами и терригенными отложениями.

Стратиграфией древних немых отложений северо-запада Тувы занимались В. Е. Кудрявцев и П. С. Матросов, позднее Г. М. Владимирский и М. А. Черноморский (1959), а также Г. П. Александров. Ими было установлено положение этих толщ в общей стратиграфической последовательности (между ордовиком и нижним кембрием) и проведено их расчленение.

Е. В. Владимирская и А. В. Кривободрова в течение длительного времени изучали ордовикские и силурийские отложения Тувы. Е. В. Владимирской (1960) были детально изучены основные разрезы ордовика и силура, а для Западной Тувы установлен ордовикский возраст толщ, которые ранее относились к силуру, проведены послойные сборы фауны, разработана схема расчленения этих отложений. На северо-востоке Тувы картированием и изучением ордовикских и силурийских отложений занимались В. Г. Богомолов (1959), В. А. Благонравов (1957) и др.

Девонским отложениям Тувы были посвящены работы А. И. Левенко (1954, 1955, 1956, 1960), И. М. Варенцова (1955, 1957, 1959), А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченского с участием В. С. Мелешенко (1958, 1959, 1960), Я. С. Зубрилина. Каменноугольные отложения изучались М. И. Грайзером (1959). Девонские отложения были расчленены по схеме, выработанной Н. Н. Предтеченским и А. М. Данилевич, а каменноугольные — по схеме Н. В. Кузнецова и И. Г. Попова.

Детальная стратиграфия и фации юрских угленосных отложений стали известны по работам А. Л. Лосева (1954, 1955), а затем П. П. Тимофеева (1953, 1954, 1955, 1958). Н. С. Зайцевым в 1946 г. впервые были описаны фаунистически охарактеризованные третичные (неогеновые) отложения (1947), что имело большое значение для датировки позднейших событий в геологической летописи Тувы. Стратиграфия четвертичных отложений была разработана благодаря исследованиям И. С. Гудилина и И. Г. Нордеги (1952, 1958 и др.), И. И. Белостоцкого (1958), М. Г. Гросвальда (1957, 1958, 1959 и др.), выполненным в Восточной Туве, а также работам Л. Д. Шорыгиной (1960) и Н. А. Ефимцева (1961) в Западной и Центральной Туве.

Интрузивные породы, широко распространенные в Туве, изучались В. А. Кузнецовым, Г. В. Пинусом, Т. Н. Ивановой, Я. Д. Шенкманом, А. С. Павленко, Д. А. Орловым, В. Е. Кудрявцевым, Р. М. Яшиной, Г. В. Махиным, Н. Е. Костиным, В. С. Кудриным, Л. Н. Леонтьевым, В. П. Еремеевым и др. В. А. Кузнецов и Г. В. Пинус (1948, 1955) впервые установили поясное расположение тел гипербазитов, указали на генетическую приуроченность гипербазитов к зонам глубинных разломов, разделяющих различные по истории геологического развития части Тувы. В. М. Моралевым (1956) на востоке Тувы было отмечено два типа проявлений гипербазитов, различающихся по некоторым признакам, в том числе металлогеническим.

В. А. Кузнецов и Г. В. Пинус (1949) выделили в Туве несколько интрузивных комплексов: докембрийский (эрзинский), кембрийский (таннуольский), ордовикский (чингекатский), девонский (сютхольский),

герцинский (юстыдский). Они указывали, что более древние интрузивные породы располагаются в восточных районах Тувы, испытавших более раннюю консолидацию, а более молодые — в западных. Такая закономерность следовала из общей тектонической концепции В. А. Кузнецова о гетерогенной структуре Тувы, восточные районы которой относятся к более древним складчатым сооружениям. Впоследствии на востоке Тувы были установлены довольно многочисленные молодые (девонские) интрузии, однако общая закономерность в пространственном распределении интрузий разного возраста, намеченная В. А. Кузнецовым и Г. В. Пинусом, остается верной.

В Восточной Туве — грандиозном вместилище разнообразных по возрасту и составу интрузивных пород — Я. Д. Шенкманом (1959) было охарактеризовано несколько интрузивных комплексов.

Щелочные породы, довольно широко развитые в Туве, привлекали внимание многочисленных исследователей. Впервые обнаруженные на северо-востоке еще П. Н. Крыловым (1892 г.), а на юго-востоке А. П. Божинским и А. Г. Кацем в 1945 г., они в дальнейшем детально изучались Р. М. Яшиной (1955, 1957), Н. А. Нечаевой, В. С. Кудриным (1960, 1962), В. М. Моралевым, А. С. Павленко (1959, 1960, 1961 и др.), Н. Е. Костиным (1960). При этом в Туве было установлено множество разновидностей щелочных пород, в том числе и не описанных ранее в мировой литературе.

Таннуольские (кембрийским) гранитоидам были посвящены работы Г. В. Пинуса (1959, 1960), Т. Н. Ивановой (1957, 1958, 1959, 1963), В. П. Еремеева (1949, 1950), Л. Н. Леонтьева (1953) и др. Девонские интрузии (сютхольский или бреньский комплекс) изучались Т. Н. Ивановой, Я. Д. Шенкманом и др.

Силурийские (постсилурийские) интрузии, к которым, видимо, относятся широко развитые на крайнем западе Тувы крупные массивы гранитоидов, изучались В. Е. Кудрявцевым и Т. С. Гостевой. В 50-е годы были произведены многочисленные определения абсолютного возраста интрузивных пород Тувы различными методами (Иванова, Полевая, 1956). Результаты этих определений в общем соответствовали представлениям об относительном возрасте этих образований.

Несмотря на определенные успехи, достигнутые в изучении интрузивного магматизма, многие вопросы, связанные с ним, остались нерешенными. В частности, в восточной половине Тувы широко распространены нижнепалеозойские интрузии. В этом районе известны, с одной стороны, собственно таннуольские гранитоиды, по всей видимости доордовикского возраста (хр. Восточный Танну-Ола), и, с другой, — постордовикские (бассейн р. Систиг-Хем на севере Тувы). Развитые на огромных пространствах Восточной Тувы нижнепалеозойские интрузивные породы, возможно, отвечают двум интрузивным комплексам, которые пока трудно отделить друг от друга (Л. Н. Леонтьев, 1953). В тех же районах Восточной Тувы, где распространены нижнепалеозойские интрузии, имеются проявления сходных по составу девонских гранитоидов. Последние лишь местами доказаны теми или иными косвенными способами, но в большинстве случаев они лишь предполагаются с большей или меньшей вероятностью.

В разработке тектонических проблем по Туве особое место принадлежит В. А. Кузнецову (1952, 1954). Им было высказано представление о том, что тектоническое строение Алтае-Саянской области в целом, и Тувы в частности, весьма неоднородно: он указал, что в пределах Алтае-Саянской области в направлении с востока на запад от Сибирской платформы, в глубь геосинклинальной области, появляются все более молодые складчатые сооружения. Эта идея впоследствии была

воспринята И. И. Белостоцким, Л. П. Зоненшайном, Г. А. Кудрявцевым и другими, и нашла отражение в более детальной схеме тектонического районирования Алтае-Саянской области (1961), составленной указанными исследователями. Вопросами структурно-фациального районирования Тувы занимались В. А. Кузнецов (1948, 1952, 1956), Г. А. Кудрявцев (1960, 1962, 1964), В. А. Унксов (1958, 1961), В. И. Серпухов (1953), Т. Н. Иванова (1961). Некоторые вопросы региональной тектоники Тувы рассматривались также в работах Н. С. Зайцева (1955, 1957), К. А. Клитина (1960), А. И. Левенко (1950) Л. Н. Леонтьева (1956) и других; Г. А. Кудрявцевым была предложена формационная характеристика разрезов палеозойских отложений Тувы (1960).

Для выяснения металлогении Тувы большое значение имели работы Ю. А. Билибина, В. И. Серпухова, Д. В. Вознесенского, В. Е. Кудрявцева и других, которые охарактеризовали последовательные этапы тектономагматизма и минералообразования. В. И. Серпухов дополнил представления Ю. А. Билибина идеей о локализации рудных полей в местах пересечения разновозрастных структур. Впоследствии эту мысль развил В. Е. Кудрявцев (1962). По В. А. Унксову, главные пункты проявления полезных ископаемых в Туве приурочены к разломам, разграничивающим структурно-фациальные зоны (1953, 1958, 1960). В. А. Кузнецов связывал некоторые проявления полезных ископаемых, в частности ртути, с молодой — мезозойской — магматической деятельностью.

Проводившиеся одновременно с геологической съемкой геоморфологические наблюдения, а также использование ранее полученных материалов позволили И. С. Гудилину и И. Г. Нордге впервые составить для всей территории Тувы мелкомасштабную геоморфологическую карту (карта и объяснительная записка к ней опубликованы в 1952 г.).

Несколько иные методы геоморфологического анализа использовал М. Г. Гросвальд, плодотворно работавший в Восточной Туве.

В течение второго периода в Туве проводились также гидрогеологические, инженерно-геологические и геофизические работы. Подземные воды Западной и Центральной Тувы изучала О. М. Гирфанова. На юго-востоке над проблемой водоснабжения пастбищ работал М. И. Глазунов. В бассейне Улуг-Хема, Бий-Хема и Қаа-Хема проводил также работы «Гидропроект» с целью выбора мест для будущих электростанций.

В 1950—1952 гг. значительная часть Тувы была покрыта аэромагнитной съемкой. В 1958—1960 гг. большая часть этой территории была переснята с использованием более совершенного оборудования. На отдельных участках, преимущественно в районе железорудных месторождений (Дургенское и Мугурское), проводились наземные аэромагнитные высокоточные съемки. В некоторых районах Тувы проводились и другие геофизические работы.

В августе 1958 г. в Кызыле состоялось региональное совещание по изучению производительных сил Тувы, где была дана оценка выполненных к тому времени разнообразных исследований и определены наиболее актуальные темы будущих работ.

Дополнительные и более подробные данные относительно истории и результатов изучения тех или иных конкретных вопросов геологии Тувы приводятся ниже в вводных разделах соответствующих глав тома.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Тувинская АССР, расположенная в центре Азии, является типичной горной страной, для которой характерно сочетание высоких горных хребтов и разделяющих их межгорных котловин.

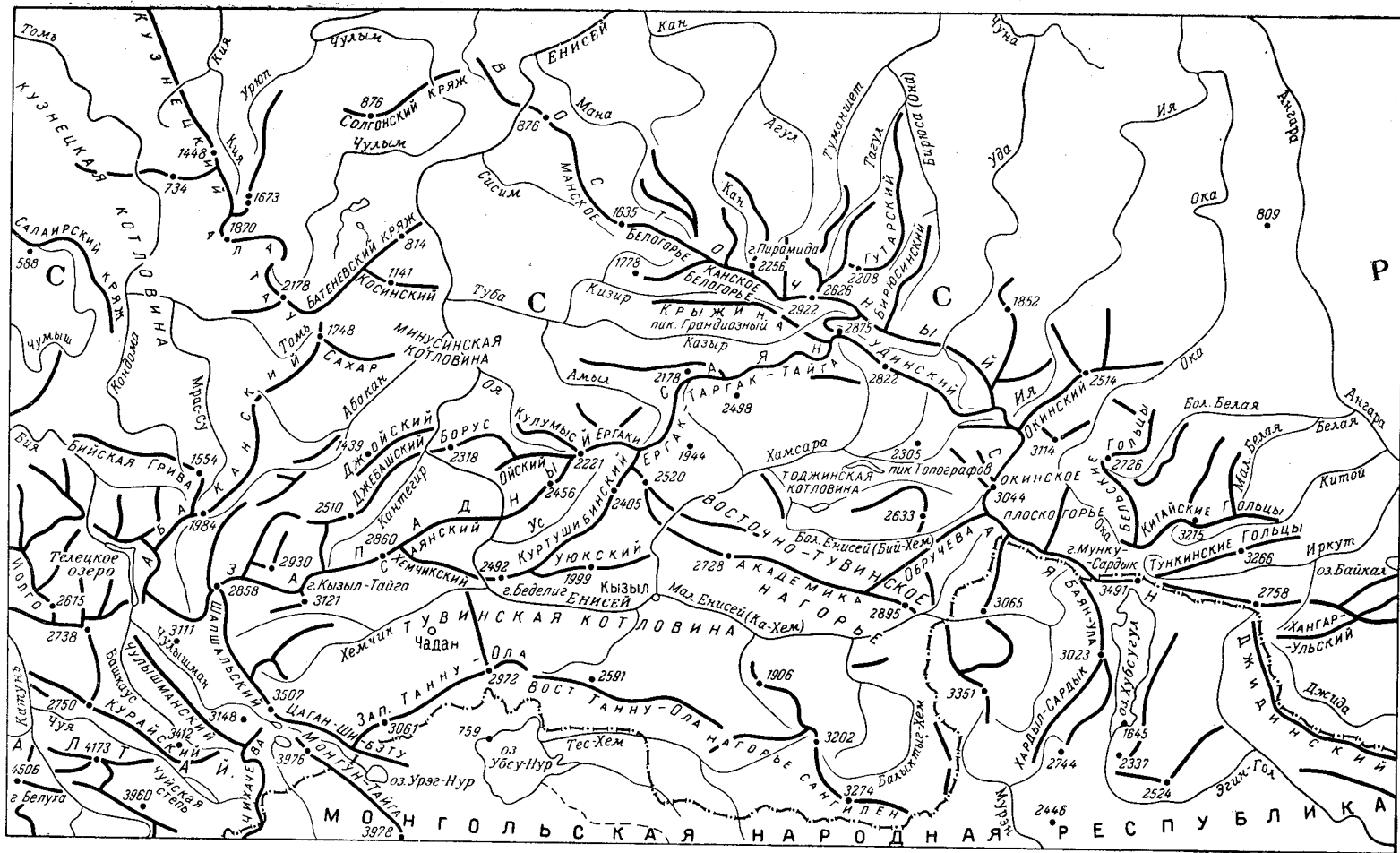
Границы республики на западе, севере и востоке проходят в основном по высоким (до 2500—3000 м) горным хребтам: Чихачева, Шапшальскому, Западному и Восточному Саянам и горам Прихубсугулья (Прикосоголья), отделяющим ее от прилегающих территорий Горного Алтая, Восточной Сибири и Северной Монголии. Только на юге и юго-востоке, следуя вдоль южных отрогов горного массива Мунгун-Тайга, хр. Танну-Ола и нагорья Сангилен, административная граница не совпадает с отчетливо выраженными орографическими рубежами, а проходит по северной окраине бессточных котловин и приподнятым равнинам Монгольской Народной Республики.

Хребты Западный и Восточный Танну-Ола, целиком находящиеся на территории Тувы, являются важным природным рубежом, к северу от которого на всех чертах природы Тувы сказывается сильное влияние Сибири, а к югу — полупустынных пространств Монголии; по этим же хребтам проходит крупный водораздел Евразии: между замкнутыми котловинами Центральной Азии и бассейном р. Енисей, которому, за исключением крайнего юга, принадлежит территория республики.

ОРОГРАФИЯ

По характеру рельефа основная часть территории Тувы отчетливо делится на две части: восточную — горную, охватывающую бассейны двух составляющих Енисея — рек Бий-Хем (Бол. Енисей) и Каа-Хем (Мал. Енисей), и западную, включающую обширную Тувинскую котловину и окружающие ее хребты (Западный Саян, Шапшальский, Цаган-Шибэту, Западный и Восточный Танну-Ола), а также отроги замыкающих ее с востока гор восточной части Тувы (рис. 1). Западная часть Тувы принадлежит к бассейну Улуг-Хема (Верх. Енисей) и его крупнейшего левого притока Хемчика, ниже впадения которого начинается собственно Енисей. На юго-западной окраине республики располагается высокогорный массив Мунгун-Тайга и северная часть хр. Чихачева.

В пределах восточной части республики можно выделить следующие орографические единицы (с севера на юг): юго-западные склоны Восточного Саяна, Тоджинскую котловину, Восточно-Тувинское нагорье, нагорье Сангилен, горы и межгорные котловины Прихубсугулья. По мнению некоторых исследователей, самостоятельным орографическим элементом является обширная котловина бессточного оз. Убса-Нур, большая часть которой находится на территории МНР.



<http://jurassic.ru/>
 Рис. 1. Схема орографии Тувы и сопредельных территорий

Тувинская котловина* протягивается в широтном направлении почти на 400 км от восточных склонов хребта Шапшал на западе до отрогов Восточно-Тувинского нагорья и Сангилен на востоке. Ширина ее колеблется от 25—30 км в западной части до 50—70 км в восточной. Равнинные пространства приурочены в основном к долинам Улуг-Хема и его левого притока — Хемчика. В долинах этих рек, а также в низовьях Бий-Хема и Каа-Хема хорошо развиты террасы нескольких уровней, общая ширина которых достигает 10—15 км. К югу от долины Улуг-Хема широко распространены пологохолмистые пространства. В некоторых местах отроги хребтов Западного и Восточного Танну-Ола и Западного Саяна вклиниваются далеко в пределы котловины, образуя различные мелкосопочные гряды и останцовые массивы с абсолютными высотами до 1200—1500 м. По специфике рельефа и геологического строения внутри Тувинской котловины выделяют две части (также называемые котловинами): Улугхемскую (или Центрально-Тувинскую) и Хемчикскую (или Западно-Тувинскую), разделенные хр. Адарташ, имеющим высоту около 1500 м.

В пределах Улугхемской котловины, являющейся наиболее расширенной частью Тувинской котловины, абсолютные высоты нарастают постепенно к югу — от 470—600 м у долины Улуг-Хема до 600—1000 м вблизи подножия хр. Танну-Ола и резко — к северу: от долины Улуг-Хема, где Куртушибинский хребет, подходя почти вплотную к Улуг-Хему, имеет высоты более 2000 м.

Для южной, большей, части Улугхемской котловины характерен равнинный рельеф, развитый по долинам Улуг-Хема, его важнейших левых притоков (Элегест, Шагонар, Чаа-Холь) в их среднем и нижнем течении, а также в пределах предгорных шлейфов Западного Танну-Ола и тектонической депрессии у подножия Восточного Танну-Ола. Внутри последней располагается оз. Чаготай и долины рек Мажалык и Меджигей.

Значительные площади в пределах котловины заняты мелкосопочными (рис. 2) и низкогорными массивами, высоты которых составляют 1300—1500 м (Бьерт-Даг, Адар-Таш и др.). В юго-восточной части котловины преобладает пологохолмистый рельеф с относительными превышениями до 300 м. Характерны древние широкие сухие долины, ориентированные в северном и северо-западном направлении и небольшие бессточные соленые озера (Чедыр, Хадын, Дус-Холь, Хак и др.), расположенные в наиболее крупных понижениях рельефа. Местами имеются значительные скопления грядовых и бугристых песков, обычно закрепленных травянистой и древесной растительностью (Балгазинский бор).

Хемчикская котловина, расположенная в основном по правобережью среднего течения р. Хемчик, имеет абсолютные высоты от 650 до 1000 м. В долине Хемчика и в нижней части долин его правых притоков (Чадан, Шеми, Чиргакы, Аянгаты и Барлык) преобладает равнинный рельеф. На поверхности террас этих рек встречаются переважаемые и слабозакрепленные песчаные накопления. Более высокие участки представлены обширными конусами выноса (особенно у р. Барлык), предгорными шлейфами, а также мелкосопочными и низкогорными массивами высотой до 1500 м (последние являются сильно расчлененными отрогами Западного Танну-Ола). Северо-западная граница котловины проходит вдоль левобережья р. Хемчик, по линии ясно выраженного в рельефе тектонического уступа.

* В прежней географической и геологической литературе она известна как Урянхайская или Верхне-Енисейская котловина.

Западный Саян. В пределах Тувы располагаются южные склоны Главного водораздельного хребта Западного Саяна, его юго-восточного отрога — хр. Хемчикского и хр. Куртушибинского, являющегося продолжением Хемчикского хребта к востоку от долины Енисея.

Главный водораздельный хребет Западного Саяна начинается в верховьях р. Мал. Абакан. Вначале он называется хр. Саладжер, затем Сайлыгхем-Тайга, а от верховьев р. Кантегир — собственно Саянским хребтом. Высоты его составляют 2200—3000 м*. Гребневая часть хребта обычно имеет альпийский облик. Вершины, имеющие меньшие

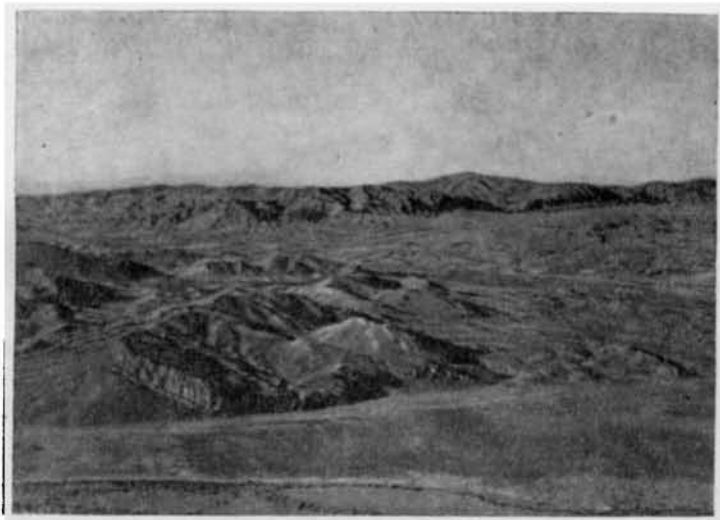


Рис. 2. Мелкосопочник на северной окраине Тувинской котловины. Урочище Кызыл-Чира

абсолютные высоты (менее 2500 м), более сглажены, нередко куполовидны. В истоках Устю-Ишкина, Ак-Суга и Алаша много ледниковых озер; крупнейшим из них является подпруженное конечной мореной оз. Кара-Холь, достигающее длины 11 км при ширине до 1,5 км.

В бассейнах левых притоков Хемчика (Алаш, Ак-Суг, Устю- и Алды-Ишкин) южные склоны хребта, постепенно снижаясь до 1500—1000 м, приобретают среднегорный облик**, однако отдельные гольцовые вершины достигают здесь высоты более 2000 м. Вблизи южной окраины среднегорья, круто обрывающегося к долине среднего течения р. Хемчик, располагается оз. Сют-Холь.

Водораздельные части Хемчикского и Куртушибинского хребтов выровнены, нередко имеют гольцы высотой более 2000 м (горы Хор-Тайга — до 2557 м). Склоны хребтов сильно расчленены речными долинами и имеют типичный среднегорный облик.

Куртушибинский хребет, протягивающийся в северо-восточном направлении, в верховьях рек Ус и Амыл вновь соединяется с Главным хребтом***, образуя таким образом дугу, выпуклую к юго-востоку. От западной оконечности Куртушибинского хребта в свою очередь отходит

* Наивысшая точка Западного Саяна — гора Кызыл-Тайга (3121 м) находится южнее Главного водораздела, в бассейне р. Ак-Суг.

** Многими исследователями эта часть южного склона Западного Саяна выделяется под названием Алашское плато.

*** Здесь он носит название хр. Ергаки.

почти в широтном направлении хр. Уюкский*, доходящий на востоке до долины Бий-Хема. Высоты этого хребта составляют 1800—2000 м (наивысшая точка — гора Беделиг — 2492 м). Между Куртушибинским и Уюкским хребтами располагается небольшая Турано-Уюкская котловина с абсолютными высотами от 600 до 1000 м. В ее центральной части находится оз. Белое.

От истоков р. Ус Главный водораздельный хребет Западного Саяна носит название Ергак-Таргак-Тайга. Последний протягивается до верховьев р. Казыр, смыкаясь в районе пика Триангуляторов с системой хребтов Восточного Саяна.



Рис. 3. Альпийские формы рельефа (кары и трог) в горах Шапшальского хребта. Фото Н. А. Ефимцева

Хребет Ергак-Таргак-Тайга в юго-западной части имеет среднегорный характер с высокими 1800—2000 м, а в верховьях рек Амыл и Систиг-Хем понижается почти до 1000 м**. Это наиболее суженная и наиболее низкая часть всей системы Западного Саяна.

Далее к востоку Главный водораздельный хребет протягивается в широтном направлении, высоты его возрастают до 2500—2600 м, а его рельеф приобретает резко расчлененный характер, и появляются яркие следы древнего оледенения.

Шапшальский хребет. Шапшальский хребет примыкает к Западному Саяну и Хемчинской котловине с запада. Восточный склон хребта, расположенный в пределах Тувы (более длинный, чем западный), сильно изрезан долинами Хемчика и его притоков. Гребневая его часть высотой на юге до 3614 м имеет альпийский характер (рис. 3), в северной части водоразделы более выровненные (высоты 2800—2900 м), с большим количеством ледниковых озер, из которых крупнейшими являются Иери-Холь (в истоках р. Монагы). Многочисленны следы древнего оледенения (кары, троговые долины и другие формы). На восточных скло-

* Иногда неправильно называемый хр. Бура.

** Здесь располагается один из наиболее удобных горных перевалов, издавна используемый для прохода из Минусинской котловины в Туву.

нах в пригребневой части хребта имеются небольшие долинно-каровые и висячие ледники, общая площадь которых, по данным Н. И. Михайлова (1961), достигает 10,85 км².

Цаган-Шибэту. Хребет Цаган-Шибэту является прямым продолжением Шапшальского хребта, образуя с ним единую, слабо выпуклую на юго-запад дугу. Это — узкий, глубокорасчлененный хребет с абсолютными высотами до 3500 м и относительными до 2500 м. Островершинные водоразделы чередуются с глубоковрезанными долинами, местами имеющими форму трогов; в верховьях некоторых рек имеются кары (главным образом на западе). На юге хребет круто обрывается



Рис. 4. Высшая точка Тувинской АССР — гора Мунку-Хайрхан-Ула (3976 м)

к долине р. Каргы; с севера к Цаган-Шибэту примыкает гранитный массив Чараш-Тайга с хорошо сохранившимися следами оледенения. Как и хр. Танну-Ола, хр. Цаган-Шибэту является водоразделом рек бассейна Енисея и бессточных котловин Монголии.

Мунгун-Тайга и северная часть хребта Чихачева. Эти массивы занимают крайнюю юго-западную часть республики и по своим природным особенностям ближе Алтаю, нежели Туве.

Мунгун-Тайга наиболее высокий горный массив Тувы, достигающий высоты 3976 м (рис. 4). Вершина покрыта фирновыми полями и ледниками, площадь которых, по подсчетам Н. А. Ефимцева (1958) составляет около 18 км². Вдоль юго-западного края массива проходит широкая долина р. Моген-Бурен с многочисленными озерами. У подножия северо-западного склона Мунгун-Тайги лежит крупное моренно-подпрудное оз. Киндиктиг-Холь (Хиндиктиг-Холь) с двумя гористыми островами высотой до 150 м.

Северная часть хр. Чихачева, расположенная к западу от Мунгун-Тайги, протягивается в меридиональном направлении. Водоразделы носят выровненный характер, достигая высоты 3280 м. Имеются следы древнего оледенения.

Горы Западного и Восточного Танну-Ола. По южной окраине республики широкой дугой протягиваются хребты, замыкающие с юга Тувинскую котловину. Наибольшей высоты — 3061 м — они достигают

в западной части, на стыке с Цаган-Шибэту. Относительные превышения гор над днищами Тувинской и Убсанурской котловины, достигают до 1500—2000 м. Среди них по своим орографическим особенностям (главным образом, по простираению) отчетливо выделяются два хребта— Западный и Восточный Танну-Ола, граница между которыми проходит в верховьях р. Элегест.

Западный Танну-Ола (рис. 5) протягивается в северо-восточном направлении от верховьев р. Барлык к верховьям р. Элегест, постепенно понижаясь от 3000 до 2500 м. Хребет имеет слабоволнистые



Рис. 5. Хребет Западный Танну-Ола. Вид южного склона со стороны Убсанурской котловины. Фото В. П. Маслова

водораздельные пространства, над которыми возвышаются отдельные округлой формы или сильно расчлененные гольцовые массивы (последние преобладают в западной части, где они нередко несут следы древнего оледенения).

Северные склоны, сильно расчлененные долинами левых притоков Улуг-Хема, снижаются постепенно, однако местами они резко отделены от Тувинской котловины узкой полосой тектонических депрессий (например, междуречье среднего течения Торгалыка и Чаа-Холя). Южные склоны более круты. Между хребтом и Убсанурской котловиной местами протягивается полоса низкогорного рельефа, отделенная от основного массива хребта продольной тектонической ложбиной. Низкогорные массивы, круто спускающиеся к котловине, в нижней части покрыты мощными делювиально-пролювиальными шлейфами и аллювиально-пролювиальными конусами выноса.

Восточный Танну-Ола простирается в северо-западном и отчасти широтном направлении, заканчиваясь на востоке в районе верховьев р. Шурмак. Высоты его меньше, чем Западного Танну-Ола, и обычно не превышают 2500 м. Отличительной чертой рельефа вершинной части является наличие больших площадей древних выровненных поверхностей, а также существование крупных продольных депрессий, разделяющих хребет на отдельные гольцовые гряды. Депрессии имеют равнинный, слаборасчлененный рельеф. Наиболее значительной из них

является депрессия оз. Кара-Холь; она расположена на высоте 1500—1600 м.

У подножия северо-западного склона хребта по правобережью среднего течения р. Элегест располагается пониженное пространство, поверхность которого сложена пролювиально-делювиальными шлейфами и конусами выноса рек, стекающих с северных склонов; восточнее находятся равнины Меджигейского и Чаготайского грабенных, также частично перекрытые конусами выноса рек и пролювиально-делювиальными шлейфами.

На южном склоне выделяется продольная тектоническая депрессия верхнего течения р. Деспен, отделенная от котловины оз. Убса-Нур (Убсанурской), крутыми низкогорными массивами.

Убсанурская котловина. Северная окраина этой котловины имеет равнинную поверхность в пределах долины р. Тес-Хем и вблизи оз. Убса-Нур. По мере приближения к Танну-Ола и Сангилену равнина становится более расчлененной, а ее высота возрастает от 750 до 1000 м. Естественной границей между котловиной и прилегающими к ней с севера хребтами является граница предгорных пролювиально-делювиальных шлейфов и конусов выноса рек, стекающих с этих хребтов.

Река Тес-Хем и низовья ее правых притоков, стекающих с Сангилены и Восточного Танну-Ола, имеют широкие террасы. В низовьях долина р. Тес-Хем заболочена.

Северная окраина котловины подразделяется на следующие части: а) западную (от долины р. Саглы до долины р. Ирбитей) — наиболее узкую, непосредственно примыкающую к оз. Убса-Нур; б) центральную (от долины р. Ирбитей до хр. Ахир-Ула) — занятую низовьями р. Тес-Хем и предгорными шлейфами и конусами выноса ее правых притоков и в) восточную (к востоку от хр. Ахир-Ула), где наряду с равнинными участками встречаются небольшие останцовые хребты и массивы, в том числе хр. Ахир-Ула (высотой до 1610 м).

На северо-востоке котловины имеются несколько мелких соленых озер (Шара-Нур и др.) и крупное пресное озеро Тере-Холь. По левобережью р. Тес-Хем и к юго-востоку от оз. Тере-Холь широко развиты скопления подвижных песков (Цугэр-Элисс, Эдер-Элезин), являющихся частью обширного песчаного массива Бориг-Дэль (на территории МНР).

Нагорье Сангилен. Нагорье Сангилен, занимающее юго-восточную часть республики, является водоразделом рек Каа-Хем и Тес-Хем. На западе, в верховьях р. Шурмак, оно примыкает к Восточному Танну-Ола, на востоке — к меридионально вытянутым хребтам Прихубсугулья. Его высоты доходят до 3274 м. Рельеф характеризуется чередованием плосковерхих гольцов и альпийских массивов (Хорумнуг-Тайга, Сын-Тайга, Анджан-Хорум и др.), приуроченных к центральной части нагорья. Южные склоны глубоко расчленены на ряд боковых отрогов. Северные склоны обычно более пологие, постепенно понижаются к широтному отрезку р. Каа-Хем. Междуречья имеют здесь уплощенный характер, поднимаясь до высоты 1800—2300 м*. Системой небольших межгорных впадин и котловин: Улуг-Шивейской, Тарбагатайской и Терехольской, вытянутых с северо-запада на юго-восток, нагорье Сангилен отделяется от Восточно-Тувинского нагорья. Наибольшей из этих впадин является Терехольская, расположенная в бассейне Балыктыг-Хема на высоте около 1300 м; в ее юго-западной части находится оз. Тере-Холь.

* Эта территория выделяется некоторыми исследователями (Обручев, 1955; Кушев, 1957) под названием Каахемского нагорья.

Горы Прихубсугуля. В отличие от большинства орографических элементов Тувы горные хребты Прихубсугуля и разделяющие их межгорные котловины вытянуты в меридиональном направлении, параллельно оз. Хубсугул. Такая их ориентировка обусловлена меридиональным простираем основных геологических структур, и прежде всего линий дизъюнктивных дислокаций. В рельефе преобладают альпийские формы, склоны глубоко расчленены речными долинами. Высоты хребтов составляют 2600—2700 м, а расположенные непосредственно у их подножия Тайрисккая и Бусинская котловины лежат соответственно на высотах 2000 и 1400 м (последняя находится почти полностью на территории МНР). К линиям тектонических разломов приурочены многочисленные выходы горячих минеральных источников (Тайрисин-Аржан, или Южный Аржан, и Уш-Бельдир, или Северный Аржан). Тайрисккая котловина имеет менее четкие границы, чем Бусинская, представляющая собой узкий грабен (10—15 км), по днищу которого протекает р. Бусин-Гол (левый приток Кызыл-Хема).

Восточно-Тувинское нагорье. Восточно-Тувинское нагорье, выделенное в 1938 г. З. А. Лебедевой, занимает обширное водораздельное пространство между реками Бий-Хем и Каа-Хем и является важнейшей орографической единицей Восточной Тувы*. В западной части нагорья выделяются южная цепь хребтов (Донгул-Тайга, Хертеш-Тайга, Ат-Чолдуг-Тайга, Тумат-Тайга, имеющие высоты до 2728 м) и северная (Оттуг-Тайга и Таскыл высотой до 2682 м), между которыми на высоте 1500—1700 м располагается котловина Улуг-О**. Восточная часть нагорья более монолитна и постепенно повышается в юго-восточном направлении, достигая 2895 м.

Морфология нагорья характеризуется сочетанием глубоко расчлененного высокогорного рельефа (со следами древнего оледенения в виде каров и троговых долин) и среднегорного с пологоволнистыми пространствами древних поверхностей выравнивания. Северные склоны, обращенные к долине Бий-Хема, более пологие, чем южные, круто падающие к долине Каа-Хема. Долина последнего в пределах нагорья глубоко врезана, имеет отвесные берега, сложенные толщами молодых базальтов.

В пределах нагорья на высоте около 1200 м находится Серлигхемская котловина с рядом озер ледникового происхождения, а на высоте 1400 м — выполненная ледниковыми отложениями Белинская котловина (среднее течение р. Белин).

Тоджинская котловина. Тоджинская котловина — крупнейшая межгорная впадина в восточной части Тувы — расположена между Восточно-Тувинским нагорьем и хребтами Восточного Саяна. Длина ее около 150 км, ширина 50—75 км. Днище котловины расположено на высотах от 850 (на западе) до 2000 м (на востоке).

Рельеф большей частью холмистый, местами среднегорный; на западе равнинный. Ярко выражены ледниковые и водно-ледниковые аккумулятивные формы: морены, зандры и др. Имеются термокарстовые формы рельефа. Гидрографическая сеть (Хамсара, Ий-Хем, Азас и др.) включает большое число озер ледникового и тектонического про-

* Северо-западное окончание нагорья переходит на правобережье Бий-Хема (хр. Таскыл). В месте пересечения хр. Таскыл с р. Бий-Хем находится крупный Хутипский порог. Юго-восточное окончание нагорья переходит на левобережье Каа-Хема, приближаясь вплотную к горам Прихубсугуля.

** Все перечисленные хребты, как и расположенные восточнее хребты Ондут-Тайга и Орангы-Ула (Орангы-Тайга), по предложению С. В. Обручева были объединены в 1953 г., под названием хребет Академика Обручева.

исхождения (Тоджа, Маны-Холь, Нойон-Холь (Улуг-Холь) и др. В плейстоцене котловина почти целиком была заполнена ледниками.

Восточный Саян. В пределах Тувы находятся только южные склоны восточной части Восточного Саяна, начиная от верховьев р. Кижигем на западе, где Восточный Саян примыкает к хребту Ергак-Таргак-Тайга, до верховьев р. Белим, где к Восточному Саяну с юга подходят хребты Прихубсугуля. Главный водораздел Восточного Саяна на участке от Ергак-Таргак-Тайги до верховьев Дотота простирается с северо-запада на юго-восток, достигая высоты 2875 м. Рельеф гребневой части резко расчлененный, высокогорный с хорошо сохранившимися ледниковыми формами (троги, кары и озера). Южные склоны, понижающиеся уступами к Тоджинской котловине, сильно расчленены правыми притоками Хамсары. На этом участке хребет носит название Удинского.

От верховьев р. Дотот до перевала Тонгыс-Дабан главный водораздел имеет субмеридиональное направление, а далее следует на юго-восток, выходя за пределы Тувы. Высота его на этом участке достигает 3044 м. Особого наименования на субмеридиональном участке водораздельный хребет не имеет. В целом вся система хребтов, образующих главный водораздел Восточного Саяна, от его северо-западной оконечности до районов Прибайкалья многими исследователями называется Большим Саяном.

Как для восточного, так и для западного склонов водораздельного хребта на его меридиональном участке характерен относительно выровненный рельеф. Местами (в верховьях Бий-Хема и Хамсары) эта выровненность подчеркнута широким развитием базальтовых покровов.

К зонам тектонических разломов приурочены выходы минеральных источников, из которых наиболее известными является группа источников (до 30) долины Изиг-Суг. Повсеместно развиты следы древнего оледенения, а в истоках Хамсары и Бий-Хема (массив Хончаар и пик Топографов) имеется до 20 небольших ледников, из которых шесть общей площадью 2,7 км² расположены на территории Тувы (Гросвальд, 1962; Томилов, 1962). Широко вытянутые отроги Восточного Саяна, отходящие от главного водораздела, — Дототская цепь, Барас-Тайга, Улу-Арга, Куу-Тайга и другие — представляют собой сильно расчлененные цепи высотой 2000—2500 м*.

КЛИМАТ

Отдаленность Тувы от морей и океанов, отгороженность от соседних территорий с запада, севера и востока крупными горными хребтами, а также общий высокий уровень поверхности при сложном ее расчленении обуславливают не только резко континентальный характер климата, но и его значительное разнообразие. Средние годовые температуры в горах повсеместно отрицательны (—4°, —6° и ниже). Характерны значительные колебания (особенно весной и осенью) температуры воздуха на протяжении суток.

Зима длинная и холодная, малоснежная в котловинах и с умеренным количеством снега в горах. Средняя температура января колеблется от —25° до —35°, абсолютный минимум достигает —60°. Ввиду того, что снежный покров в Тувинской и Убсанурской котловинах имеет мощность 20—30 см, почва здесь иногда промерзает на глубину до 3 м.

Лето умеренно теплое в горах, жаркое и засушливое в Тувинской и особенно Убсанурской котловинах. Средняя температура июля 17—20°,

* С. В. Обручев предложил называть всю территорию между реками Бий-Хем и Хамсара Бийхемским плоскогорьем (1955).

максимальная до 40°. В северо-восточной части области лето более дождливое, а зима более снежная (толщина снежного покрова 1 м и более).

Весна и осень короткие и сухие. Вследствие резкого подъема температуры воздуха и малой относительной влажности снег в котловинах полностью сходит к концу апреля; в горах он обычно стает в мае — июне. Многолетняя мерзлота в котловинах Центральной Тувы отсутствует.

Годовое количество осадков в межгорных котловинах колеблется от 150 до 300 мм, а в горах обычно составляет 400—600 мм. Несмотря на повсеместно выраженный максимум осадков в июле и августе (40—100 мм за месяц) земледелие в большинстве котловин требует искусственного орошения.

Наибольшее количество осадков (до 800 мм) выпадает в северо-восточной Туве, куда влажные воздушные массы проникают через относительно пониженную и суженную часть Западного Саяна (в верховьях рек Амыл и Систиг-Хем).

Анализ различий природных условий в целом по республике позволяет выделить здесь три основных ландшафтно-климатических пояса: 1) пояс межгорных котловин и низкогорья (от 500 до 1000—1250 м над уровнем моря); 2) среднегорный пояс (от 1000—1250 до 1900—2000 м); 3) высокогорный пояс (свыше 2000 м).

Пояс межгорных котловин и низкогорья. Для характеристики климата этого пояса приведены показатели (табл. 1 и 2) метеорологических станций, расположенных в Турано-Уюкской (Туран), Тувинской (Чадан, Кызыл, Сарыг-Сеп) котловинах и в северной части Убсанурской котловины (Эрзин).

Климат межгорных котловин и низкогорья характеризуется наибольшей континентальностью, наименьшим количеством осадков, максимальным количеством тепла и, следовательно, наибольшей сухостью.

Таблица 1

Средняя месячная температура воздуха, °С

Название станций	Период наблюдений	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь
Туран	1948—1957	—32,8	—29,3	—18,5	—2,3	8,2	14,8
Чадан	1946—1957	—32,3	—28,1	—16,0	1,6	11,1	16,8
Кызыл	1916—1917, 1944—1957	—33,9	—30,1	—18,3	0,9	11,0	17,7
Сарыг-Сеп (Знаменка)	1948—1957	—34,3	—30,6	—19,7	—1,2	9,8	15,7
Эрзин	1949—1957	—35,3	—32,1	—21,8	—3,3	9,4	16,3

Название станций	Период наблюдений	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Год
Туран	1948—1957	17,1	14,0	7,4	—1,3	—15,6	—28,9	—5,6
Чадан	1946—1957	18,5	15,6	8,7	—0,8	—14,8	—27,4	—3,9
Кызыл	1916—1917, 1944—1957	19,9	16,9	9,7	0,2	—14,5	—29,3	—4,2
Сарыг-Сеп (Знаменка)	1948—1957	17,9	15,1	8,1	0,0	—15,2	—29,9	—5,4
Эрзин	1949—1957	18,0	15,7	9,0	—0,2	—14,5	—29,8	—5,7

Таблица 2

Среднее месячное и среднее годовое количество осадков, мм

Название станций	Период наблюдений	Месяцы												Год
		Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	
Туран	1948—1957	10	7	6	8	26	48	65	61	30	8	18	14	303
Чадан	1945—1957	4	4	5	5	9	41	47	64	17	8	9	6	214
Кызыл	1943—1957	9	5	4	4	10	33	52	48	22	6	10	11	221
Сарыг-Сеп (Знаменка)	1948—1957	9	7	9	10	24	50	68	58	29	15	15	12	214
Эрзин	1948—1957	5	5	7	4	12	30	49	36	14	8	9	8	187

Ливневый характер летних осадков при почти полном отсутствии древесной растительности нередко приводит к значительной эрозии почв и образованию многочисленных зачаточных форм эрозионного рельефа (рытвин, промоин и т. п.). Небольшие реки, превращающиеся в бурные потоки, выносят значительное количество грубообломочного материала, отлагающегося в виде конусов выноса по окраинам котловин. Ливневые дожди, несомненно, играют существенную роль при образовании различных форм аккумулятивного рельефа.

Большое значение имеет также ветровая эрозия почв, связанная главным образом с сильными ветрами северо-западных направлений, дующих главным образом весной в Тувинской котловине. Эти ветры, носящие характер фенов, начинаются обычно внезапно и в течение 1—2 часов (а иногда и более) поднимают значительные массивы пыли и песка, перевекая плохо закрепленные растительностью дюнные накопления.

Среднегорный пояс занимает наибольшую (более половины) площадь на территории республики. Границы его совпадают с границами лесного пояса.

В целом для этого пояса по сравнению с предыдущим характерны: (табл. 3 и 4) меньшая континентальность (более мягкая зима и более прохладное лето), большее количество осадков, большая облачность и влажность, заболоченность (при наличии значительных площадей

Таблица 3

Средняя месячная температура воздуха, °С

Название станций	Период наблюдений	Месяцы						Год
		Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	
Тора-Хем Чиргаланды	1945—1957	—28,5	—24,9	—14,5	—2,0	5,9	12,8	
	1946—1957	—28,3	—24,1	—14,6	—3,3	4,8	11,5	

Название станций	Период наблюдений	Месяцы						Год
		Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	
Тора-Хем Чиргаланды	1945—1957	14,9	12,1	4,7	—3,4	—15,7	—26,5	—5,4
	1946—1957	12,9	10,6	3,8	—3,9	—15,6	—26,0	—6,0

Таблица 4

Среднее месячное и среднее годовое количество осадков, мм

Название станций	Период наблюдений	Месяцы						Июнь
		Январь	Февраль	Март	Апрель	Май		
Тора-Хем Чиргаланды	1945—1947	10	6	4	11	24	55	
	1946—1957	5	6	5	15	35	64	

Название станций	Период наблюдений	Месяцы						
		Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Год
Тора-Хем Чиргаланды	1945—1947	66	60	32	10	10	12	300
	1946—1957	67	53	27	14	9	10	313

выровненного рельефа) и «острова» многолетней мерзлоты в рыхлых отложениях речных долин и на склонах северной экспозиции (наиболее развита многолетняя мерзлота в северо-восточной Туве). Зима здесь на 1,5—2 месяца продолжительнее, чем в низкогорье, но менее сурова. Лето более короткое, прохладное и влажное. Оно продолжается с середины июня до середины августа, но заморозки возможны в течение всего теплого периода. Дожди бывают более продолжительными; многие, даже небольшие, реки во время этих дождей становятся труднопроходимыми вброд.

Высокогорный пояс отличается наиболее суровым климатом. Теплый период года продолжается здесь не более 4—5 месяцев, остальные месяцы приходятся на длинную и суровую зиму. Снег стаивает только в начале—середине июля, а уже в конце августа—начале сентября вновь начинается образование сезонного снежного покрова*. Талые воды являются источниками питания рек в течение всей первой половины лета. Малое испарение обуславливает обилие влаги и сильную заболоченность пояса высокогорья. Широко распространена многолетняя мерзлота.

В связи с тем, что на большей части территории Тувы снеговая граница лежит на высоте почти 3000 м и выше, современные небольшие долинно-каровые и висячие ледники имеются только в пределах наиболее высоких горных массивов и хребтов: Монгун-Тайга и Шапшал. На северо-востоке Тувы высота снеговой границы понижается приблизительно до 2500 м; на соответствующей высоте здесь располагаются и небольшие современные ледники, встречающиеся в истоках Хамсары и Кижы-Хема.

РЕКИ И ОЗЕРА

Главными водными артериями Тувы являются Улуг-Хем (Верх. Енисей) протяженностью 191 км и две его составляющих на востоке — реки Бий-Хем (Бол. Енисей) протяженностью 560 км и Каа-Хем (Мал. Енисей) протяженностью 680 км, а на западе — крупный левый приток Хемчик (310 км).

* В пределах высокогорья эпизодически снег может выпадать и в течение теплого времени года. В затененных местах и в понижениях рельефа на подветренной стороне даже в августе можно встретить пятна «перелетовывающего» снега.

Бассейну р. Бий-Хем (рис. 6), берущей начало на склонах Восточного Саяна, принадлежат все реки северо-восточной части Тувы с наиболее значительными левыми притоками: Серлиг-Хем и Улуг-О (114 км), и правыми: Баш-Хем и Тора-Хем (198 км, включая оз. Тоджа и р. Азас), Ий-Хем (108 км), Хамсара (311 км), Систиг-Хем (125 км), Уюк (150 км). Несмотря на меньшую по сравнению с Каа-Хемом длину, Бий-Хем является более водоносной рекой (60% стока Улуг-Хема), так как в его бассейне выпадает большее количество осадков, чем в бассейне Каа-Хема. Река Каа-Хем фактически берет свое начало в Дархатской котловине (на территории МНР), где эта река известна под

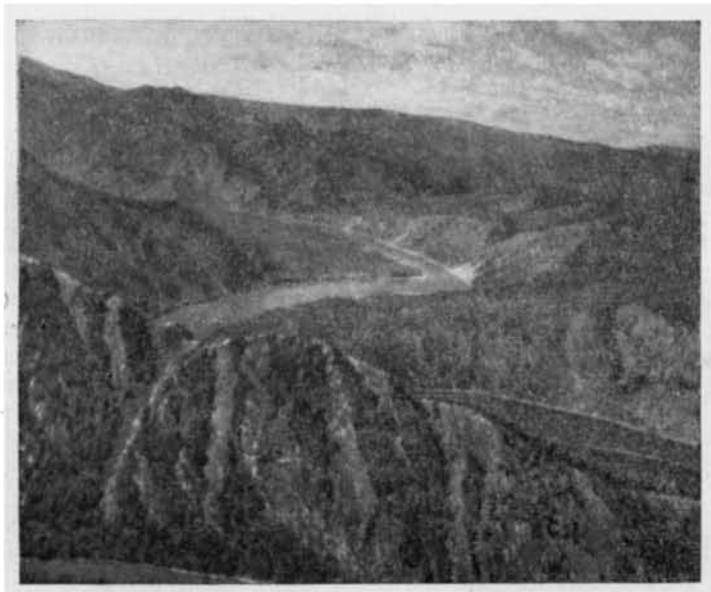


Рис. 6. Река Бий-Хем (Бол. Енисей) в пределах Восточно-Тувинского нагорья

названием Шишхид-Гол (а затем Кызыл-Хем), хотя на географических картах в качестве верховьев Каа-Хема обычно показывается река, стекающая с нагорья Сангилен и носящая в своем верхнем течении название Балыктыг-Хем. Каа-Хем протекает в горах юго-восточной Тувы, а от устья левого притока р. Бурен (Брень) выходит в Тувинскую котловину и течет вдоль ее северного борта, вплоть до слияния с Бий-Хемом у г. Кызыла. Основными притоками являются впадающие слева реки Балыктыг-Хем (229 км), Улуг-Шивей (109 км) и Бурен (156 км).

Улуг-Хем является наиболее мощной рекой Тувы, текущей по северной окраине Тувинской котловины от Кызыла до впадения левого притока — р. Хемчик, а затем круто поворачивающей на север и прорезающей горные хребты Западного Саяна. Русло Улуг-Хема часто разбивается на рукава и притоки, блуждающие по широкому дну долины. Впадающие в него реки, как правило, невелики (40—60 км) и маловодны; более крупные левые притоки, берущие начало с северных склонов Танну-Ола: Элегест (178 км) и Чаа-Холь (90 км), а также Хемчик, берущий начало на восточном склоне Шапшала. Бассейну Хемчика, дренирующего западную часть Тувинской котловины, принадлежат реки, стекающие с южного склона водораздельного хребта Западного Саяна, восточного склона Шапшала и северного склона

Сроки вскрытия

Название станции (поста)	Название реки	Период наблюдений	Вскрытие (начало весеннего ледохода)		
			среднее	раннее	позднее
Кызыл	Улуг-Хем	1926—1957 гг.	29/IV	18/IV	17/V
Пестуновка	Шагонар	1948—1957 гг.	—	—	—
Элегест	Элегест	1948—1957 гг.	19/IV	3/IV	26/IV
Тора-Хем	Бий-Хем	1945—1957 гг.	2/V	23/IV	10/V
Усть-Каргы	Каргы	1947—1957 гг.	2/V	18/IV	10/V
Сизим	Сизим	1945—1957 гг.	—	—	—

Западного Танну-Ола. Длина их обычно колеблется от 60 до 100 км, иногда достигает 202 км, например, р. Алаш (от истока р. Кара-Холь). Из правых притоков наиболее крупными являются Барлык (120 км), Чиргакы (95 км) и Чадан (98 км). Реки бессточных впадин МНР с озерами Ачиту-Нур и Урэг-Нур, берущие начало в Монгун-Тайге и Цаган-Шибэту, принадлежат Туве только в своем верхнем и среднем течении. Они отличаются маловодностью и резким колебанием расходов. Главными из них являются реки Моген-Бурень (из 140 км — в Туве 75 км), впадающая в Ачиту-Нур, и Каргы (из 100 км — в Туве около 56 км), впадающая в Урэг-Нур.

Наиболее значительной рекой северной части Убсанурской котловины является р. Тес-Хем, образующая при впадении в оз. Убса-Нур обширную дельту. Общая длина реки 770 км (из них — в Туве 375 км); наиболее значительным притоком является Эрзин с Нарыном, стекающим с южных склонов нагорья Сангилен. Кроме р. Тес-Хем, в оз. Убса-Нур впадают реки Торгалык и Саглы, начинающиеся на южном склоне Западного Танну-Ола. Большинство же рек южных склонов Танну-Ола и Сангилена не доносят своих вод ни до Убса-Нура, ни до Тес-Хема.

Режим основных рек Тувы определяется континентальностью климата и горным характером рельефа. Основную массу воды (около 70—80% годового стока) реки получают за счет весенне-летнего таяния снежного покрова в среднегорном и высокогорном поясах (весенне-летнее половодье), а также за счет летних осадков, вызывающих в отдельные годы сильные паводки. Реки, протекающие через крупные озера (особенно в пределах Тоджинской котловины), отличаются более равномерным режимом стока. Важным регулятором стока рек среднегорного пояса являются также леса.

Для Улуг-Хема имеются достоверные данные о расходе воды у Кызыла. Средний многолетний расход здесь равен 970 м³/сек, в маловодные годы он падает до 800 м³/сек и ниже, а в многоводные увеличивается до 1350 м³/сек.

В табл. 5 приводятся данные наблюдений о сроках вскрытия и замерзания Улуг-Хема (около Кызыла) и его притоков: Шагонар и Элегест, а также Бий-Хема и двух рек в бассейне Каа-Хема: Каргы и Сизим (Мизин).

Реки Тувы имеют горный характер (рис. 7) и обладают большими запасами гидроэнергии. Потенциальная мощность их не менее 8—10 млн. квт. Наиболее благоприятными местами для сооружения ГЭС являются: нижний участок Бий-Хема, долина Енисея на границе Тувы с Хакассией (вероятное место сооружения Саянской ГЭС), нижнее

Таблица 5

и замерзания рек

Очищение ото льда			Замерзание (начало ледостава)		
среднее	раннее	позднее	среднее	раннее	позднее
10/V	25/IV	24/V	20/XI	11/XI	1/XII
28/IV	16/IV	14/V	12/XI	5/XI	22/XI
1/V	20/IV	14/V	22/XI	14/XI	28/XI
9/V	29/IV	17/V	22/XI	15/XI	15/XII
7/V	23/IV	18/V	28/X	21/X	13/XI
29/IV	23/IV	16/V	9/XI	30/X	17/XI

течение Хемчика и р. Тес-Хем. Воды многих средних и малых рек используются для орошения. На р. Тес-Хем имеется инженерная оросительная система.



Рис. 7. Река Айлыг — одна из типичных горных рек Восточной Тувы. Фото Ю. М. Шейнманна

В Туве насчитывается около 100 значительных озер общей площадью около 370 км². Особенно много озер, главным образом ледникового и ледниково-тектонического происхождения, в Тоджинской котловине (Тоджа, или Азас, Маны-Холь, Улуг-Холь и др.) и в пределах гор юго-восточной (Тере-Холь и др.) и западной (Хиндигтиг-Холь, Кара-Холь, Сют-Холь и др.) частей Тувы. В горах много также небольших озер, располагающихся в древних карах и трогах.

Среди озер Тувинской котловины выделяется проточное озеро Чаготай, а также бессточные соленые озера Хадын и Чедер, на котором имеется бальнеологический (грязелечебный) курорт. В Убсанурской котловине, на левобережье р. Тес-Хем, находится пресное оз. Тере-Холь.

Крупные реки и наиболее значительные проточные озера богаты различными видами рыб, из которых многие имеют промысловое значение (хариус, таймень, ленок, щука, язь, сиг и др.).

ПОЧВЫ, РАСТИТЕЛЬНОСТЬ, ЖИВОТНЫЙ МИР

Разнообразие почвенного покрова, богатство флоры и фауны Тувы связано не только с ее промежуточным положением между полупустынями Центральной Азии и бореальными областями Сибири, но и с горным характером рельефа, обуславливающим наличие трех основных типов (зоны и пояса) почвенно-растительного покрова: 1) степного (в пределах наиболее значительных межгорных котловин) и опустыненных степей (Убсанурская котловина), 2) горнолесного и 3) высокогорных тундр и лугов, господствующего в вершинных частях наиболее значительных горных массивов и хребтов.

Степная зона и горностепной пояс. Зональная степная растительность, развитая главным образом в наиболее пониженных частях Тувинской и Турано-Уюкской котловин, распространена до высоты 800—1000 м. Выше идут горные степи, верхняя граница которых колеблется в очень широких пределах: от 1000—1250 м на северных склонах Танну-Ола до 1500 м на его южных склонах и до 2000—2300 м в горах юго-западной части Тувы.

Степи межгорных котловин, отделенные горами от зоны своего сплошного распространения, можно рассматривать как своеобразные «острова» этой зоны, в которых по мере нарастания засушливости климата с севера на юг происходит постепенное обеднение видового состава растительности.

В котловинах центральной и западной частей республики преобладают сухие редкостойные и низкорослые злаково-полынные степи (полынь холодная, ковыль восточный, житняк, змеевка, тонконог), иногда с большим количеством караганы. Темно-каштановые почвы, на которых они развиты, сменяются ближе к окраинам котловин средне- и малогумусными маломощными черноземами. На черноземах развиваются, как правило, злаково-разнотравные степи, в результате распахивания которых создаются наиболее ценные для богарного земледелия поля.

В северной части Убсанурской котловины в связи с большой засушливостью климата господствующая роль принадлежит опустыненным степям. Черты опустыненности проявляются прежде всего в значительном распространении наофитовых зарослей на фоне полынно-змеевково-житняковых степей. В почвенном покрове преобладают маломощные светло- и темно-каштановые почвы, развитые на сильно щебнистых и песчано-галечных отложениях.

На террасах крупных рек около соленых озер в обеих котловинах встречаются значительные участки солонцов и солончаков с зарослями чия и волоснецов.

Кроме степной растительности, в межгорных котловинах встречаются: 1) сосновые леса на грядовых и бугристых песках (главным образом в юго-восточной части Тувинской котловины) и 2) тополевая урема в долинах наиболее значительных рек (Улуг-Хем, Хемчик, Тес-Хем и др.).

Горные степи наиболее распространены на южных склонах нагорья Сангилен, хребтов Танну-Ола, Цаган-Шибэту и особенно на юго-западе области в пределах Монгун-Тайги, где леса отсутствуют и степи непосредственно переходят в высокогорные кобрезиевые, злаковые и осоковые луга.

Особо следует подчеркнуть наличие в нижней и отчасти средней части склонов так называемой горной лесостепи, представляющей своеобразное сочетание лесной и степной растительности, обусловленное степенью расчлененности рельефа и экспозицией склонов (рис. 8). Склоны широтно вытянутых гряд и возвышенностей, обращенные на юг, покрыты ксерофитной растительностью каменистых степей, северные — одеты лиственничными парковыми лесами с подлеском из влаголюбивых кустарников (рододендрон даурский, спирея и др.).



Рис. 8. Резкий контраст в характере растительности на склонах южной и северной экспозиций, типичный для горной лесостепи. Южный склон Восточного Танну-Ола; вдали Убсанурская котловина. Фото И. И. Белостоцкого

Животный мир степной Тувы характеризуется обилием грызунов (длиннохвостый суслик, хомячки — длиннохвостый и даурский, различные виды полёвок) и птиц, в том числе хищных (черный коршун, балобан и др.). Фауна Убсанурской котловины имеет более выраженный пустынный характер. Кроме видов, общих с Тувинской котловиной, здесь встречаются: лисица-корсак, антилопа-дзерен, даурская пищуха, заяц-толай и др.

Горнолесной пояс. Леса, занимающие около $\frac{1}{2}$ территории республики, располагаются на высотах от 1000—1250 до 1700—2000 м на севере (Саяны) и 2100—2200 м на юге (Танну-Ола, Сангилен). В восточной части Тувы (исключая крайний юго-восток) они развиты почти повсеместно, в центральной — преимущественно на склонах северной экспозиции, в западной — главным образом по долинам рек.

Наиболее распространена кедрово-лиственничная тайга (рис. 9) на серых лесных почвах (в нижней части склонов до высоты 1500 м) и горных маломощных подзолистых почвах. В восточной части Тувы, особенно в пределах Восточно-Тувинского нагорья, к кедру и лиственнице примешивается пихта и ель (темнохвойная тайга). Эти леса развиты на маломощных горно-таежных подзолистых и горно-мерзлотно-таежных почвах.

В пределах Тоджинской котловины, по долинам рек Хамсыра и Азас, а также в верхнем течении Бий-Хема значительно развиты сосновые леса.

Таежные леса характеризуются высокоствольным, густым древостоем, слабо развитым подлеском и наличием яруса кустарников, кустарничков (брусника, голубика) со сплошным мохово-лишайниковым покровом. Иной характер имеют распространенные в нижней части гор и на западе чистые лиственничные леса. Древостой в таких лесах имеет слабую степень сомкнутости (парковые леса), а в подлеске господствуют различные кустарники (карагана древовидная, лапчатка



Рис. 9. Кедрово-лиственничная тайга Северо-Восточной Тувы. Верхнее течение Хамсары. Фото М. Г. Гросвальда

кустарниковая, шиповник колючий, жимолость алтайская, несколько видов спирей, смородины, малины и др.). Пышные луга парковых лесов используются как пастбища и сенокосные угодья.

В кедрово-лиственничной тайге по мере нарастания высот все более заметную роль (особенно с 1300—1400 м) начинает играть кедр (рис. 10), а выше 1700—1800 м обычно распространены почти чистые кедровники, образующие верхнюю границу леса. Вблизи этой границы редкостойные кедровники с незначительной примесью лиственницы, перемежаются с высокогорными лугами и болотами, формируя своеобразную лугово-лесную полосу, подобную горной лесостепи в нижней части пояса (рис. 11).

В пределы всего лесного пояса по склонам южной экспозиции нередко проникает степная растительность, а по северным — спускаются субальпийские кустарники и луга.

Животный мир лесного пояса богат и разнообразен. Здесь обитает много ценных пушных и промысловых зверей. Повсеместно водятся косуля, марал, бурый медведь, росомаха, волк, горностай, белка, заяц-беляк. На северо-востоке Тувы обитают лось, росомаха, соболь; по долинам Азаса и Хамсары — бобр.

Высокогорный пояс. Высокогорный пояс включает всю территорию, лежащую выше верхней границы леса.

В зависимости от абсолютной высоты, характера рельефа и степени увлажнения в его пределах развиты горные луга, заросли различных кустарников («ерники»), мохово-лишайниковые и каменисто-щебнистые тундры, чередующиеся с каменными россыпями.

Почвенный покров развит, как правило, слабо и представлен различного типа горно-тундровыми (дерново-перегнойными и торфянисто-перегнойными) и горно-луговыми (в том числе остепненными) почвами.

В пределах высокогорного пояса обитают горный козел, пищуха, тундровая и белая куропатка, на северо-востоке Тувы — северный олень. Кроме чисто высокогорных видов, в пределы этого пояса заходят многие лесные формы.

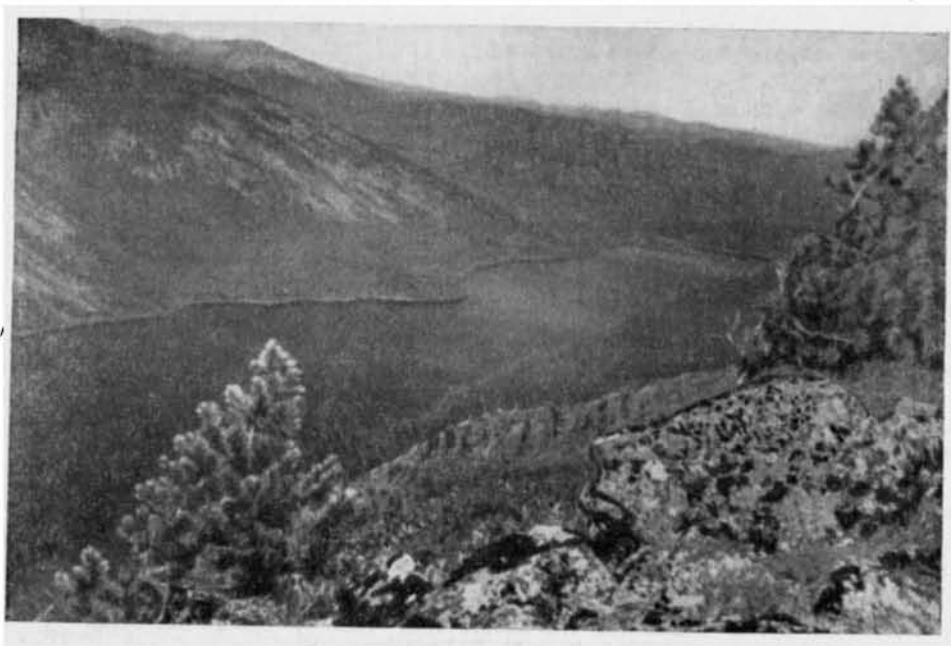


Рис. 10. Кедровые леса на горах, окружающих оз. Ута-Холь. Северо-Восточная Тува. Фото В. А. Благойрава

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Тувинская АССР имеет площадь 170,5 тыс. км²; делится на 11 районов, имеет 4 города и 2 поселка городского типа. Население 171,9 тыс. человек (по данным переписи 1959 г.), из них 99 996 тувинцев и 68 924 русских. Преобладает сельское население, численность которого составляет 115,2 тыс. человек (67%). Большая часть населения (около 80%) сосредоточена в Тувинской и Турано-Уюкской котловинах, где расположены все города — Кызыл (столица республики — 34,4 тыс. чел.), Чадан (4,7 тыс. чел.), Шагонар (4,1 тыс. чел.) и Туран (5,7 тыс. чел.) и большая часть сельских населенных пунктов. Плотность населения в наиболее населенных центральных районах составляет около 2,0—2,5 человека на 1 км², в наименее населенных (Тоджа) — около 0,1 человека на 1 км².

Городское население по сравнению с 1944 г. возросло к 1959 г. на 47,4 тыс. человек, причем увеличилось не только население старых городов, но и образованы новые рабочие поселки городского типа:

Кызыл-Мажалык и Хову-Аксы. За последние 10 лет в связи с коллективизацией сельского хозяйства и переходом основной части населения от кочевого образа жизни к оседлому возникли многочисленные новые поселки, в которых проживает обычно от 500 до 1500 человек.

Более половины валовой продукции народного хозяйства республики дает сельское хозяйство, имеющее животноводческо-зерновое направление. Наиболее развито животноводство, особенно в южных районах республики.

Разводятся преимущественно овцы и козы (около 80%), на крупный рогатый скот приходится около 12%. Значительно меньший удель-

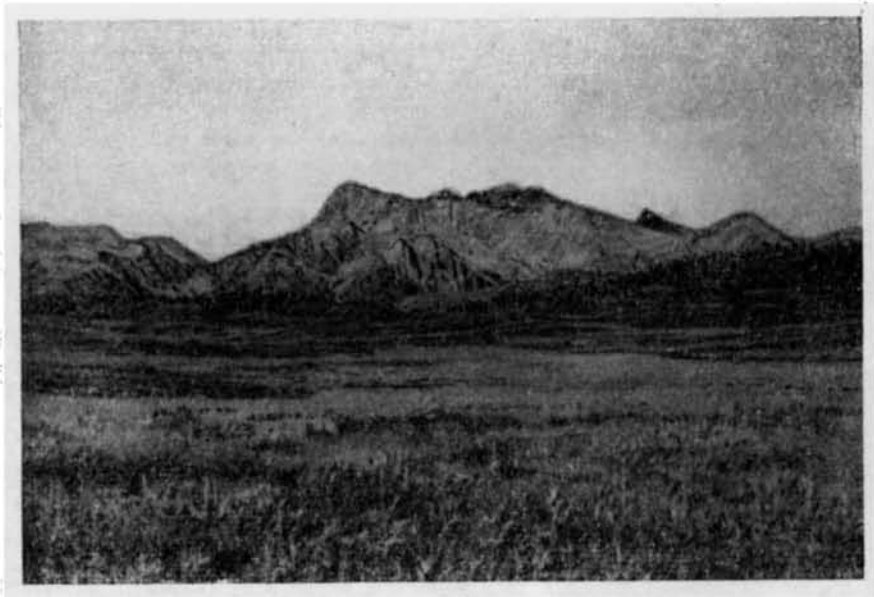


Рис. 11. Субальпийские высокоотравные луга на выровненном водоразделе рек Изиг-Суг и Чойган-Хем (на высоте 1800—1900 м). Северо-Восточная Тува. Фото М. Г. Гросвальда

ный вес имеют лошади (около 4%), свиньи, яки и сарлыки (помесь яка с коровой), которых разводят на юго-западе, а также олени (в основном в Тоджинском районе) и верблюды (в южных районах). Овцеводство является ведущей отраслью животноводства. Разводится местная грубошерстная порода, а также овцы полутонкорунной и тонкорунной породы.

В целом по Туве сельскохозяйственные угодья составляли около 30% от общей площади республики, в том числе пригодных для пахоты земель 585 тыс. га, сенокосов—121 тыс. га, пастбищ и выгонов 3901 тыс. га. За период с 1954 по 1960 г. освоено более 300 тыс. га целинных и залежных земель. Главным земледельческим районом является Тувинская котловина. В ее пределах сосредоточены основные посевы зерновых (преобладает яровая пшеница) и кормовых культур.

В настоящее время производство зерновых в Туве удовлетворяет не только собственные потребности республики в хлебе, но дает возможность частично вывозить его в другие районы.

В Восточной Туве (Тоджинский и значительная часть Каахемского районов), занятой в основном лесами, земледелие развито слабо. Основным занятием жителей здесь является охота (60—70% всей добываемой в республике пушнины) и заготовка леса, сплавляемого отсюда

по Бий-Хему и Каа-Хему в Кызыл. Добыча пушнины имеет союзное значение. Основными объектами промысла являются соболь и белка. Наряду с охотой в Тодже занимаются рыболовством, но дальнейшее развитие этого промысла тормозится отдаленностью района от густонаселенных мест и отсутствием дорог, которые могли бы обеспечить перевозку свежей рыбы.

До вхождения в состав Советского Союза Тува была типичной аграрной страной, в которой имелись небольшие предприятия по первичной обработке некоторых видов сельскохозяйственного сырья, а также велась добыча угля и соли для местных нужд. Наибольший уделный вес в промышленности имела добыча золота.

За последние 10—15 лет произошли коренные социально-экономические преобразования не только в сельском хозяйстве, но и в промышленности. Впервые появились условия для создания и быстрого роста различных отраслей промышленности.

Вновь открытые месторождения различных полезных ископаемых, особенно цветных металлов и железных руд, а также наличие значительных запасов первосортного асбеста, коксующихся и энергетических углей, соли и т. д. позволяют считать наиболее перспективной на ближайшие годы горнодобывающую промышленность. На базе комплексного рудного месторождения в Центральной Туве ведется строительство горнообогатительного комбината («Тувакобальт»), а в западной Туве — заканчивается подготовка к эксплуатации первой очереди комбината «Туваасбест», базирующегося на известном Актоврацком (Ак-Довурацком) месторождении асбеста на р. Хемчик. Оба комбината являются первенцами индустрии Советской Тувы.

В 1947—1955 гг. в пределах Тувинской котловины был выявлен значительный Улугхемский бассейн, угли которого могут быть использованы как энергетическое сырье, а также для получения металлургического кокса. На основе разработки этого бассейна и вновь открытого месторождения железных руд Кара-Суг, расположенного непосредственно к западу от Улугхемского бассейна, в будущем возможно создание металлургической базы. В настоящее время добыча угля ведется главным образом в западной части бассейна. Основная масса угля потребляется тепловыми электростанциями, которые являются главными источниками электроэнергии. Основными потребителями энергии являются не только промышленные предприятия и города, но также все совхозы и почти все колхозы республики. Начинаящееся сооружение величайшей в мире Саяно-Шушенской ГЭС в долине Енисея близ границы с Тувой создает предпосылки для коренного сдвига в обеспеченности республики энергией, что еще более расширит перспективы ее хозяйственного развития.

Все остальные отрасли промышленности связаны с переработкой сельскохозяйственного сырья, деревообработкой, производством стройматериалов, изготовлением предметов и продуктов народного потребления. Большинство подобных предприятий находится в Кызыле (основной промышленный центр), Шагонаре, Чадане, Туране.

В Кызыле находится авторемонтный завод, лесопильный завод и мебельная фабрика, кожевенно-пимокатный завод, швейная фабрика, мельница, мясокомбинат, комбинат стройматериалов (в том числе кирпичный завод), горнопромкомбинат и другие предприятия.

Основной вид транспорта — автомобильный. Преобладают грунтовые и улучшенные грунтовые дороги. Важнейшими магистралями являются: 1) Усинский тракт, соединяющий Кызыл с ближайшей ж.-д. станцией Абакан, и 2) дорога Кызыл — Тэли, на которой расположены основные населенные пункты центральных районов, в том числе Шаго-

нар, Чаа-Холь, Чадан, Кызыл-Мажалык, Тэли. Завершается строительство второй автомобильной дороги через Западный Саян.

Кроме того, имеются автодороги, пересекающие хр. Танну-Ола в восточной (Кызыл — Самагалтай) и западной (Чадан — Хандагайты) частях, а также дороги, соединяющие Кызыл с Сарыг-Сепом, Хову-Аксы и Бай-Хаком. На юге республики вдоль южного склона Танну-Ола проходит дорога Хандагайты — Самагалтай, а на юго-востоке Самагалтай — Нарын.

Важную роль играет воздушный транспорт, связывающий самые отдаленные районы Тувы с Кызылом; имеются также авиалинии между Кызылом, Абаканом и Красноярском.

Водный транспорт, несмотря на большие перспективы, еще не получил должного развития, главным образом из-за наличия порогов и перекатов на Енисее, Улуг-Хеме (Верх. Енисей), Бий-Хеме, Каа-Хеме.

В настоящее время изучается вопрос о подключении территории Тувы к железнодорожной сети СССР.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Геологическое строение территории Тувинской АССР весьма сложно и разнородно. На крайнем востоке и северо-востоке в пределы Тувы попадают структуры Восточного Саяна (Протеросаяна), характеризующиеся широким распространением докембрийских отложений, резко несогласно перекрытых нижнекембрийскими породами, отличными от одновозрастных типично геосинклинальных отложений Тувы. В юго-восточной части описываемой территории (нагорье Сангилен) также располагаются докембрийские структуры, протягивающиеся сюда из Монголии.

Значительная часть площади на северо-западе Тувинской АССР относится к Западному Саяну и характеризуется чертами геологического строения, свойственными этому региону Алтае-Саянской складчатой области. Здесь преобладают мощные довольно однообразные, преимущественно песчано-сланцевые толщи средне-верхнекембрийского, ордовикского и частично силурийского возраста. Эти отложения характерны также и для западных, и юго-западных окраин Тувинской АССР, в геологическом и орографическом отношении принадлежащих уже Горному Алтаю. Указанный комплекс перекрыт нижнедевонскими и частично силурийскими породами, образующими серию наложенных структур и относящихся к самостоятельному, верхнему структурному комплексу. Однако на крайнем юго-западе Тувы известны девонские отложения, отличающиеся от распространенных в Западном Саяне и Туве вулканогенно-красноцветных пород. Будучи представлены черносланцевой серией они указывают, что эта площадь, по-видимому, относится к другому геологическому региону, расположенному в основном в прилегающих районах Монголии и Алтая.

Геологическое строение большей части территории Тувинской АССР существенно отличается от геологического строения ее участков, принадлежащих Западному Саяну и Горному Алтаю. Наиболее важным и заметным отличием является отсутствие в собственно Тувинском регионе тех мощных песчано-сланцевых кембро-ордовикских толщ, которые характерны для Западного Саяна и Горного Алтая. В связи с этим во внутренних районах Тувы особенно отчетливо проявлена двухъярусная структура, которая впервые наиболее полно была описана В. А. Кузнецовым (1948 и др.).

К нижнему структурному комплексу здесь относятся ниже- и лишь в отдельных местах среднекембрийские отложения и прорывающие их крупные массивы позднекембрийских гранитоидов. Верхний структурный комплекс образован силурийскими, девонскими и каменноугольными отложениями. В некоторых районах, прилежащих к Западному

Саяну, этому верхнему комплексу по существующим сейчас представлениям принадлежат и породы ордовика, которые по формационным признакам и характеру образуемых ими тектонических структур, отличаются от разновозрастных отложений Западного Саяна, в том числе и тех его участков, которые попадают в пределы Тувинской АССР*.

Отличительной чертой геологии Тувы является также иной характер и иной возраст (нижнепалеозойский) проявленной здесь интрузивной деятельности.

Территория собственно Тувинского региона, существенно отличаясь от регионов Горного Алтая и Саян, вместе с тем и сама имеет весьма неоднородное геологическое строение. Наиболее заметно различие между восточной ее частью, занимающей половину общей площади Тувы, и ее центральной и западной частями. Это различие заключается в том, что на востоке исключительно широко развиты интрузии, преимущественно нижнепалеозойские (позднекембрийские), образующие здесь огромные поля, среди которых расположены участки, сложенные нижнекембрийскими и докембрийскими отложениями. Более молодые отложения здесь практически отсутствуют. В центральных и западных районах Тувы, напротив, исключительно широко развиты более молодые отложения — ордовикские, силурийские, девонские. Только в отдельных горст-антиклиналях обнажаются нижнекембрийские отложения. Последние в общем характеризуются теми же чертами, что и во многих районах Восточной Тувы, однако нижнепалеозойские (гранитоидные) интрузии среди них отсутствуют.

В тектоническом отношении территория Тувинской АССР в большей своей части является областью кембрийской (салаирской) складчатости, а участки ее, относящиеся к Западному Саяну и Горному Алтаю, принадлежат области силурийской (каледонской) складчатости. На восточных окраинах Тувы выделяются структуры, принадлежащие области докембрийской складчатости.

Складчатое сооружение салаирид наиболее полно и отчетливо выступает на территории Восточной Тувы. Здесь салаирские структуры смыкаются с докембрийскими. В Центральной и Западной Туве салаирское складчатое сооружение большей частью скрыто под более молодыми образованиями, выполняющими различного характера прогибы, наложенные на структуры салаирид. Некоторые из этих прогибов (Хемчикско-Систигхемский внешний геосинклинальный прогиб) соответствуют участкам сочленения структур салаирид и каледонид.

Существенным элементом структуры рассматриваемой территории являются многочисленные разломы, определяющие ее складчато-глыбовый характер. Многие из них, являющиеся границами областей разновозрастной складчатости или ограничивающие некоторые другие крупные тектонические структуры, относятся к категории глубинных.

В геологической истории территории Тувинской АССР могут быть выделены следующие основные этапы. Разрезы докембрия, а также соотношение докембрийских и нижнекембрийских отложений на востоке Тувы показывают, что замыкание докембрийской геосинклинали здесь началось еще в докембрии и закончилось к нижнему кембрию, когда на восточных окраинах Тувы было сформировано докембрийское складчатое сооружение. Возникновение салаирской геосинклинали относится, по-видимому, к позднему докембрию, а формирование на ее месте соот-

* Следует иметь в виду, что в геологической литературе о Туве, в том числе и в настоящей работе, как уже отмечалось в введении, многие авторы, описывая те или иные геологические комплексы Тувы, рассматривают последнюю как геологический регион, а не как территорию, ограниченную административными границами.

ветствующего складчатого сооружения — к концу кембрия. С этим временем связано в основном и внедрение крупных гранитоидных батолитовых интрузий. После формирования салаирского складчатого сооружения на большей части территории Тувы установились новые, отличные от собственно геосинклинальных (доинверсионных), условия развития, тогда как на участках, относящихся к Западному Саяну и Горному Алтаю, продолжалось собственно геосинклинальное (доинверсионное) развитие. Северо-западная окраина салаирского складчатого сооружения в верхнем кембрии и начале ордовика вновь была вовлечена в прогибание, интенсивность и характер которого, однако, отличались от прогибаний соседней Западно-Саянской геосинклинали. Замыкание последней происходит в силуре. В нижнем девоне, а местами в верхнем силуре, на каледонском складчатом сооружении, возникшем на месте геосинклинали Западного Саяна, так же как и на салаирском сооружении Тувы, образовались и развивались различные межгорные впадины и прогибы. С разломами, вызвавшими возникновение многих из них, была связана эффузивная и, очевидно, интрузивная деятельность ниже- и среднедевонских эпох. В каменноугольный период прекратилось существование и этих межгорных впадин. Последующая геологическая история, по-видимому, характеризовалась уже условиями развития молодой эпипалеозойской платформы.

Особенностями истории геологического развития обусловлено разнообразие и достаточная сложность взаимоотношений различных геологических образований, наблюдаемых на рассматриваемой территории в современном эрозионном срезе. Из-за этого корреляция многих, по-видимому, разновозрастных образований оказалась достаточно трудной, поэтому при составлении среднемасштабной геологической карты Тувы возникла необходимость разделения ее территории на ряд зон. Для определенных отрезков времени в истории геологического развития Тувы эти зоны являлись структурно-фациальными. Всего выделено восемь таких зон (рис. 12). Общая краткая характеристика их сводится к следующему.

Сангиленская зона полностью относится к области докембрийской складчатости. Здесь распространены почти исключительно докембрийские отложения. Трансгрессивно перекрывающие их нижнекембрийские породы развиты ограниченно, слагая ядра нескольких синклинальных структур. Известны докембрийские интрузии. Наиболее распространены массивы кембрийских гранитоидов; менее — массивы девонских гранитов. Довольно многочисленны мелкие тела среднепалеозойских щелочных интрузий.

Докембрийские отложения представлены рядом свит, образующих мощный разрез, лишенный сколько-нибудь существенных перерывов и несогласий. Нижняя треть этого разреза характеризуется подавляющим преобладанием гнейсов и кристаллических сланцев, образованных преимущественно по терригенным породам. Верхние две трети — существенно карбонатные. Весьма ограниченно распространенные нижнекембрийские отложения (включающие тела гипербазитов) имеют в основном двучленное строение. Нижняя свита образована преимущественно сланцами по эффузивам, верхняя — известняково-доломитовая. Органические остатки, содержащиеся в карбонатной части разреза, представлены только водорослями. Кроме того, в некоторых небольших участках известны терригенно-вулканогенные, приближающиеся к красноцветным, отложения, относимые к кембрию условно. Они лежат на докембрийских резко несогласно.

Каахемская зона характеризуется прежде всего исключительно широким развитием гранитоидов, преимущественно нижнепалеозойских

(позднекембрийских), но также и среднепалеозойских (девонских). Крупные, по-видимому, батолитообразные массивы нижнепалеозойских гранитоидов, представленных рядом пород от габбро до гранитов, с преобладанием плагиогранитов и кварцевых диоритов занимают здесь громадные пространства. Только отдельные участки среди них сложены докембрийскими и нижнекембрийскими отложениями. В меньшей мере распространены девонские и еще меньше силурийские отложения, выполняющие отдельные грабен-синклинали и относящиеся к верхнему структурному комплексу. Нижний структурный комплекс этой части

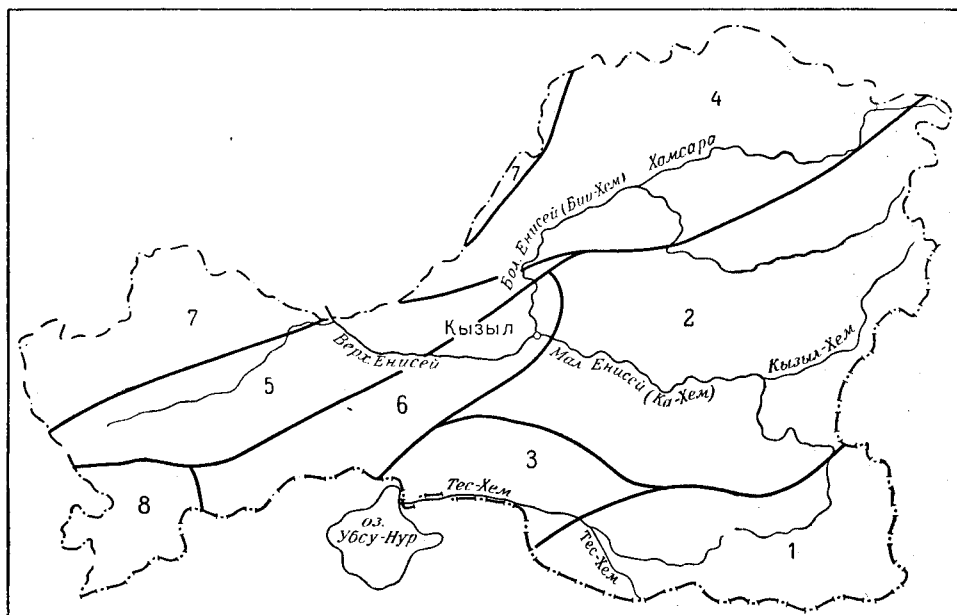


Рис. 12. Схема расположения структурно-фациальных зон

1 — Сангиленская, 2 — Каахемская, 3 — Восточно-Таннуольская, 4 — Куртушибинско-Хамсаринская, 5 — Хемчикская, 6 — Центрально-Тувинская, 7 — Западно-Саянская, 8 — Горно-Алтайская

салаирид образован позднедокембрийскими и нижнекембрийскими отложениями и прорывающими их нижнепалеозойскими гранитоидами.

Докембрийские отложения, распространенные по восточной окраине Каахемской зоны, в общем характеризуются теми же чертами, что и докембрийские отложения Сангиленской зоны, образуя здесь также непрерывный разрез. В одном месте на территории Тувы и на многих участках за восточной границей ее они несогласно перекрыты кембрийскими (?) красноцветно-вулканогенными отложениями (сархойская свита). По типу разреза докембрия и ряду других признаков самые окраинные части Каахемской зоны по существу однотипны с Сангиленской зоной.

Докембрийские отложения остальной, большей, части Каахемской зоны, прослеживаемые на отдельных разрозненных участках среди полей интрузивных пород, образуют два комплекса, по-видимому, разделенных крупным перерывом. Нижний из них, сложенный гнейсами, кристаллическими сланцами и меньше мраморами, относится к фундаменту салаирской геосинклинали. Верхний, состоящий из сланцев по эффузивам и карбонатно-терригенным породам, образует единый структурный комплекс с нижнекембрийскими отложениями.

Нижнекембрийские отложения в большинстве мест Каахемской зоны характеризуются отчетливым двучленным строением. На большей части территории нижняя свита представлена вулканогенными породами, верхняя — терригенно-карбонатными с подчиненными пачками вулканогенных. В юго-восточном направлении ближе к области докембрийской складчатости вулканогенные породы нижней свиты замещаются терригенными с большим количеством туфогенных образований, а в верхней свите начинают преобладать карбонатные отложения. Таков разрез кембрия, в частности, в бассейне верхнего течения р. Каа-Хем. Органические остатки, местами весьма обильные, приурочены почти исключительно к верхней свите. Содержащиеся в ее известняках археоциаты указывают на принадлежность вмещающих отложений к середине нижнего кембрия*. Здесь выделяются, в частности, полосы развития пород спилито-кератофирового ряда. Эти полосы связаны с зонами крупных разломов. Кембрийские отложения в их пределах обычно расланцованы интенсивней, чем в других местах, и вмещают тела гипербазитов.

Восточно-Таннуольская зона отличается от Каахемской тем, что в ее пределах не обнажаются докембрийские отложения, а среди нижнекембрийских нет такого комплекса пород, как вмещающие гипербазиты, спилито-кератофировые породы Каахемской зоны. Здесь нижнекембрийские породы включают значительно больше эффузивов кислого состава, большую роль в этой зоне играют также карбонатные породы. Кембрийские отложения в Восточно-Таннуольской зоне расчленены на большее, чем в других районах, число свит и богато палеонтологически охарактеризованы. Кроме археоциат, в них известны трилобиты и, реже, брахиоподы. Археоциаты, по И. Т. Журавлевой, в основном относятся к тем же горизонтам, что и в Каахемской зоне. Трилобиты, по Н. В. Покровской (1959), указывают на наличие здесь пород алданского и ленского ярусов и принадлежат нескольким фаунистическим зонам.

Интрузии (преимущественно нижнепалеозойские) в этой зоне развиты также широко, как и в Каахемской. Интрузий гипербазитов в противоположность предыдущим двум зонам здесь нет.

Силурийские и девонские породы занимают незначительные участки преимущественно на самых окраинах зоны.

Куртушибинско-Хамсаринская зона в восточной половине характеризуется, как и Каахемская, широким развитием интрузий, среди которых некоторые участки сложены нижнекембрийскими или позднекембрийскими отложениями. Однако здесь среди интрузий исключительно преобладают нижнепалеозойские. Нижнекембрийские же отложения представлены исключительно эффузивами и туфами, среди которых наблюдаются редкие линзы известняков. Интрузии гипербазитов здесь не известны. Эффузивы в большей своей части представлены андезитовыми порфиритами. Нижнекембрийские отложения составляют единый структурный комплекс с докембрийскими, принадлежащими самой верхней свите докембрия Тувы (охемской).

В западной половине Куртушибинско-Хамсаринской зоны преимущественно распространены ордовикские, силурийские и девонские отложения, образующие верхний структурный комплекс по отношению

* Почти во всех других структурно-фациальных зонах кембрийские отложения также имеют двучленное строение. Археоциаты почти всегда в больших количествах приурочены к верхней свите. В нижней свите они встречаются только эпизодически. Комплекс археоциат, присутствующий в верхних свитах разных зон, И. Т. Журавлевой определяется в большинстве случаев как характеризующий санаштыкгольский горизонт нижнего кембрия Алтае-Саянской области.

к породам восточной половины зоны. Ордовикские отложения представлены красноцветными молассовыми образованиями. Близки им по составу и силурийские породы. Девонские породы в нижних частях разреза преимущественно вулканогенные, в более высоких горизонтах — красноцветные терригенные.

Промежуточное положение между геосинклинальным и орогенным комплексами пород занимают верхнекембрийские отложения, сравнительно широко распространенные в этой зоне. Они представлены зелеными песчаниками, конгломератами, алевролитами. Толща их лежит несогласно на нижнекембрийских породах и несогласно же перекрывается ордовикскими отложениями.

Хемчикская зона принадлежит крупному прогибу, примыкающему к каледонской структуре Западного Саяна, от которой она так же, как и впадина западной части Куртушибинско-Хамсаринской зоны, отделена глубинным Саяно-Тувинским разломом. Прогиб этот выполнен в основном отложениями ордовика и силура. В нем также распространены (только в северо-восточной части) и верхнекембрийские отложения. В отдельных участках известны девонские отложения, несогласно лежащие на силурийских.

Прогиб Хемчикской зоны (Хемчикско-Систигхемский прогиб) наложен на структуры салаирид. Нижнекембрийские отложения выступают из-под пород, выполняющих прогиб, в нескольких узких, субшироко вытянутых горст-антиклиналях. В южной полосе выходов нижнекембрийских отложений последние почти всюду имеют отчетливое двухчленное строение. В нижней свите преобладают эффузивы основного и реже среднего состава. Верхняя свита — преимущественно терригенная, местами терригенно-карбонатная; большое место в ней занимают различные туфогенные образования. Местами весьма обильна фауна археоциат и трилобитов, в основном приуроченная к верхней свите. Северная полоса выходов нижнекембрийских отложений характеризуется развитием эффузивно-сланцевых пород, среди которых значительное место принадлежит спилитам и кремнистым сланцам. Эти отложения весьма близки нижнекембрийским породам Западно-Саянской зоны (чингинская свита). Кембрийские отложения в обеих полосах вмещают тела гипербазитов.

В Хемчикской зоне известны палеонтологически доказанные среднекембрийские отложения, распространенные впрочем весьма ограниченно (окрестности г. Шагонара). Верхнекембрийские отложения, распространенные, как отмечалось, только в северо-восточной части зоны, как по составу, так и соотношению с вышележащими и нижележащими толщами, аналогичны таковым в Куртушибинско-Хамсаринской зоне.

Наиболее типичны для Хемчикской зоны широко распространенные здесь ордовикские отложения, образующие непрерывный разрез с силурийскими. Они представлены пестроцветными и красноцветными терригенными породами, несогласно лежащими на нижнекембрийских, а местами и верхнекембрийских отложениях. В северо-восточной части зоны вместе с терригенными породами присутствуют и карбонатные. Ордовикские отложения содержат морскую фауну. Силурийские отложения — преимущественно терригенно-карбонатные, сменяющиеся в верхней части (верхний силур) красноцветными, — также палеонтологически охарактеризованы. Из интрузивных пород, распространенных в этой зоне незначительно, присутствуют только среднепалеозойские (девонские).

Центрально-Тувинская зона приурочена к Тувинскому межгорному прогибу. Она характеризуется преобладанием среднепалеозойских отложений, наибольшее развитие среди которых имеют левон-

ские. Наиболее древними из пород этой зоны являются силурийские, распространенные сравнительно нешироко. В разных местах, в зависимости от внутреннего строения прогиба, они слагают разные разрезы, представленные в основном терригенно-карбонатными и красноцветными терригенными отложениями. Разрезы девона также различны в разных местах зоны. В нижнем девоне в общем преобладают вулканогенные породы, а в среднем и верхнем — красноцветные терригенные. В среднем девоне в некоторых местах известны карбонатные морские отложения. В хр. Западный Танну-Ола значительно развиты сероцветные отложения нижнего карбона и очень ограниченно — среднего и верхнего. В северо-восточной части зоны, в окрестностях г. Кызыла широко распространены угленосные отложения юры. Юрские отложения известны и в нескольких других небольших участках этой зоны.

Западно-Саянская зона, являясь частью Западного Саяна, характеризуется геологическим строением, свойственным последнему. Наиболее широко развиты здесь довольно однообразные мощные песчано-сланцевые толщи среднего и верхнего кембрия и ордовика, меньше силура. Верхнекембрийские отложения близки таковым, распространенным в Куртушибинско-Хамсаринской и Хемчикской зонах. Ордовикские существенно отличаются от одновозрастных пород этих зон по своему составу, мощности, характеру дислокаций и метаморфизму. Нижнекембрийские породы в Западно-Саянской зоне представлены рассланцованными зеленокаменно-измененными эффузивами, преимущественно основного состава и разнообразными сланцами, нередко кремнистыми. Эти породы вмещают многочисленные, в том числе крупные, тела гипербазитов и образуют типичный офиолитовый пояс.

Горно-Алтайская зона по своему геологическому строению в общем сходна с Западно-Саянской зоной. Следует отметить только большее распространение здесь интрузий, которые в этой зоне образуют крупные массивы, тогда как в Западно-Саянской они слагают чаще небольшие тела. Интрузии гранитоидов здесь также имеют ордовикский и среднепалеозойский возраст.

В вышеприведенном кратком описании геологического строения отдельных районов Тувинской АССР отмечены основные черты, отличающие каждый из них. Однако изменения стратиграфических разрезов, равно как и изменения других геологических черт, сплошь и рядом происходят весьма постепенно. Одновозрастные образования отдельных зон, особенно в смежных их частях, нередко имеют много общего, хотя в целом они значительно различаются. Поэтому границы между зонами, совпадающие в основном с крупными разломами, являются до некоторой степени условными.

Глава IV

СТРАТИГРАФИЯ

ДОКЕМБРИИ

Древнейшие из известных в Туве отложений относятся к докембрию*.

Докембрийские отложения распространены лишь в Восточной Туве, особенно большие площади они занимают на юго-востоке. Эти образования имеются также и в центральной части Восточной Тувы, где они слагают отдельные участки среди обширных полей палеозойских гранитоидов.

Еще в первый (до 1944 г.) период изучения некоторые исследователи предполагали присутствие в Туве докембрийских отложений. Более определенно впервые высказался об этом В. А. Обручев (Obrutschew, 1926).

Первые достоверные сведения о докембрийских отложениях на юго-востоке Тувы были получены благодаря работам А. П. Божинского в 1943—1945 гг., И. И. Белостоцкого в 1946—1947 гг., В. А. Кузнецова (1946), А. И. Левенко (1949). На северо-востоке докембрийские отложения были впервые выделены и охарактеризованы М. Л. Лурье, С. В. Обручевым (1948), Г. А. Кудрявцевым и др.

По А. И. Левенко, в юго-восточной части рассматриваемой территории в основании разреза лежит тесхемская свита, сложенная мигматитами, гнейсами, кристаллическими сланцами мощностью около 3000 м. Выше следуют балыктыгхемская, затем чартысская и нарынская свиты, представленные преимущественно карбонатными породами. Мощность каждой из этих свит от 2000 до 3000 м. Весь разрез непрерывен. От кембрийских отложений он отделен перерывом и крупным несогласием. Все эти свиты отнесены А. И. Левенко к протерозою, причем для тесхемской свиты предполагался архейский возраст. А. П. Божинский, выделяя в разрезе примерно те же толщи пород, что и А. И. Левенко, считал нарынскую свиту кембрийской и не усматривал, таким образом, перерыва между кембрием и докембрием.

На северо-востоке С. В. Обручев и М. Л. Лурье (1948) отметили широкое развитие в бассейне верховьев Бол. Енисея (Бий-Хема) архейских и протерозойских метаморфических образований. К первым они отнесли различные гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, ко вторым — кварциты, филлиты, кристаллические известняки.

В 1948 г. Г. А. Кудрявцев в районе верховьев р. Бий-Хем выделил толщу орто- и парагнейсов и отнес ее к протерозою. Этот же исследова-

* В настоящее время принято нижнюю часть разреза докембрийских отложений датировать протерозоем, а верхнюю — синием. Такое разделение — совершенно условно, поэтому в настоящей работе весь разрез докембриа описывается нами как единое целое.

тель на северо-востоке Тувы выделил докембрийские интрузии (1950).

В дальнейшем были предложены существенно иные схемы расчленения древнейших отложений. Так, В. В. Архангельской, А. В. Григорьевым, А. Г. Кацем и другими в 1951 г. докембрийские отложения Сангилена расчленялись на три толщи (снизу вверх): 1) гнейсы мигматиты, слюдистые кварциты; 2) мраморы с графитом и 3) гнейсы, слюдистые кварциты, песчаники, мраморы. Значительная часть мощного разреза карбонатных отложений, слагающих Сангилен, этими исследователями была отнесена к кембрию. На северо-востоке Г. В. Махин (1956) описал три комплекса пород: нижний (мраморы и гнейсы), средний (амфиболовые и слюдяные сланцы) и верхний (известняки, кварциты и сланцы). В более западных районах, например у прииска Харал, В. Б. Агентовым и Г. А. Кудрявцевым в верхах докембрийского разреза выделялась толща «зеленых» сланцев.

Наиболее важное значение для познания геологии докембрия Тувы имели работы 1955—1960 гг., которые проводились при участии Ю. М. Шейнманна. Результаты этих работ положены в основу приводимого ниже описания.

Как уже отмечалось, докембрийские отложения распространены лишь на востоке Тувы. По характеру разреза докембрия выделяется четыре района: юго-восток Тувы (нагорье Сангилен), крайний восток (бассейн верховьев Бий-Хема и Кызыл-Хема), крайний северо-восток (Восточный Саян) и центральная часть Восточной Тувы (бассейн Каа-Хема).

Юго-восток Тувы (нагорье Сангилен)

На нагорье Сангилен докембрийские отложения имеют сплошное распространение на площади около 25 000 км². Обнажены они сравнительно хорошо: местами на аэрофотоснимках отчетливо дешифрируются границы между некоторыми свитами. Пликативные дислокации в докембрийских отложениях сравнительно просты и хорошо сохранились. Докембрий Сангилена, как это отмечал еще А. И. Левенко (1949), очень благоприятен для исследований, благодаря чему, вероятно, он и изучен здесь лучше, чем в других частях Тувы.

Разрез докембрийских отложений Сангилена лишен крупных переывов. В составе его А. В. Ильин, В. М. Моралев и Ю. М. Шейнманн выделяют два комплекса. Нижний (терригенный) представлен метаморфизованными первично терригенными породами; верхний (карбонатный) — карбонатными. В нижний комплекс входят тесхемская и мугурская свиты, в верхний — балыктыгхемская, чартысская и нарынская. Тесхемская и мугурская свиты выделяются лишь в северо-западной части нагорья, на остальной же его территории отложения нижнего комплекса не расчленены: здесь им соответствует чинчилигская толща.

Тесхемская свита. На западе Сангилена в основании разреза лежит монотонная толща плагиоклазовых слюдяных гнейсов, иногда содержащих гранат, амфибол, силлиманит. Эти гнейсы относятся к тесхемской свите. Они пронизаны различными жилами и инъецированы гранитами (рис. 13).

Среди гнейсов выделяются три основные разновидности: 1) инъецированные плагиоклазовые гнейсы типа артеритов, представляющие собой неяснополосчатые грубозернистые породы, в которых кварцево-полевошпатовый материал инъекций играет главную роль; 2) инъекционные плагиоклазовые гнейсы типа венитов — среднезернистые, грубо, но ясно полосчатые породы. Полосчатость создается чередованием (от долей миллиметра до 1 см) прожилков кварцево-полевошпатового

состава и полосок субстрата. Те и другие расположены параллельно друг другу; характерным минералом прожилков и субстрата является гранат; 3) слюдяные гнейсы, лишенные инъекции. Отличаются более тонкой и ясной полосчатостью и меньшим размером зерен.

Местами главную роль в составе свиты играют слюдяные сланцы. Между породами, относимыми к гнейсам и сланцам, нет резкой разницы: некоторое отличие заключается в увеличении роли кварца и одновременном уменьшении количества плагиоклаза в составе сланцев. Гнейсы имеют следующий минералогический состав: плагиоклаз (олигоклаз — андезин) 40—50%, кварц 20—30%, биотит 15—20%, микроклин от 5—7 до 15—20%. Довольно часто в гнейсах отмечается кордиерит.

Мощность тесхемской свиты не менее 2000 м.



Рис. 13. Гнейсы тесхемской свиты в бассейне р. Морен

Мугурская свита. На западе Сангилены, в районе одноименного месторождения железистых кварцитов, в разрезе мугурской свиты выделяются три пачки (снизу вверх): 1) пачка переслаивающихся графитовых мраморов, кварцитов, слюдяных кварцитов, амфиболовых сланцев и инъекционных биотитовых гнейсов мощностью 400 м; 2) пачка биотитовых гнейсов мощностью 300 м; 3) пачка, в разрезе которой выделяется три части. Нижняя представлена кварцитами, мраморизованными известняками, гнейсами, графитовыми сланцами. Средняя сложена «красными» мусковитовыми сланцами, содержащими сульфидную вкрапленность и имеющими красно-бурую окраску на выходах, амфиболитами и гранатовыми амфиболитами (иногда крупнозернистыми с характерным лучистым строением), кварцитами и слюдяными кварцитами. К этой части разреза приурочены два пласта, мощностью до 8—10 м каждый, железистых (магнетитовых) кварцитов и амфиболовых (куммингтонитовых) железистых кварцитов. Пласты железистых кварцитов резко отделяются от соседних по разрезу, совершенно безрудных слоев. Верхняя часть разреза этой пачки представлена биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами и слюдяными кварцитами мощностью 200 м.

Общая мощность свиты около 900 м.

По данным детальных работ Б. Б. Голубева в составе первой (нижней) пачки на участке Мугурского месторождения также имеется невыдержанный по простирацию пласт железистых кварцитов мощностью до 6 м.

Несколько иное строение мугурская свита имеет восточнее, на участке Моренского месторождения железистых кварцитов, где в основании разреза лежит выдержанный пласт амфиболовых сланцев мощностью 20—30 м, а железистые кварциты (существенно амфиболовые) присутствуют в виде двух невыдержанных и одного выдержанного по простирацию пласта мощностью 2—6 м.

Гнейсы мугурской свиты петрографически аналогичны гнейсам тесхемской свиты. В амфиболовых сланцах преобладает роговая обманка (50—90%). В амфиболитах содержание роговой обманки уменьшается, плагиоклаза (кислый андезин) составляет до 25—45%, появляется диопсид. В гранатовых амфиболитах значительную роль играет альмандин. Графитовые сланцы состоят из кварца (40—90%) и графита (15—40%). Последний отмечается в виде листочков, размером от 0,05—0,1 до 0,2—0,4 мм; часто встречаются скопления листочков округлой формы до 10—15 мм в диаметре. В составе железистых кварцитов основную роль играют магнетит, кварц, куммингтонит. Текстура пород отчетливо полосчатая. Магнетит (от 30—90%) содержится в полосках, граничащих с безрудными кварцевыми полосками по правильным плоскостям. По толщине отдельных рудных и нерудных полосок различаются грубополосчатые (толщина полосок 1,5—2 см), полосчатые (0,7—1,5 см) и тонкополосчатые (менее 0,7 см) разновидности. Общее соотношение рудных и безрудных полосок немного более чем 1:1. Плотность железистых кварцитов 3,5—3,9 г/см³; валовое содержание железа устойчиво и составляет 39—40%. В амфиболовых железистых кварцитах в нерудных полосках кварц слагает 30—40% породы, а амфибол 60—70%. Содержание железа в них падает до 20—25%, за счет уменьшения толщины рудных полосок.

Чинчилигская толща, как уже отмечалось, соответствует тесхемской и мугурской свитам, вместе взятым.

В центральной части нагорья в чинчилигской толще преобладают инъекционные гнейсы, густо насыщенные согласными телами гранитов. В верхах толщи имеются пласты мраморов, амфиболитов и кварцитов. Здесь также известны находки железистых кварцитов.

На северо-западе Сангилен местами (долина р. Эрзин, выше устья р. Улар) отложения нижнего комплекса представлены серицитовыми, серицит-хлоритовыми сланцами, слюдястыми кварцитами, реже — рассланцованными песчаниками и гравелитами. В верхней части разреза среди серицитовых сланцев и слюдястых кварцитов отмечаются амфиболовые сланцы, амфиболиты, гранатовые амфиболиты, а также железистые и углистые железистые кварциты.

По правобережью р. Эрзин ниже устья р. Улар можно наблюдать постепенный переход по простирацию толщи серицитовых и серицит-хлоритовых сланцев в слюдяные (биотитовые), биотит-гранатовые, амфиболовые сланцы и кварциты с игольчатыми кристаллами амфибола и зернами граната. В слюдяных сланцах довольно часто встречаются новообразования силлиманита, кордиерита, ставролита, кислого плагиоклаза. Еще далее к западу, ниже устья р. Баян-Кол слюдяные сланцы по простирацию сменяются инъекционными гнейсами, аналогичными гнейсам мугурской и тесхемской свит. Эти гнейсы представляют собой грубополосчатые, сравнительно крупнозернистые, обогащенные гранатом породы, наполовину и более состоящие из миллиметровых послой-

ных инъекций кварцево-полевошпатового состава. Помимо полосчатых гнейсов здесь имеются более массивные и крупнозернистые породы типа гранито-гнейсов (Ильин, 1956).

Гнейсы, развитые ниже устья р. Баян-Кол, по облику чрезвычайно резко отличаются от серицитовых сланцев, слагающих долину р. Эрин выше устья р. Улар. Эти отличия приводили многих исследователей к ошибочным выводам. Так, И. И. Белостоцкий в 1947 г., а также А. В. Ильин и В. М. Моралев в 1953 г. толщу серицитовых сланцев считали стратиграфически залегающей выше, нежели карбонатный комплекс.

В южной части нагорья отложения чинчилигской толщи еще более резко различаются по степени метаморфизма. В бассейне р. Качик серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы переслаиваются с рассланцованными алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами. В гальке конгломератов преобладают тонкозернистые породы кремнистого состава, изредка встречаются гальки, состоящие из измененных гранитоидов. Почти для всех пород здесь характерна обильная вкрапленность крупных (2—3 мм) кристаллов пирита. К востоку, на левобережье р. Церигин-Гол свита сложена кристаллическими — биотитовыми, биотит-гранатовыми, биотит-ставролитовыми сланцами и слюдястыми кварцитами. В обнажениях на выветрелой поверхности кристаллических сланцев местами видна реликтовая структура конгломератов. Далее к востоку по простираению слюдяные сланцы сменяются крупночешуйчатыми двуслюдяными с гранатом сланцами и инъекционными гнейсами. Эти сланцы и гнейсы вмещают пегматитовые жилы (Ильин, 1956).

В верхней части разреза на юге Сангилены имеется пачка тонкозернистых амфиболовых сланцев, биотит-гранатовых сланцев, амфиболитов и железистых амфиболовых (куммингтонитовых) кварцитов. Железистые кварциты развиты весьма незначительно, причем полосчатые их разновидности практически отсутствуют совершенно.

Мощность чинчилигской толщи около 3000 м.

В целом в нижнем комплексе резко преобладают терригенные породы. В верхней его части местами появляются карбонатные породы, а в самых верхах — пласты железистых кварцитов и сопутствующие им характерные породы. Метаморфизм нижнего комплекса непостоянен. Усиление степени метаморфизма обусловлено инъекционными явлениями. В участках, подвергшихся инъекции, породы резко отличаются. По вещественному составу вмещающие породы и материал инъекций очень сходны. Главнейшими минералами тех и других являются кварц, кислый плагиоклаз, слюды; значительна роль железистого граната.

— Балыктыгхемская свита почти повсюду на Сангилене сложена белыми графитистыми мраморами (рис. 14). В бассейне среднего течения р. Нарын наблюдался следующий разрез этой свиты (снизу вверх):

- | | |
|--|-----------|
| 1. Белые крупно- и среднезернистые графитистые мраморы с прослоями (от 0,2—0,5 до нескольких метров) тонкослоистых кварцитов с графитовой вкрапленностью и амфиболовых сланцев. Среди белых мраморов иногда встречаются прослои черных тонкополосчатых мелкозернистых известняков мощностью от 1—2 до нескольких десятков метров | 300—400 м |
| 2. Пачка стально-серых тонкочешуйчатых слюдяных сланцев и слюдястых кварцитов | 50 „ |
| 3. Белые графитистые мраморы с подчиненными прослоями кварцитов и слюдясто-амфиболовых сланцев | 200—300 „ |
| 4. Выше следует монотонная толща белых графитистых мраморов с редкими маломощными прослоями кварцитов | 1800 „ |

Общая мощность разреза около 2500—3000 м.

В верховьях р. Балыктыг-Хем среди белых мраморов рассматриваемой свиты имеются две выдержанные пачки биотит-амфиболовых

сланцев и слюдястых кварцитов мощностью около 100 м каждая. Местами на значительных пространствах карбонатные породы свиты представлены крупнозернистыми мраморами с кристаллами кальцита, величиной 10—20 мм и скоплениями чешуек графита размером до 10—12 мм (верховья р. Балыктыг-Хем). Местами углистое вещество наблюдается в мраморах в виде сеточек, полосок, решеточек и т. п. По простиранию такие разности переходят в обычные графитистые мраморы (бассейн р. Сольбельдер). Местами в разрезе свиты отмечаются доломитовые мраморы. В западной части нагорья Сангилен свита сложена серыми мраморизованными известняками, а также черными мелкозер-



Рис. 14. Балыктыгхемские мраморы. Бассейн среднего течения р. Нарын

нистыми известняками, которые резко отличаются от мраморов других участков. На северо-западе, в районе Мугурского месторождения наблюдаются серые среднезернистые мраморы, переслаивающиеся с кварцитами и слюдяными сланцами. В верховьях р. Балыктыг-Хем в мраморах В. М. Моралевым были обнаружены проблематичные органические остатки, видимо, относящиеся к водорослям.

Мощность балыктыгхемской свиты на большей части нагорья Сангилен составляет 2500—3000 м. В западной и особенно северо-западной частях она уменьшается до 1000 и даже 300—400 м. В направлении с запада на восток наблюдается смена сравнительно маломощных терригенно-карбонатных отложений более мощными карбонатными.

Чартысская свита отличается от других свит докембрия некоторой фациальной неустойчивостью.

В бассейне среднего течения р. Нарын она представлена тонкопереслаивающимися карбонатными, терригенными и промежуточными между ними по составу породами, однако ведущая роль принадлежит карбонатным породам (рис. 15).

В нижней трети разреза наблюдается чередование белых графитистых мраморов, сходных с мраморами балыктыгхемской свиты, со слюдяными бескарбонатными гнейсами, графитовыми и слюдястыми квар-

цитами. Выше следуют графитистые мраморы в переслаивании с силикатными и песчанистыми мраморами и плагиоклазовыми пироксен-амфиболовыми карбонатсодержащими гнейсами. В верхней трети разреза преобладают серые мраморизованные известняки, в основном без графита с прослоями амфиболитизированных карбонатных (видимо магнезиальных) и карбонатных пород, тонкозернистых слюдястых кварцитов и карбонатсодержащих биотитовых и серицитовых сланцев. Среди мраморов, как это установлено на южном склоне Сангилен, довольно обычны доломитовые разности. Общая мощность свиты составляет 3000 м, из которых примерно половина приходится на среднюю наиболее мощную часть разреза.



Рис. 15. Тонкопереслаивающиеся мраморы и гнейсы. Правый берег р. Нарын в среднем течении

При прослеживании этого разреза по простиранию с востока на запад можно заметить, что относительная роль некарбонатных пород постепенно увеличивается. В истоках р. Нарын значительная по мощности часть разреза свиты представлена слюдястыми, слюдясто-карбонатными сланцами и слюдястыми кварцитами. В этой тонкослоистой толще мраморизованные известняки наблюдаются в виде двух маломощных пачек мощностью до 100 м каждая. Далее к востоку, на водоразделе рек Нарын и Балыктыг-Хем карбонатные породы вовсе выклиниваются. Для верхней части разреза характерны рассланцованные гравелистые песчаники, туфы, туфогравелиты и туфоконгломераты (гора Улуг-Чинчилиг).

В центральной части нагорья Сангилен и в бассейне нижнего течения р. Балыктыг-Хем чартысская свита имеет следующее строение (снизу вверх):

1. В основании наблюдаются гнейсы слюдяные и слюдяно-амфиболовые, а также слюдястые кварциты 200—300 м

2. Переслаивание светло-серых мраморов, содержащих мельчайшие чешуйки графита со слюдяными, углисто-слюдяными сланцами и углистыми кварцитами, обильно насыщенными сульфидной вкрапленностью. В переслаивании участвуют также силикатные мраморы и плагиоклазовые карбонатсодержащие гнейсы 500—700 м
3. Более тонкое переслаивание серых мраморизованных известняков, амфиболитизированных известняков, слюдяных и амфиболовых сланцев 1000 „
4. В верхах толщи тонкослоистые карбонатные породы чередуются со слюдяными кварцитами, амфиболовыми и слюдяными сланцами 500 „

Местами на Сангилене чартысская свита довольно четко делится на две части.

В нижней половине разреза *нижнечартысской подсвиты* в низовьях р. Кундус и далее к западу выделяются более среднеристые безграфитовые мраморы и известняки (так называемая «белая пачка») мощностью до 100 м.

Известняки «белой пачки» содержат органические остатки двух типов. Остатки первого типа обнаружены лишь в трех пунктах на правобережье р. Балыктыг-Хем (низовья рек Кундус, Чик, Сайлиг). Они напоминают водоросли из группы *Newlandia*, описанные П. С. Краснопеевой (1945) из докембрийских отложений Кузнецкого Алатау. Остатки второго типа встречаются более часто и относятся к онколитам. Среди онколитов обнаружены формы, имеющие круговое сечение в плане (по слоистости) и эллиптическое — в поперечном направлении; все онколиты имеют четко выраженное концентрическое строение. Размеры их в среднем следующие: диаметр 0,6—0,7 мм, толщина в поперечном направлении не более 2—3 мм; подобные онколиты свойственны прослоям серых известняков. В белых известняках онколиты имеют шаровидную форму диаметром 4—5 мм. Их стенки, сложенные черным углстым известняком, четко отделяются от ядра, выполненного белым известняком. Подобные онколиты образуют скопления и гнезда неправильных очертаний. Выше «белой пачки» наблюдаются сероватые полосчатые мраморы, брекчиевидные белые безграфитовые мраморы и другие карбонатные породы.

Мощность *нижнечартысской подсвиты* около 2000 м.

Верхнечартысская подсвита сложена некарбонатными породами: биотитовыми, карбонатно-хлоритовыми, углисто-биотитовыми сланцами часто с обильной вкрапленностью пирита, рассланцованными песчаниками, гравелитами и конгломератами. В гальке конгломератов наблюдаются белые среднеристые мраморы.

В южной части нагорья в составе чартысской свиты исключительно широкое развитие приобретают карбонатные породы, причем на крайнем юго-востоке весь разрез свиты мощностью не менее 3000 м целиком слагается мраморами и известняками, на протяжении десятка километров в хорошо обнаженных участках в разрезах свиты можно не встретить каких-либо иных пород, кроме мраморов и известняков*. Местами на юго-востоке также встречаются органические остатки, аналогичные отмеченным в составе «белой пачки» (р. Ихе-Тайрисин-Гол). На территории МНР в непосредственной близости от границы с Тувой (правобережье р. Шабариин-Гол, у устья р. Ихе-Ямату-Гол) такие же остатки были обнаружены еще в 1923 г. А. И. Педашенко. П. П. Сизова ошибочно определила их как археоциаты (Благонравов, Ильин, 1957).

В бассейне р. Качик значительную роль в составе свиты играют доломиты и генетически связанные с ними амфиболитизированные доломиты и различные амфиболсодержащие карбонатные породы (амфиболиты и т. п.). В результате полевых наблюдений и лабораторного

* Кстати, столь же однообразна на юго-востоке и балыктыгхемская свита, отчего и появилось в обиходе тувинских геологов выражение «мраморное море Сангилен».

изучения было установлено, что амфиболиты бассейна р. Качик представляют собой метаморфизованные осадочные карбонатные (доломитовые) и глинисто-карбонатные породы (типа глинистых доломитов). Почти все карбонатные породы свиты в бассейне р. Качик отличаются несколько большей сравнительно с другими районами примесью глинистого материала. Такие породы оказываются сравнительно мелкозернистыми и более темноокрашенными.

В общем для всей территории нагорья выделяется два основных типа разрезов чартысской свиты. Первый свойствен северу Сангилена, второй югу. Разрезам на севере Сангилена присуще чередование карбонатных, карбонатно-терригенных и терригенных метаморфизованных пород при преобладании первых. Некоторое, правда, незначительное участие принимают эффузивно-туфогенные породы. На юге карбонатные породы имеют исключительно широкое развитие.

Нарынская свита в бассейне верховьев р. Нарын имеет дву-членное строение. В *нижненарынской подсвите* преобладают серые и темно-серые мелкозернистые плитчатые известняки с прослоями слюдисто-кремнистых сланцев, амфиболитизированных карбонатных и некарбонатных пород. *Верхненарынская подсвита* сложена целиком известняками — черными и темно-серыми тонкозернистыми, плитчатыми. Местами в известняках наблюдаются разности с сохранившимися следами ряби, косой слоистостью и т. д.

В известняках нижненарынской подсвиты А. П. Божинским еще в 1945 г. были обнаружены органические остатки, которые М. С. Швецов отнес к четырехлучевым губкам (устное сообщение Н. С. Зайцева). Среди известняков верхненарынской подсвиты встречаются водорослевые разности, которые слагают выдержанные и достаточно мощные пласты.

Выделяются две, вероятно, близкие друг к другу, группы водорослей (онколитов). Первая представлена мелкими, правильно округлыми образованиями с неясным концентрическим строением. Эти водоросли имеют шаровидную форму; диаметр их не более 0,5 см. Водоросли второй группы присутствуют среди известняков нарынской свиты повсеместно. Они представлены более крупными образованиями неправильной округлой формы.

Согласно определениям И. К. Королюк, водоросли нарынской свиты относятся к группе *Osagia*. Встречающиеся здесь формы *Osagia elengate* Ког., *O. lamellate* Ког., по ее мнению, свойственны голоустинской свите известного в литературе «трехчленного комплекса» Прибайкалья. В. П. Маслов, неоднократно знакомившийся с коллекциями водорослей нарынской свиты, также считает их сходными с водорослями прибайкальского комплекса.

В более восточных частях нагорья в составе нарынской свиты основную роль играют серые и черные известняки.

Мощность нарынской свиты около 2000 м.

Общая мощность верхнего (карбонатного) комплекса достигает 7000—8000 м.

Мощность всего разреза докембрия на Сангилене составляет до 10 000—11 000 м.

Крайний восток Тувы (верховья рек Бий-Хем и Кызыл-Хем)

Разрез докембрийских отложений на крайнем востоке Тувы также непрерывен. Наиболее полный разрез докембрия с отчетливыми соотношениями между свитами имеется в *бассейнах рек Айлыг, Тоймас, Одурум*. На этом участке, по данным Г. А. Кудрявцева, Г. В. Махина (1959),

А. В. Ильина и Ю. М. Шейнманна (1963), А. В. Ильина и Т. А. Ильиной наблюдается следующая последовательность свит (снизу вверх):

Шутхулайская свита представлена серыми биотитовыми плагиоклазовыми гнейсами, местами с гранатом и силлиманитом. Гнейсы насыщены послонными жилами неправильной формы и телами гранитов, а также тонко инъецированы гранитами. В составе свиты имеются пачки мраморов мощностью до 100 м, приуроченные, по-видимому, к средней части разреза. В его верхах гнейсы переслаиваются с кварцитами, амфиболовыми сланцами и белыми графитистыми мраморами.

Мощность шутхулайской свиты не менее 3000—4000 м.

Балыктыгхемская свита сложена преимущественно мраморами. Нижняя подсвита разреза образована белыми среднезернистыми графитистыми мраморами, содержащими изредка тонкие прослои кварцитов и слюдястых сланцев. Верхняя половина более разнообразна. Помимо мраморов значительное распространение получают биотит-гранатовые гнейсы, образующие пачку мощностью не менее 300 м, и отдельные пласты мощностью несколько десятков метров. В самых верхах белые и серые мраморы переслаиваются со слюдяными, амфиболовыми углисто-кварцевыми сланцами и кварцитами.

Мощность свиты составляет около 2000 м.

Билинская свита фациально неустойчива. На водоразделе рек Айлыг и Тоймас в основании свиты лежат амфиболовые (роговообманковые) сланцы, которые выше сменяются светло-серыми полосчатыми среднезернистыми мраморами. Выше следуют зеленоватые амфиболовые сланцы и амфиболиты от мелко- до крупнозернистых, местами тонкополосчатые, местами неяснополосчатые почти массивные и слюдяные сланцы. Далее вверх по разрезу отмечен пласт светло-серого известняка, мощностью около 10—15 м. Известняки сменяются амфиболовыми слюдяными сланцами с вкрапленностью пирита. Присутствуют также прослой светлых альбитовых и черных углисто-кварцитовых сланцев с обильной вкрапленностью пирита, а также серых среднезернистых мраморов. Мраморы, видимо, не выдержаны по простирацию и залегают в виде линз.

На водоразделе рек Айлыг — Одурум свита сложена целиком амфиболитами и амфиболовыми сланцами, являющимися, возможно, ортопорадами, так как полосчатые текстуры в них выражены неясно, а иногда и вовсе отсутствуют.

Мощность свиты изменяется от 500 до 1500 м.

Айлыгская свита представлена известняками (рис. 16). Среди них преобладают серые и темно-серые тонкополосчатые, иногда тонкоплитчатые разности. Тонкая слоистость, плитчатость, а также полосчатость весьма характерны для известняков айлыгской свиты. Иногда в составе свиты встречаются прослой листоватых серицитовых и углисто-серицитовых сланцев. В единичных случаях отмечаются пласты актинолитовых серицит-хлоритовых и углисто-кварцитовых сланцев, мощностью до 100 м.

Мощность айлыгской свиты не менее 2000 м.

Харальская свита в описываемом участке распространена весьма незначительно и представлена «зелеными» — карбонатно-хлоритовыми, амфиболовыми (актинолитовыми) серицитовыми, кремнистыми сланцами, филлитами с пачками углисто-кварцитовых сланцев.

Мощность харальской свиты не превышает нескольких сотен метров.

Общая мощность разреза докембрийских отложений составляет около 10 000 м.

Севернее, в бассейне левых притоков Оки — рек Сенца и Тисса, разрез докембрийских отложений, по данным А. В. Ильина и Т. А. Ильиной, имеет следующее строение (снизу вверх):

Шутхулайская свита представлена биотитовыми полосчатыми гнейсами с кварцево-полевошпатовыми жилами и тонкой инъецией.

Мощность свиты около 4000 м.

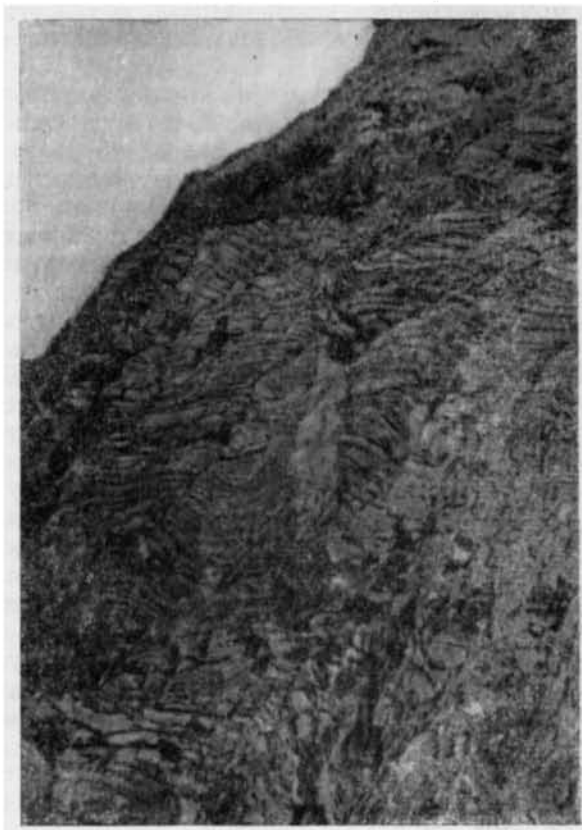


Рис. 16. Тонкослойные известняки айлыгской свиты. Верховье р. Одурум

Балыктыгхемская свита образована мраморами. Среди них в равной мере широко развиты разновидности с графитом и без него. В нижней части разреза у контакта с гнейсами шутхулайской свиты имеются карбонатсодержащие плагиоклазовые гнейсы с амфиболом и пироксеном. В более высокой части разреза встречаются мраморы с новообразованиями тремолита, биотита, флогопита, диопсида, талька. Изредка среди обычных мраморов, преобладающих в составе свиты, наблюдаются маломощные пласты слюдяных и графитовых сланцев. Сланцы иногда содержат сульфидную вкрапленность. Выходы их на поверхность имеют буроватую и красноватую окраску. Породы свиты вмещают обильные жилы гранитов.

Мощность свиты около 2000 м.

Билинская свита сложена тонкопереслаивающимися серыми известняками, слюдястыми известняками, карбонатно-амфиболовыми сланцами, а также слюдясто-кварцитовыми, углисто-кварцитовыми и слюдяными сланцами. Литологически она очень сходна с чартысской свитой северо-восточного Сангилена. В частности, весьма большое сход-

ство обнаруживают разрезы района устья р. Дарыл (правый приток р. Сенца) и района устья р. Шивелиг на левобережье р. Балыктыг-Хем.

Видимая мощность 1000—1500 м.

Более высокие горизонты докембрийского разреза в этом участке отсутствуют.

В бассейне нижнего течения р. Билин и правобережья р. Шишхид-Гол, по данным Г. В. Махина, обнажена верхняя часть разреза докембрийских отложений (1959).

Наиболее древней свитой является айлыгская. Она представлена серыми полосчатыми мелкозернистыми мраморами и серыми полосчатыми мраморами, местами содержащими остатки фитоцитов из группы *Osagia*. Среди них И. А. Королюк определены *Osagia lamellate*, *O. tenuilamellate* и *O. undosa*.

Харальская свита сложена преимущественно сланцами. Среди них наиболее широко распространены мелкозернистые амфиболовые (актинолитовые, реже роговообманковые), слюдяные, слюдисто-карбонатные, углисто-кварцевые. Местами содержат обильную сульфидную вкрапленность.

Мощность свиты до 1700—2000 м.

В целом для докембрия крайнего востока Тувы характерны следующие признаки. В нижней части непрерывного разреза располагается однообразная гнейсовая толща. Также устойчива по составу балыктыг-хемская свита мраморов. Фациально невыдержана билинская свита, на одних участках она сложена преимущественно амфиболовыми, а на других — карбонатными породами. Айлыгская свита выдержана по простирацию и слагается в основном известняками. Докембрийский разрез заканчивается толщей некарбонатных пород (харальская свита).

Крайний северо-восток Тувы (Восточный Саян)

На крайнем севере Восточной Тувы в верховьях рек Кжи-Хем, Азас и Ак-Суг докембрийские отложения распространены довольно широко.

Согласно последним данным А. Д. Шелковникова, П. В. Дубина и др. в основании раздела лежит толща гнейсов. В верхах ее наблюдаются прослои мраморов, кварцитов, амфиболитов. Мощность толщи гнейсов 2000—2500 м. Выше согласно залегают графитистые мраморы с тонкими прослоями гнейсов и кварцитов мощностью до 5000 м. Выше, по-видимому, с местным размывом ложится литологически невыдержанная толща мощностью до 9000 м. На водоразделе Кызыра и Кжи-Хема она сложена известняками с прослоями кварцитов, слюдяных и амфиболовых сланцев, юго-восточнее — сланцами по эффузивам, гравелитами, конгломератами, еще восточнее — амфиболовыми и слюдяными сланцами. Более молодые толщи докембрийского разреза широко развиты во внутренних частях Восточного Саяна, лежащих вне территории Тувинской АССР.

Центральная часть Восточной Тувы

В центральной части Восточной Тувы докембрийские отложения в основном развиты на левобережье р. Мал. Енисей и в междуречье Мал. и Бол. Енисея.

На левобережье Каа-Хема, по С. В. Потапову, разрез начинается чинчилигской толщей, которая сложена биотитовыми, либо двуслюдяными плагиоклазовыми гнейсами и сланцами, включающими прослой и линзы полосчатых известняков. В верхней части разреза в пере-

слаивании с гнейсами и в виде отдельных пачек мощностью до 250 м наблюдаются амфиболовые сланцы. Также к верхам приурочены отдельные прослои кварцитов мощностью от 10 до 50 м. На левобережье р. Бурен А. В. Ильиным, В. С. Павленко, А. Я. Шараськиным в верхах разреза были обнаружены пласты полосчатых железистых кварцитов.

Мощность чинчилигской толщи не менее 2500 м.

Выше по разрезу согласно ложится балыктыгхемская свита, представленная почти исключительно мраморами. Среди них имеются графитистые и безграфитовые разности. Мраморы содержат редкие прослои темно-серых биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов, серых полосчатых кварцитов и амфиболовых сланцев.

Мощность балыктыгхемской свиты около 2500 м.

В составе чартысской свиты, залегающей также согласно и развитой весьма незначительно, наблюдаются пироксеновые и амфиболовые плагиоклазовые гнейсы, постоянно содержание в том или ином количестве кальцит. Помимо гнейсов значительную роль играют белые и светло-серые мраморы, а также песчанитые и силикатные (слюдистые, амфиболовые) мраморы.

Мощность чартысской свиты около 1500 м.

Выше по разрезу С. В. Потапов помещает толщу сланцев, объединяемую в бийхемскую серию. Преобладают в ее составе мелкозернистые, иногда тонкополосчатые амфиболиты и амфиболовые сланцы. Предполагается, что эти породы возникли при метаморфизме эффузивов и туфов. Встречаются также кварциты, слюдистые кварциты. Местами комплекс этих пород превращается в инъекционные гнейсы — среднезернистые полосчатые породы с обильными жилами гранитов.

Мощность бийхемской серии составляет 2500 м.

Бийхемская серия граничит с более древними отложениями лишь по разрывным нарушениям. Вышележащими нижнекембрийскими отложениями она, по данным С. В. Потапова, перекрывается согласно, образуя с ними единый структурный комплекс. По-видимому, под бийхемской серией имеется перерыв в отложениях и, возможно, несогласие.

В междуречье Бол. и Мал. Енисея, по В. Б. Агентову и В. В. Агентовой, в основании докембрийского разреза лежит тесхемская свита, сложенная гнейсами — биотитовыми, биотит-мусковитовыми, кордиерит-биотитовыми с силлиманитом, роговообманково-биотитовыми и биотит-пироксеновыми. Имеются выдержанные по простиранию пласты кварцитов.

Мощность тесхемской свиты не менее 2000 м.

Выше в непрерывном разрезе В. Б. Агентов выделяет мугурскую свиту. В низах ее преобладают кварциты, чередующиеся со слюдяными и роговообманковыми сланцами, биотитовыми гнейсами и амфиболитами; изредка присутствуют мраморы. В верхней части разреза кварциты переслаиваются с мраморами. В этом переслаивании участвуют двуслюдяные и роговообманковые сланцы, играющие подчиненную роль.

Мощность мугурской свиты 1000 м.

Балыктыгхемская свита, отмеченная лишь в единственном участке на левобережье р. Ужеп, литологически однообразна. Она сложена крупнозернистыми мраморами с очень редкими и маломощными прослоями кварцитов. Мощность ее 1000—1500 м.

Выше по разрезу следует харальская свита. Она не имеет нормальных (не нарушенных разломами) контактов с подстилающими отложениями. Анализ геологической карты приводит к мысли о наличии крупного перерыва перед отложениями харальской свиты. Свита имеет двучленное строение.

Нижняя подсвета сложена «зелеными» сланцами — эпидот-хлорит-актинолитовыми, альбитовыми (рис. 17). Реже встречаются серицитовые, карбонатные, кварцитовые и углисто-кварцитовые сланцы. В. Б. Агентов и Г. А. Кудрявцев считают, что исходными породами для образования «зеленых» сланцев являлись эффузивы и туфы. Мощность нижней подсветы составляет около 4000 м.

В верхней подсвете преобладают мусковит-карбонатные, хлорит-карбонатные, мусковитовые сланцы, филлиты и метаморфизованные песчаники. Реже встречаются прослои эпидот-хлорит-актинолитовых сланцев, аналогичных сланцам нижней части разреза. Характерными

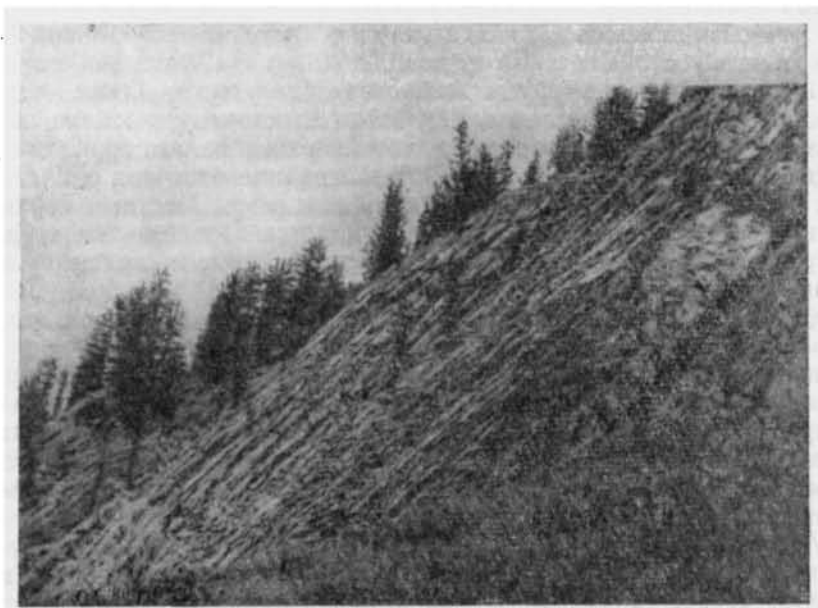


Рис. 17. Выходы «зеленых» сланцев харальской свиты. Бассейн р. Ойна

породами, по Г. А. Кудрявцеву и В. Б. Агентову, являются черные графитистые (углистые) кварциты. Большая часть пород верхней подсветы образовалась по терригенным осадкам. Мощность верхней подсветы 2000 м.

Общая мощность харальской свиты достигает 6000 м.

Охемская свита сложена мраморами, карбонатно-хлоритовыми, карбонатно-мусковитовыми, эпидот-хлоритовыми сланцами, филлитами, а также метаморфизованными песчаниками и конгломератами. Для филлитов характерна вкрапленность пирита и пирротина.

Мощность свиты не менее 1500 м.

Харальская и охемская свиты суммарно отвечают бийхемской серии левобережья р. Каа-Хем.

Описываемые разрезы для левобережной части Мал. Енисея и междуречья Мал. и Бол. Енисея сходны друг с другом. Сходство выражается в наличии гнейсовой толщи в основании разреза, карбонатных пород в средней его части и метаморфизованных эффузивно-терригенных образований в верхах. В обоих разрезах, по-видимому, имеется крупный перерыв, в силу чего средняя часть разреза, сложенная карбонатными породами, имеет гораздо меньшую мощность, сравнительно с нагорьем Сангилен.

Общая характеристика докембрийских отложений

Сопоставление разрезов. Сравнивая разрезы четырех описанных районов Тувы, нетрудно заметить, что они весьма сходны в своих нижних частях и несколько отличаются в верхних.

Вполне определенно сопоставляются отложения нижнего комплекса докембрия, представленные повсюду первичнотерригенными породами. Чинчилигская толща юго-востока по положению в разрезе и характеру слагающих пород аналогична шутхулайской толще крайнего востока и гнейсовой толще крайнего северо-востока Тувы. На юго-востоке (Сангилен) эта толща, как уже отмечалось, отвечает мугурской и тесхемской свитам вместе взятым.

Мощность нижнего комплекса на юго-востоке не превышает 3000 м, а на крайнем востоке составляет до 4000 м.

По-видимому, на крайнем востоке обнажаются более глубокие горизонты нижнего комплекса, чем на юго-востоке. Основание нижнего комплекса нигде в Туве не вскрывается, верхняя же его граница фиксируется повсюду достаточно четко. Этой границе отвечает смена в разрезах первичнотерригенных пород карбонатными. Местами верхи разреза нижнего комплекса маркируются пластами железистых кварцитов и сопутствующего им комплекса пород (графитовые и «красные» мусковитовые сланцы, гранатовые амфиболиты и др.).

Как следует из описаний разрезов, повсюду над нижним комплексом располагается толща мраморов, именуемая в большинстве районов балыктыгхемской свитой. Эта свита служит репером при составлении докембрийских отложений Тувы, а также при сравнении их со смежными регионами. Верхняя граница свиты не всюду четко выражена литологически. Эта граница довольно условна в отдельных участках на Сангилене, где графитистые мраморы преобладают как в балыктыгхемской, так и в вышележащей чартысской свите.

Мощность балыктыгхемской свиты достигает наибольших величин в центральной и восточной частях Сангилены, меньшие мощности характеризуют северо-западный Сангилен и центральную часть Восточной Тувы.

Отложения, выделяемые в чартысскую свиту на Сангилене и в центральной части Восточной Тувы, сходны литологически, имеют одинаковое положение в разрезе и являются стратиграфическими аналогами. Чартысская свита на северо-востоке отвечает билинской свите, а на севере — толще известняков с прослоями сланцев и кварцитов, либо толще различных сланцев. Билинская свита местами на северо-востоке литологически идентична чартысской свите Сангилены, местами же она представлена амфиболовыми сланцами и амфиболитами. Во всех случаях в основании ее лежит балыктыгхемская свита мраморов. Верхняя граница рассматриваемого интервала разреза четко выражена на северо-востоке и довольно условна на юго-востоке.

Выделяемой выше нарынской свите Сангилены, сложенной преимущественно известняками, на крайнем востоке отвечает айлыгская свита. Эти свиты сходны литологически, та и другая содержат одинаковые органические остатки и являются близкими стратиграфически. Нижние горизонты айлыгской свиты литологически сходны с верхами чартысской свиты Сангилены.

Стратиграфических аналогов харальской свиты, как и охемской, на Сангилене, видимо, нет*. Возможно, что с харальской свитой следует

* В последнее время появились данные о том, что в верхах докембрийского разреза Сангилены имеются зеленые сланцы — аналоги харальской и охемской свит. — *Прим. ред.*

сопоставлять толщу «зеленых» сланцев северо-запада Сангилене (верховья рек Ульдун, Гериге и др.). Эта толща, локально развитая на Сангилене, И. И. Белостоцким отнесена к «метаморфической свите нижнего кембрия», а А. В. Ильиным и В. М. Моралевым — к нарынской свите.

Г. А. Кудрявцев предполагает, что нижняя половина харальской свиты центральных районов Восточной Тувы является стратиграфическим аналогом айлыгской свиты, известняки которой в западном направлении замещены эффузивами. Бийхемская серия, по Г. А. Кудрявцеву, отвечает совокупности харальской и охемской свит.

В целом по Туве в разрезах докембрия намечается три крупнейших стратиграфических комплекса. Нижнему, терригенному, соответствуют осадки чинчилигской и шутхулайской толщ; средний, карбонатный, комплекс включает балыктыгхемскую, чартысскую (билинскую) и нарынскую (айлыгскую) свиты; верхний, эффузивно-терригенный, образован харальской и охемской свитами (бийхемской серией).

Характеристика пород. Породы, слагающие нижний комплекс докембрия, на юго-востоке Тувы метаморфизованы в условиях фации «зеленых» сланцев. Исходными (первичными) породами для них являлись алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты. Обилие ставролитовых гнейсов и находки корундовых роговиков на Сангилене позволяют предполагать также существование среди первичных пород высокоглиноземистых разностей. На северо-востоке, где метаморфизм проявился повсеместно, о характере первичных пород можно лишь догадываться. По-видимому, они также относились к терригенным.

Графитистые мраморы верхнего комплекса возникли по известнякам, содержащим тонкораспыленную примесь органического материала. Для Сангилене В. М. Моралевым установлено, что карбонатно-силикатным метаморфическим породам — силикатным мраморам — отвечают глинистые известняки, а амфиболитам и различным амфиболсодержащим породам — осадки типа глинистых доломитов и доломитов. Тела амфиболитов на Сангилене содержат «прослой» доломитов. По протиранию амфиболиты также переходят в различные доломиты. Среди доломитов и доломитовых известняков часто встречаются отдельные беспорядочно ориентированные кристаллы амфибола, либо вытянутые по сланцеватости скопления более мелких кристаллов этого минерала. Такие амфиболитизированные карбонатные породы по мере насыщения их амфиболами и дают постепенные переходы к амфиболитам. В других местах амфиболиты произошли по эффузивным породам и туфам основного состава. Параамфиболиты характерны для юго-востока Тувы, а ортоамфиболиты — для северо-востока и севера.

В целом различие в степени метаморфизма карбонатных пород определяется, очевидно, вариациями первичного состава пород. По В. М. Моралеву (1958), карбонатные породы Сангилене, содержащие тонкорассеянную примесь глинистого материала, обычно являются более мелкозернистыми и темноокрашенными, сравнительно с породами, лишенными этой примеси. Вместе с тем на отдельных участках, сложенных карбонатными породами верхнего комплекса снизу вверх по разрезу, степень метаморфизма постепенно уменьшается. В одном из таких участков — в бассейне р. Нарын на Сангилене — низы разреза верхнего комплекса сложены белыми крупнозернистыми мраморами, а верхи — черными мелкозернистыми известняками со сравнительно хорошо сохранившимися органическими остатками. В. М. Моралевым было отмечено также, что мраморы, лишенные кварцитовых прослоев, при прочих равных условиях оказываются более крупнозернистыми, чем мраморы, содержащие такие прослои.

Инъекционные явления среди карбонатных пород не наблюдаются. Фациально докембрийские отложения Тувы в целом сравнительно устойчивы. Нижнему комплексу, по-видимому, везде отвечают терригенные осадки, местами грубообломочные (южный Сангилен), местами тонкозернистые (западный Сангилен и, видимо, другие части Тувы). На северо-востоке Тувы незначительное развитие местами приобретают карбонатные фации. Области сноса в период формирования отложений нижнего комплекса, как видно на примере Сангилена (Ильин, Кудрявцев, 1960), располагались южнее. Сформировавшаяся затем балыктыг-хемская свита литологически очень устойчива. Ей отвечают карбонатные фации. В чартыское время на Сангилене продолжалось накопление существенно карбонатных осадков. Местами получали развитие глинисто-карбонатные отложения (юго-запад Сангилена), местами терригенно-карбонатные (север Сангилена). На юге и особенно на юго-востоке Сангилена господствуют карбонатные фации. В центральном Сангилене, в области стыка карбонатных и терригенно-карбонатных фаций, изредка появляются вулканогенные отложения. Последние большее развитие получают на северо-востоке Тувы. Но и в этом районе основной фон в чартыское время, видимо, составляют карбонатные осадки. Далее продолжается накопление карбонатных отложений нарынской и айлыгской свит на Сангилене и северо-востоке Тувы. В центральной части Восточной Тувы какому-то отрезку времени карбонатного осадконакопления Сангилена и северо-востока отвечает перерыв и размыв отложений. В харальское время осадконакопление происходило в центральной части Восточной Тувы и лишь местами на юго-востоке и северо-востоке. Накопление карбонатно-терригенных толщ в центральной части Восточной Тувы продолжалось и после харальского времени, когда сформировалась охемская толща.

Древнейшие отложения Тувы имеют следующие специфические особенности. Прежде всего для докембрия Тувы характерно накопление чрезвычайно мощной серии карбонатных пород; местами мощность ее достигает 8000 м, состоит она на 95—98% из карбонатных пород, преимущественно мраморов, местами доломитовых. Столь мощные карбонатные осадки свойственны лишь докембрию, что, очевидно, связано с иным, чем в последующие времена, балансом углекислоты в природе. Другая особенность докембрийского осадконакопления состоит в формировании кремнистых богатых железом осадков. Образование их было приурочено к одному из основных рубежей в истории докембрийской седиментации — смене терригенных осадков карбонатными. Осадки, богатые железом, формировались лишь после того, как области сноса были сnivelированы и превращены в низменную сушу, так как в слоях, перекрывающих железистые кварциты, терригенный материал отсутствует.

Возраст. Описанные отложения являются, безусловно, докембрийскими, так как в ряде мест они покрываются определенно нижнекембрийскими образованиями. Возраст последних устанавливается либо на основании прямых фактов (например, фаунистически охарактеризованный нижний кембрий левобережья р. Каа-Хем), либо на основании сопоставлений (нижнекембрийские отложения Сангилена, не содержащие руководящих органических остатков).

Вопрос о соотношениях докембрия и кембрия в Туве долгое время оставался неясным.

А. И. Левенко (1949) и В. А. Кузнецов (1946) указывали на перерыв в отложениях и складчатость в основании нижнего кембрия. А. П. Божинский, В. В. Архангельская и другие датировали нижнюю половину непрерывной серии осадков Сангилена верхним протерозоем,

а верхнюю — кембрием. В настоящее же время установлено, что в различных частях Тувы соотношения между кембрием и докембрием неодинаковы (подробно см. разд. «Кембрий»).

На Сангилене докембрий отделен от нижнего кембрия разрывом, благодаря которому нижекембрийские осадки ложатся на разные горизонты докембрия, в том числе и на довольно низкие (балыктыг-хемская свита). До отложения осадков нижнего кембрия там имела место складчатость, которая, однако, для Сангилена не была завершающей, так как кембрийские и докембрийские толщи Сангилена имеют общую складчатую структуру. К перерыву, предшествовавшему накоплению нижекембрийских отложений, приурочено проявление гранитоидной интрузии, а также региональный метаморфизм докембрийских отложений.

По-видимому, более резким является несогласие между кембрием и докембрием на крайнем востоке и севере Тувы. Это отчетливо устанавливается в смежных районах Восточного Саяна, где породы кембрия с резким угловым несогласием ложатся на подстилающие толщи, захватывая сюда из Тувы.

Иные соотношения наблюдаются в центральной полосе Восточной Тувы, где нижний кембрий ложится на самые верхние толщи докембрия: охемскую свиту в междуречье Бий-Хем — Каа-Хем и бийхемскую серию на левобережье р. Каа-Хем. В этих районах нижекембрийские отложения отделены от докембрийских стратиграфическим перерывом, однако отчетливых угловых несогласий между ними не установлено. Докембрийские отложения центральной полосы в целом отличаются от кембрийских несколько большей степенью метаморфизма, лежащей в пределах фации «зеленых сланцев» и несколько более интенсивной складчатостью. Г. А. Кудрявцев докембрийские и нижекембрийские отложения этой полосы относит к единому структурному комплексу, В. Б. Агентов (1962) не поддерживает этого мнения.

Попытаемся теперь уточнить возрастное положение древнейших толщ Тувы. Докембрийские отложения Тувы из-за невысокой степени регионального метаморфизма и невыдержанности фаций метаморфизма являются более молодыми по сравнению с теми отложениями, которые в других регионах Сибири датируются археем (Алданский щит, Южное Прибайкалье).

Верхняя часть докембрийского разреза Тувы (нарынская, айлыгская, харальская и охемская свиты) по возрасту, по-видимому, аналогична известному Прибайкальскому комплексу, который считается Сибирским «эталоном» позднего докембрия (синия). Эта аналогия проводится в основном на основании сходства органических остатков Прибайкальского комплекса и нарынской и айлыгской свит Тувы. Таким образом, значительную часть разреза докембрия Тувы, включающую нарынскую, айлыгскую и вышележащие свиты, можно датировать поздним докембрием. По-видимому, к этой же категории относятся и более древние свиты, так как вместе с вышележащими они образуют единый разрез, разделение которого на различные возрастные группы было бы чрезвычайно условным.

Данные об абсолютном возрасте докембрийских отложений Тувы отсутствуют. Такие сведения имеются лишь для подобных образований в смежных районах: например, производилось определение абсолютного возраста заведомо докембрийских пород, гнейсов бирюсинской и мраморов дербинской свит, прилегающих районов Восточного Саяна. Эти цифры, полученные разными методами, как правило, не превышают 500—550 млн. лет (Обручев, 1963). По С. В. Обручеву и В. Я. Хильтовой, они датируют регрессивный метаморфизм. Возможно, однако, что

относительно небольшие значения абсолютного возраста этих толщ в Восточном Саяне объясняются каледонским, а не докембрийским возрастом основной массы интрузий, метаморфизма и дислокаций. Во всяком случае в настоящее время вряд ли можно рассчитывать на то, что данные абсолютного возраста помогут уточнить датировку докембрийских свит Тувы.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения кембрийской системы на территории Тувинской АССР распространены чрезвычайно широко. Они представлены всеми тремя отделами. Наиболее развиты породы нижнего кембрия, известные почти во всех районах (структурно-фациальных зонах) Тувы. В большинстве мест они палеонтологически охарактеризованы, хотя полнота этой характеристики весьма неравномерна для разных участков их распространения. Значительно менее развиты отложения, относимые к верхнему отделу. Ископаемая фауна в верхнекембрийских отложениях известна только в одном месте, где содержащие ее породы занимают весьма ограниченную площадь. Преобладающая же часть отложений, рассматриваемых как верхнекембрийские, отнесены к этому отделу с разной степенью условности. Еще менее распространены на территории Тувинской АССР среднекембрийские породы. Палеонтологически обоснованные отложения этого отдела известны лишь в одном месте на очень ограниченной площади. Кроме того, имеются отложения, отнесенные к среднему кембрию условно. Пространственно средне- и верхнекембрийские отложения тяготеют к площадям Западного Саяна и частично Горного Алтая.

Степень изученности отложений разных отделов кембрийской системы неодинакова. Лучше всего изучены нижнекембрийские образования, известные на территории Тувы уже сравнительно давно. Верхнекембрийские отложения, выявленные только в 50-х годах, изучены несравненно хуже.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Первые сведения о присутствии кембрийских отложений в Туве содержатся в отчете И. П. Рачковского и А. И. Педашенко (1904), которые в 1903 г. произвели геологическую рекогносцировку в Улугхемской котловине и в районе хр. Восточный Танну-Ола. Позже, в 1914 г., А. Я. Тугариновым в хр. Восточный Танну-Ола была найдена галька археоциатого известняка, который в 1929 г. был детально описан А. Г. Вологдиным. Последний, определив здесь несколько новых видов археоциат, датировал возраст известняка средним кембрием.

В период 1926—1929 гг. исследованиями И. П. Рачковского, З. А. Лебедевой, П. И. Сизовой и А. И. Педашенко, главным образом в Центральной и Западной Туве, была найдена археоциатова фауна во многих местах Тувы и тем самым доказано присутствие кембрийских отложений на весьма обширной территории (Лебедева, 1938). Археоциаты изучались А. Г. Вологдиным (1940), который пришел к заключению, что вмещающие их известняки относятся к нижнему и среднему отделам кембрия. При этом к наиболее низким горизонтам тувинского кембрия им были отнесены известняки Шагонарско-Чаахольского района и хр. Восточный Танну-Ола. Более высокое положение, по его мнению, занимали археоциатовые известняки правобережья р. Чадан. Известняки горы Утук-Хая принимались за наиболее высокие горизонты

кембрия и относились А. Г. Вологдиным к середине или верхам среднего отдела этой системы.

Окружающие известняки вулканогенные и терригенные породы в это время рассматривались как более молодые отложения (Лебедева, 1938).

В 1932 г. В. А. Кузнецов, изучавший совместно с П. М. Татариновым и К. С. Филатовым район Актотракского асбестового месторождения, показал, что состав кембрийских отложений значительно сложнее. Здесь в качестве кембрийской была выделена толща эффузивов и туфов с подчиненными им линзами известняков и пачками песчаников и глинистых сланцев. Толща эта получила название актотракской формации. По водорослям, содержащимся в известняках, А. Г. Вологдиным возраст этой толщи был определен в то время верхнекембрийским (Татаринов, Кузнецов, Филатов, 1934).

В 1945—1946 гг. сложное строение кембрийских отложений, а также широкое их площадное распространение в центральных и западных районах Тувы и в хр. Восточный Танну-Ола было установлено В. А. Кузнецовым (1946, 1948), В. П. Масловым (1947, 1949) и др. Было показано, что археоциатовые известняки являются сингенетичными с вмещающими их эффузивами, туфами, песчаниками, алевролитами и конгломератами. В. П. Маслов отметил при этом, что представление о том, что археоциаты — «любители чистой воды» (Вологдин, 1934) и потому не могут жить в бассейне, загрязненном привносами эффузивного и кластического материала (Вологдин, 1934), — лишено оснований.

В. А. Кузнецов установил, что разрезы кембрийских отложений в разных местах изученной им территории различны. В Западной Туве он выделил эффузивно-осадочную актотракскую свиту кембрия, в Центральной Туве — терригенно-карбонатную баянкольскую, в хр. Восточный Танну-Ола — эффузивно-осадочную таннуольскую свиту; кембрийская сланцевая толща северо-западных окраин Тувы, принадлежащих Западному Саяну, была выделена в качестве куртушибинской свиты. Давая общую характеристику кембрийских отложений, В. А. Кузнецов отметил приуроченность эффузивных образований к низам разреза и преобладание терригенно-карбонатных компонентов в верхах его, предвосхитив этим принятое позже многими исследователями двухчленное деление нижнекембрийских отложений в большинстве районов Тувы. Такое же строение разреза кембрия отмечал и В. П. Маслов. Первоначально В. А. Кузнецов (1934, 1946) кембрийские отложения Тувы рассматривал как геосинклинальные, но затем стал определять как осадки шельфовой области «с эпиконтинентальными, часто наземными, эффузивными и осадочными образованиями» (Кузнецов, 1949).

По археоциатам, изучавшимся в основном И. Т. Журавлевой, возраст пород датировался в пределах верхов нижнего — нижней половины среднего кембрия. Этому не противоречили и заключения О. К. Полетаевой о трилобитах, обнаруженных в 1945 г. В. А. Кузнецовым в известняках хр. Восточный Танну-Ола (р. Шивелик-Хем).

Дальнейшее изучение кембрийских отложений Тувы связано с планомерными, систематическими исследованиями широко развернувшимися на всей территории Тувинской АССР начиная с 1946 г. Эти исследования, закончившиеся к началу 60-х годов созданием среднемасштабной Государственной геологической карты всей площади Тувы, осуществлялись большими коллективами геологов различных ведомств и организаций.

Материалы о кембрии Тувы, собранные в этот период, содержатся в многочисленных рукописных отчетах геологов ВСЕГЕИ: Г. М. Владимировского, Д. В. Вознесенского, В. В. Волкова, Г. В. Грушевого,

А. Л. Додина, Н. М. Задорожной, Я. С. Зубрилина, П. В. Коростина, В. И. Серпухова, В. А. Унксова и др.; геологов КГУ: Г. П. Александрова, Н. А. Боговарова, В. И. Долговой, Г. Н. Лукашева, Ф. Я. Пана, А. Н. Павлова, А. А. Предтеченского, А. К. Рублева, Г. Д. Трухина и др.; геологов ВАГТ: В. Б. Агентова, В. В. Архангельской, И. И. Белостоцкого, В. А. Благоврадова, А. В. Григорьева, Л. П. Зоненшайна, А. В. Ильина, Г. А. Кудрявцева, В. П. Маслова, Г. В. Махина, В. М. Моралева, С. В. Потапова, А. Д. Смирнова, Ю. В. Чудинова, Я. Д. Шенкмана и др. В эти же годы много новых данных о кембрии Тувы и сопредельных с ней районов было приведено в опубликованных работах, из которых надо указать работы: В. А. Кузнецова (1946, 1948, 1952, 1953, 1954 и др.), И. Т. Журавлевой (1947, 1950, 1959), В. П. Маслова (1947, 1949), Г. А. Кудрявцева (1949, 1950, 1964), А. Л. Додина и Г. А. Кудрявцева (1950), Н. С. Зайцева и Н. В. Покровской (1950), А. И. Левенко (1950), А. Г. Сивова (1953), Г. В. Пинуса, В. А. Кузнецова, И. М. Волохова (1955), Л. Н. Леонтьева (1956), И. Т. Журавлевой, Л. Н. Репиной, В. В. Хоментовского (1959), В. А. Унксова (1958), Г. В. Пинуса (1959, 1961), А. Г. Вологодина (1959, 1960), Л. П. Зоненшайна (1959), Н. С. Зайцева (1960), В. В. Меннера, Н. В. Покровской, Ю. А. Розанова (1960), И. П. Палей (1960, 1961), А. А. Предтеченского и А. В. Щеглова (1962), Ю. В. Чудинова (1962) и др.

Этими исследованиями было установлено, что кембрийские отложения в Туве распространены значительно шире, чем предполагалось ранее: было доказано широкое распространение нижнекембрийских пород в Восточной Туве, было также установлено, что повсеместно нижнекембрийские отложения относятся к образованиям, характерным для начальных этапов развития геосинклиналей, о чем свидетельствует в частности развитие среди них пород спилито-кератофирового ряда, описанных Г. В. Грушевым, Г. М. Владимирским, Ю. В. Чудиновым и др.

Изучение разрезов кембрия показало, что на территории Тувинской АССР кембрийские образования очень разнообразны. В связи с этим кембрийские отложения в разных местах расчленялись на свиты, удобные для картирования на определенной площади, но часто трудноопределимые между собой. Последнее в значительной мере объяснялось отсутствием единой биостратиграфической схемы для отложений нижнего кембрия Тувы. В разработке последней особая роль принадлежит Н. В. Покровской и Н. С. Зайцеву. Ими была предложена достаточно подробная и обоснованная биостратиграфическая схема нижнего кембрия хр. Восточный Танну-Ола. Так, Н. В. Покровская (1959), установив отложения алданского и ленского ярусов, выделила там по трилобитам пять фаунистических зон, группирующихся в три свиты: кадыйскую, шанганскую и шивеликскую. Однако выделение этих свит и зон в ряде других районов оказалось затруднительным вследствие того, что разрезы кембрия весьма разнообразны, а находки трилобитов, в противоположность археоциатам, весьма ограничены. Так, например, на обширных площадях Восточной Тувы они пока не известны совсем.

Н. С. Зайцев (1960), основываясь на фауне трилобитов, помимо хр. Восточный Танну-Ола, произвел расчленение нижнекембрийских отложений в ряде районов Центральной и Западной Тувы в соответствии со схемой стратиграфических подразделений, принимаемой для Сибирской платформы.

Многочисленные коллекции археоциат, по заключению изучавших их специалистов (А. Г. Вологдин, И. Т. Журавлева), указывают в большинстве случаев на весьма узкий возрастной интервал вмещающих пород. Вначале, до начала пятидесятых годов, их возраст определялся в основ-

ном как верхи нижнего — низы среднего кембрия. Однако Н. С. Зайцев и Н. В. Покровская (1950) пришли к выводу об исключительной приуроченности археоциат к нижнему кембрию. В 50-х годах И. Т. Журавлева стала относить тувинские археоциаты к нижнему кембрию и установила принадлежность их к санаштыкгольскому и камешковскому комплексам биостратиграфической шкалы нижнего кембрия Алтае-Саянской области*. В более высоких горизонтах нижнего кембрия Тувы (обручевский горизонт) археоциаты неизвестны. Ниже уровня камешковского горизонта встречаются лишь отдельные археоциаты, не образующие самостоятельного комплекса. В подавляющем большинстве разрезов верхней половины нижнего кембрия Тувы присутствуют археоциаты санаштыкгольского комплекса. Археоциаты камешковского комплекса встречаются реже.

Такая приуроченность археоциат к довольно узкому возрастному интервалу и была использована некоторыми исследователями при сопоставлении разрезов отдельных районов. При этом оказалось, что обильные археоциаты в основном характеризуют нижнюю часть верхней половины общего разреза тувинского кембрия при его двучленном делении, намеченном ранее по преобладанию вулканогенных пород в нижней половине и нормально осадочных — в верхней. Во многих разрезах археоциатовые комплексы сопровождаются трилобитами. Однако следует отметить, что общепринятой биостратиграфической схемы нижнего кембрия для всей территории Тувы сейчас еще нет.

Ярусное деление нижнего кембрия Тувы было предложено Н. В. Покровской (1959) и Н. С. Зайцевым (1960). Но до последнего времени не существовало единого мнения о границе алданского и ленского ярусов нижнего кембрия не только для Тувы, но и для Алтае-Саянской области в целом.**

Приводимое далее описание нижнекембрийских отложений дается по отдельным районам и в основном в том виде, как это принято для листов Государственной геологической карты Тувы.

Восточная Тува

На этой обширной площади строение разрезов и состав пород нижнего кембрия весьма различны. Отчетливое двучленное строение разрезов наблюдается в центральных частях рассматриваемой территории — в бассейне Бий-Хема и Каа-Хема (Каахемская структурно-фациальная зона), где кембрийские отложения развиты весьма широко и представлены наиболее полно. На две свиты расчленены также нижний кембрий на большей части нагорья Сангилен (Сангиленская зона), где эти отложения распространены очень ограниченно. Значительно развиты нижнекембрийские отложения в бассейне р. Хамсара, особенно по ее правым притокам (Хамсаринская зона). Здесь в большинстве случаев нижний кембрий не разделяется на отдельные свиты.

* В последнее время в нижнем кембрии Алтае-Саянской области И. Т. Журавлевой по комплексам археоциат выделяются снизу вверх следующие горизонты: базаихский, камешковский, санаштыкгольский, солонцовский и обручевский. Указываемые далее стратиграфические подразделения нижнего кембрия, выделяемые по археоциатам, соответствуют этой шкале.

** Весной 1966 г. (3/IV) Межведомственным стратиграфическим комитетом принято решение проводить в Алтае-Саянской складчатой области границу между алданским и ленским ярусами по подошве санаштыкгольского горизонта. Таким образом, верхняя часть большинства разрезов нижнего кембрия Тувы, содержащая по И. Т. Журавлевой археоциаты санаштыкгольского комплекса, должна быть отнесена к ленскому ярусу, а нижняя часть соответственно к алданскому. Соответствующим образом эти части нижнекембрийского разреза и обозначены на прилагаемой к тому геологической карте. — *Прим. ред.*

Контакты нижнекембрийских отложений с докембрийскими почти всюду тектонические. Однако во всех трех указанных зонах в последние годы обнаружены места, где можно наблюдать стратиграфические соотношения этих отложений. В Каахемской зоне, в ущелье ключа Булун-Ажик-Хем (правого притока р. Бий-Хем) можно видеть налегание измененных андезитовых порфиритов туматтайгинской свиты (см. ниже) нижнего кембрия на хлорит-карбонатные алевролитовые сланцы верхней (ошемской) свиты докембрия. Углового несогласия в контакте обеих свит не наблюдается, однако надо отметить, что кембрийские породы в зоне контакта катаклазированы. В этой же зоне на водоразделе озер Эр-Кара-Холь и Борзу-Холь на песчанистых известняках ошемской свиты докембрия без видимого углового несогласия лежат нижнекембрийские туфы кислых эффузивов Я. Д. Шенкман, описавший оба указанных участка, отмечает, что в последнем простирании пород ошемской свиты в общем плане отличается от простираний нижнекембрийских. В бассейне верховьев р. Каа-Хем, по ее правому притоку — р. Хавай — С. В. Потаповым описано согласное налегание нижнекембрийских отложений на актинолитовые сланцы верхов докембрия (бий-хемской серии).

В Сангиленской зоне А. В. Ильин наблюдал налегание нижнекембрийских отложений (чахыртойская свита) на докембрийские в бассейне р. Агаш и в бассейне р. Эми. В первом участке кембрийские породы лежат с разрывом на известняках нарынской свиты (верхи докембрия) во втором — на мраморах балыктыгхемской свиты (середина докембрийского разреза). В обоих случаях углового несогласия не наблюдается.

В Хамсаринской зоне в условиях задернованного контакта хамсаринской свиты кембрия с ошемской свитой докембрия В. А. Благоврахов наблюдал в одном месте совпадение элементов залегания в обеих свитах (район оз. Шурам-Холь) и небольшие азимутальные и угловые несогласия (бассейн р. Кош-Арга). Однако более интенсивная в целом дислоцированность пород докембрия, по мнению В. А. Благоврахова свидетельствует о существенном угловом несогласии между последними и отложениями нижнего кембрия.

К такому же выводу приходит и В. Б. Агентов (1962), рассматривающий кембрий и докембрий центральных районов Тувы как разные структурные комплексы. Другие авторы (Ильин, Кудрявцев, 1960; Кудрявцев, 1964), признавая наличие перерыва в основании кембрия и местами наличие угловых несогласий, не придают этому такого значения, полагая, что здесь нижнекембрийские и позднекембрийские отложения образуют единый структурный комплекс.

Нижнекембрийские отложения в хр. Тумат-Тайга, в верховьях р. Дерзиг несогласно через базальный конгломерат перекрыты породами палеонтологически охарактеризованного верхнего кембрия.

Нижнекембрийские отложения Восточной Тувы в целом могут быть охарактеризованы как вулканогенно-осадочные. Однако количественные соотношения и состав пород, как уже отмечалось, резко изменчивы: есть районы, где весь разрез представлен только лавами и пирокластами, тогда как в других районах он почти целиком сложен осадочными породами. Там, где в разрезе участвуют и те и другие, вулканогенные породы, как правило, существенно преобладают в нижней половине разреза, а осадочные — в верхней его части. В разных местах они отличаются по своему строению.

Каахемская зона. Наиболее полные разрезы, принимаемые в Восточной Туве за опорные, известны в междуречье Бий-Хема и Каа-Хема, где нижнекембрийские отложения распространены особенно широко.

Здесь на водораздельных хребтах они слагают широкую (до 70 км) полосу, протягивающуюся субширотно на расстоянии в 100—120 км. Нижнекембрийские отложения разделены там на две свиты: нижнюю — туматтайгинскую — и верхнюю — тапсинскую. Туматтайгинская свита сложена преимущественно вулканогенными породами, в том числе спилито-кератофирового ряда, тапсинская представлена большей частью терригенными и карбонатными. В. Б. Агентов делит каждую из свит еще на две подсвиты. Для нижней подсвиты туматтайгинской свиты он считает характерным преобладание основных пород, в верхней существенное место принадлежит кислым. В нижней подсвите тапсинской свиты преобладают терригенно-карбонатные породы, а в ее верхней подсвите — значительную роль играют также туфы и эффузивы среднего состава.

В. Б. Агентов для полосы развития нижнекембрийских пород в междуречье Каа-Хема и Бий-Хема приводит следующие опорные разрезы.

Один из них это разрез в хр. Ондут-Тайга. Основание его не вскрыто — породы кембрия контактируют с докембрийскими (харальская свита) по разлому. Видимые низы разреза принадлежат нижней подсвите туматтайгинской свиты. Снизу вверх обнажаются:

1. Переслаивающиеся туфы, туффиты, известняки и конгломераты. В составе гальки конгломератов содержатся породы, аналогичные сланцам позднего докембрия	250 м
2. Переслаивающиеся спилитовые порфириты, спилиты, альбитизированные диабазы, туфы андезитовых и базальтовых порфиритов, туффиты, аргиллиты	400 „
3. Переслаивающиеся спилиты, туфы, туфобрекчии спилитового состава. Редкие прослои туфов и туфобрекчий среднего и смешанного основного и среднего составов. В верхах толщи в туфобрекчиях появляются обломки и мелкие линзы известняков	1600 „

Общая видимая мощность нижней подсвиты 2250 м.

Вышележащие слои относятся уже к верхней подсвите туматтайгинской свиты, залегающей на нижней совершенно согласно.

4. Пачка эффузивно-осадочного состава. В ней содержатся три горизонта известняков мощностью от 20 до 50 м каждый, туфоконгломераты, спилиты, кварцевые альбитофиры, туфы смешанного состава	300 м
В известняках верхнего горизонта собраны археоциаты, определенные И. Т. Журавлевой: <i>Ajaciccyathus</i> sp., <i>Coscinocyathus?</i> sp., <i>Protophareta</i> sp., онколиты.	
5. Альбитизированные диабазы и порфириты, цветные яшмоиды	700 „
6. Слоистые алевролиты и известняки	50 „
7. Спилиты и альбитизированные диабазы с прослоями туфобрекчий и агломератов	600 „
8. Темно-серые туфобрекчии основного состава с карбонатом в цементе	125 „
9. Переслаивающиеся известняки и алевролиты	20 „
10. Светло-зеленые с голубоватым оттенком литокристаллокластические туфы альбитизированных порфиритов с примесью карбонатного материала в цементе	60 „
11. Альбитизированные андезитовые порфириты	30 „
12. Темно-серые туфобрекчии и туфы основного состава. Некоторые разности их содержат магнетит (химическим анализом в них установлено 9,3% железа)	90 „
13. Диабазовые порфириты	30 „
14. Переслаивающиеся алевролиты, вулканические брекчии и агломераты (рис. 18), туфогенные конгломераты и туфы среднего, основного и кислого состава, зеленокаменно измененные и альбитизированные. Встречаются прослои филлитов	500 „
15. Переслаивающиеся вулканические брекчии и туфы среднего состава, туфогенные конгломераты, алевролиты	200 „
16. Темно-серые с зеленоватым оттенком диабазы, зеленокаменно измененные и альбитизированные	200 „

Мощность верхней подсвиты достигает 3000 м. Видимая мощность туматтайгинской свиты в хр. Ондут-Тайга превышает 5000 м.

Вышележащие слои принадлежат уже тапсинской свите. Она представлена так:

17. Белые плотные массивные известняки, переслаивающиеся с туфами и алевролитами. Известняки содержат обильную фауну археоциат санаштыг-гольского комплекса. Среди них И. Т. Журавлевой определены *Leptocyathus regularis* Vol., *Lep. curviseptatus* Vol., *Coscinocyathus* cf. *subtilis* Vol., *Cos.* cf. *odgadanesis?* Vol., *Archaeolynthus tubexternus* (Vol.).

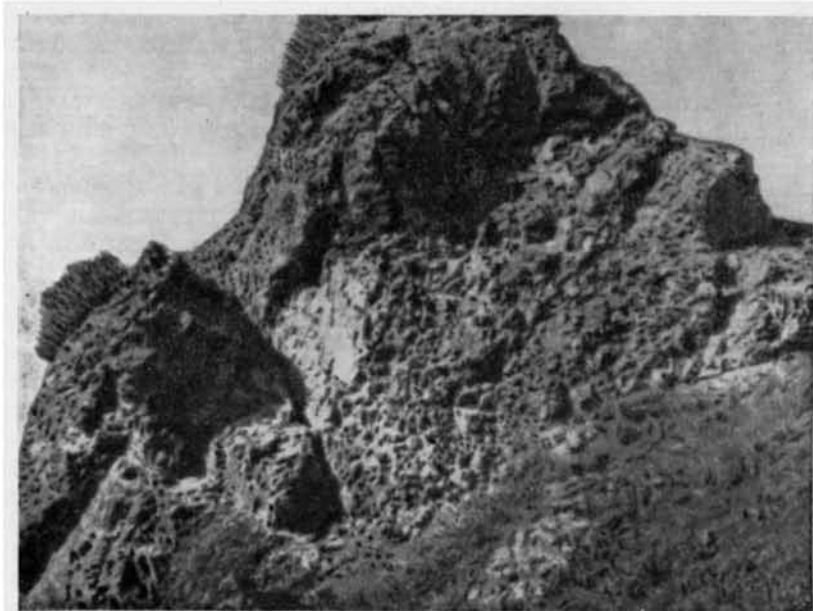


Рис. 18. Вулканические брекчи базальтовых порфиритов, верхняя под-свита туматтайгинской свиты. Хребт Ондут-Тайга. Фото В. Б. Агентова

В нескольких километрах западнее в этом же горизонте найдены *Ara-neocyathus račkovskii* Vol., *Retecyathus camptophragma* Vol., *Ethmophyllum vermiculatum* Vol., *Ajacyathus* cf. *jenisseicus* Vol., *Coscinocyathus cornu-copiae* Vol., *Archaeolynthus tubexternus* (Vol.).

18. Серо-зеленые «пятнистые» (с белыми вкрапленниками плагиоклаза) андезитовые порфириты	20 м
19. Слоистые филлиты, переслаивающиеся с тонкими (1—5 см) просло-ями песчаных известняков	65 „
20. Зеленовато-серые зеленокаменно измененные массивные диабазы с вкрапленностью пирита	15 „
21. Тонкослоистые филлиты и алевролиты	33 „
22. Агломератовые туфы кислого и среднего состава с карбонатом в це-менте	12 „
23. Слоистые филлиты и алевролиты	35 „
24. Светлые зеленовато-серые массивные нацело эпидотизированные пор-фириты	28 „
25. Вулканические брекчи среднего состава. В верхах пачки встреча-ются обломки известняков	55 „
26. Переслаивающиеся филлиты, крупнообломочные туфы среднего со-става, алевролиты, карбонатные сланцы, яшмоиды. Мощность отдельных про-слоев — первые сантиметры	150 „
27. Белые мелкокристаллические известняки, переслаивающиеся с фил-литами и туфами	1—50 „
28. Переслаивающиеся крупно- и мелкообломочные альбитизированные туфы среднего состава и алевролиты. Преобладают туфы. Видимая мощ-ность	350 „

Видимая мощность тапсинской свиты здесь составляет 830—900 м. Полная мощность описанного разреза хр. Ондут-Тайга достигает 6000 м (рис. 19, колонка 5).

Верхняя подсвита туматтайгинской свиты в этом разрезе сложена преимущественно эффузивами основного состава, в других же местах наблюдается обогащение ее прослоями кислых эффузивных пород, что для нее более характерно.

Весьма типичен для междуречья Бий-Хема и Каа-Хема разрез нижнего кембрия, описанный В. Б. Агентовым на северном склоне хр. Тумат-Тайга, по левому борту р. Сынак.

1. Альбитизированные базальтовые порфириты, спилиты, туфы, туфобрекчи	520 м
Эти породы, по-видимому, принадлежат верхам нижней подсвиты туматтайгинской свиты. Выше согласно лежат отложения, относящиеся уже к верхней подсвите:	
2. Переслаивающиеся кварцевые альбитофиры, туфобрекчи и туфы кислого состава	380 „
3. Переслаивающиеся пиритизированные альбитофиры и кварцевые альбитофиры	270 „
4. Спилиты и альбитизированные базальты, нередко с миндалекаменной текстурой	130 „
5. Флюидалные кварцевые альбитофиры и их туфы	320 „
6. Альбитизированные базальтовые порфириты	100 „
7. Кварцевые альбитофиры	110 „
8. Переслаивающиеся лавы и туфобрекчи основного состава, альбитизированные. Преобладают туфобрекчи	310 „
9. Темно-серые кварцевые альбитофиры с флюидалной текстурой	160 „
10. Белые кристаллические известняки	50 „
11. Переслаивающиеся альбитофиры и кварцевые альбитофиры	230 „
12. Флюидалные кварцевые альбитофиры	120 „
13. Альбитофиры	70 „
14. Зеленовато-серые светлые пиритизированные кварцевые альбитофиры	230 „

Мощность верхней подсвиты достигает здесь 2580 м.

Общая видимая мощность отложений в описанном разрезе составляет 3100 м.

В 10—15 км восточнее, также на северном склоне хр. Тумат-Тайга, обнажены более высокие горизонты нижнего кембрия. Здесь в северном крыле Тумат-Тайгинской антиклинали на пирокластах кислого состава, принадлежащих верхней подсвите туматтайгинской свиты, согласно залегают породы, принадлежащие нижней подсвите тапсинской свиты (снизу вверх).

1. Переслаивающиеся конгломераты и известняки	40 м
2. Переслаивающиеся слоистые и массивные известняки, содержащие плохо сохранившиеся остатки археоциат	500 „
3. Горизонтально слоистые переслаивающиеся туфы и туфопесчаники среднего и основного состава, туффиты, аргиллиты. Слоистость хорошо выражена чередованием зеленых и лиловых прослоев	120 „
4. Переслаивающиеся слоистые и массивные белые и серые известняки	380 „

Мощность нижней подсвиты здесь составляет 1040 м. На ней согласно лежат слои верхней подсвиты:

5. Грубообломочные туфобрекчи среднего и основного состава, нередко содержащие обломки известняков	720 м
6. Слоистые зеленые и черные углистые аргиллиты, алевролиты, туффиты, туфопесчаники	100 „
7. Грубообломочные туфобрекчи андезитовых, реже базальтовых порфиритов	720 „
8. Андезитовые порфириты	120 „
9. Грубообломочные туфобрекчи андезитовых порфиритов	200 „
10. Андезитовые порфириты с редкими горизонтами туфобрекчий того же состава	400 „
11. Грубообломочные туфобрекчи среднего состава. Видимая мощность	400 „

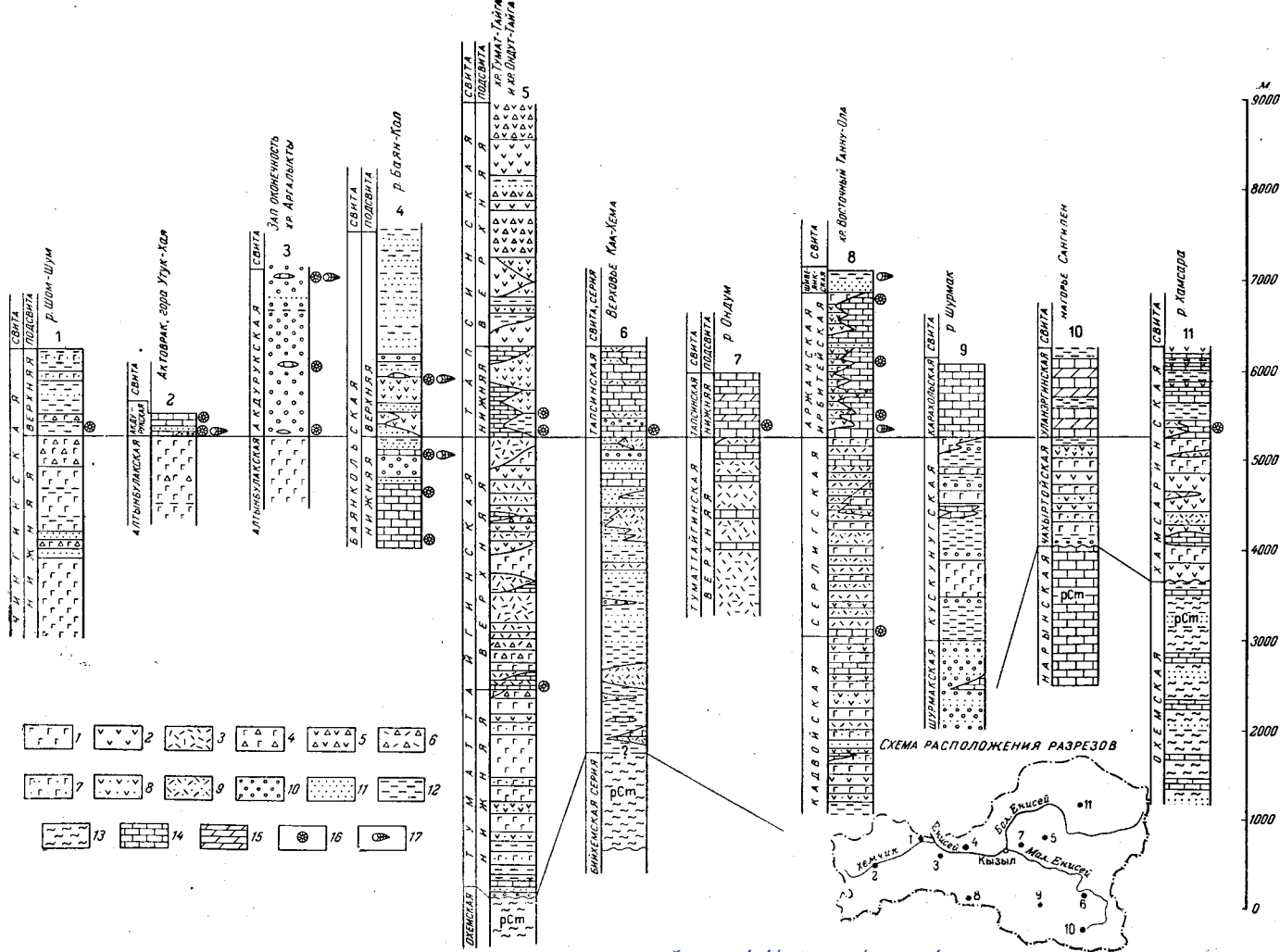


Рис. 19. Схема сопоставления разрезов нижнего кембрия Тувы

1 — спилиты, диабазы, базальтовые порфириды, 2 — спилитовые порфириды, 3 — альбитофиты, кварцевые альбитофиты, кварцевые порфиры, 4 — туфобрекчи основного состава, 5 — туфобрекчи среднего состава, 6 — туфобрекчи кислого состава, 7 — туфы основного состава, 8 — туфы среднего состава, 9 — туфы кислого состава, 10 — конгломераты, гравелиты, 11 — песчаники граввакковые и аркозовые, 12 — алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, туффины, 13 — филлиты, «зеленые» сланцы, 14 — известняки, 15 — доломиты, 16 — археоциаты, 17 — трилобиты

Видимая мощность верхней подсвиты тапсинской свиты здесь равна 2660 м, всей свиты 3700 м (рис. 20, 21).

Юго-западнее описанного разреза на южном склоне хр. Тумат-Тайга в верховьях р. Тапса в составе тапсинской свиты преобладают туфобрекчии и туфы среднего состава, туфопесчаники, туффиты, алевролиты, аргиллиты, редко встречаются линзы известняков. Характерны горизонты конгломератов и прослой цветных яшмоидов. Видимая мощность разреза составляет 3200 м. В районе прииска Хопто в этой свите в линзе известняков собраны археоциаты, отнесенные И. Т. Журавлевой к санаштыкгольскому комплексу. Здесь определены: *Ajacyathus patulus* Вогп., *Ethmophyllum tugarinovi* Vol., *E. pseudotichus* Vol., *Coscinoxyathus chomentovskii* Vol., *Ajacyathus* cf. *changaiensis* (Vol.), *Ethmophyllum vermiculatum* Vol., *E.* cf. *grandiperforatum* Vol., *Račkovskia mongolica* Vol., *Coscinoxyathus mollis* Vol.

Общие особенности нижекембрийских отложений в широтной полосе их распространения на междуречье Каа-Хема и Бий-Хема следующие. К наиболее распространенным породам нижней половины разреза (туматтайгинская свита) относятся эффузивы группы спилитов — альбитизированные базальтовые порфириты, собственно спилиты, альбитизированные диабазы и диабазовые порфириты — и эффузивы группы кварцевых альбитофиров — альбитизированные разности кислых лав. Широко распространены также и соответствующие пирокласты. Кроме того, характерны цветные яшмоиды, нередко содержащие спиккулы губок. В верхней половине разреза (тапсинская свита), сложенной в основном обломочными и карбонатными породами, эффузивы занимают резко подчиненное положение и представлены средними и основными разностями — андезитовыми и плагиобазальтовыми порфиритами. Для них не характерна альбитизация полевых шпатов, которые здесь обычно сосюритизированы.

В пределах рассматриваемой полосы породы нижнего кембрия обычно зеленокаменно изменены и рассланцованы, особенно в зонах многочисленных здесь разрывных нарушений, относящихся к системе глубинного Каахемского разлома. В этих зонах как эффузивные, так и осадочные породы местами превращены в метаморфические (зеленые) сланцы — хлоритовые, серицитовые (рис. 22).

Описываемые нижекембрийские отложения вмещают большое количество мелких тел гипербазитов, большая часть которых располагается среди пород тапсинской свиты.

К югу от полосы, образованной вышеохарактеризованными нижекембрийскими отложениями, разрезы нижнего кембрия изменяются. Нижекембрийские отложения, распространенные на отдельных участках в бассейне правых притоков р. Каа-Хем (реки Хопто, Бай-Сют, Ондум и др.) и в разных местах по левобережью Каа-Хема, также разделяются на две свиты, нижняя из которых, по В. Б. Агентову, отвечает туматтайгинской, а верхняя — тапсинской. В составе нижней свиты преобладают кислые вулканогенные породы, среди которых заметное место занимают кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры и их туфы. Значительно меньше распространены андезитовые, лабрадорные и диабазовые порфириты. Заметная роль принадлежит осадочным породам — известнякам, алевролитам, песчаникам. Широко развиты также пирокласты, преимущественно грубообломочные. В. Б. Агентов рассматривает эту часть разреза как верхнюю подсвиту туматтайгинской свиты. Мощность ее в некоторых местах, например в верховьях рек Бай-Сют и Хопто, превышает 3000 м. Для вышележащей свиты, сопоставляемой В. Б. Агентовым с тапсинской, характерно чрезвычайно широкое распространение известняков, среди кото-

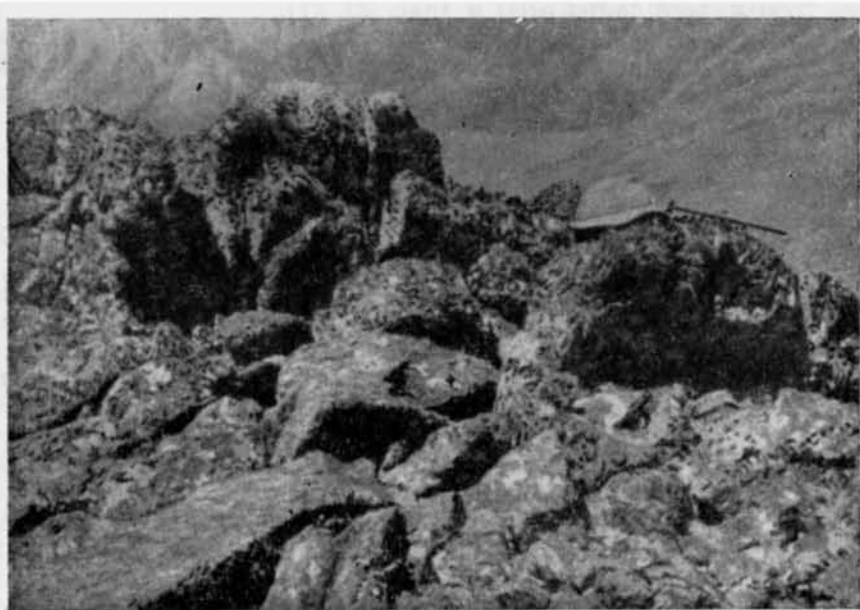


Рис. 20. Грубообломочная туфобрекчия, верхняя подсвита тапсинской свиты. Хребет Тумат-Тайга. Фото В. Б. Агента



Рис. 21. Грубообломочная туфобрекчия, верхняя подсвита тапсинской свиты. Значительная часть обломков представлена известняками. Хребет Тумат-Тайга. Фото В. Б. Агента

рых нередко встречаются и доломиты. Известняки образуют как очень мощные и протяженные линзы, так и выдержанные прослои. В верхней части этой свиты, выделяемой В. Б. Агентовым в верхнюю под-свиту, наряду с известняками широко распространены конгломераты, алевролиты, песчаники. Мощность верхней свиты около 2000 м. Представления о строении толщи нижнего кембрия в этих районах дает разрез, описанный В. Б. Агентовым по р. Ондум. Снизу вверх здесь обнажаются:

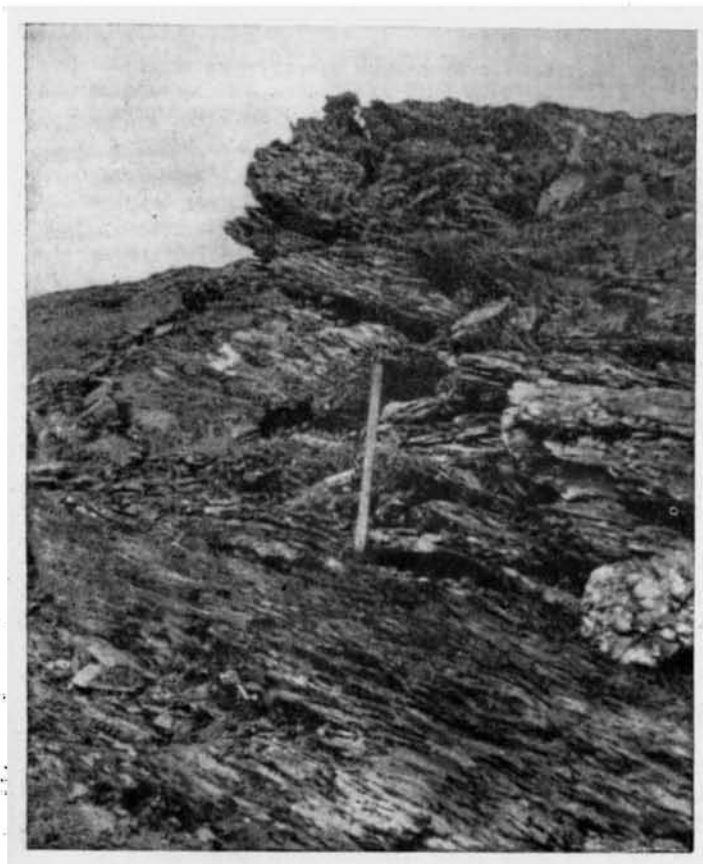


Рис. 22. Слоистые алевролиты и сланцы тапсинской свиты. Хребет Оттуг-Тайга

- | | |
|---|-------|
| 1. Переслаивающиеся зеленые и зеленовато-серые кварцевые порфиры, фельзиты, альбитофиры, светло-серые кварцевые альбитофиры, туфолавы. Все породы содержат вкрапленный пирит. Мощность отдельных слоев колеблется от 5 до 140 м | 690 м |
| 2. Переслаивающиеся зеленовато-серые и темно-серые грубообломочные туфолавы, андезитовые порфириты, кварцевые порфиры, туфы, известняки, алевролиты, розоватые и зеленые тонкозернистые песчаники, яшмонды, аргиллиты. Преобладают эффузивные породы кислого состава. Мощность отдельных горизонтов колеблется от 2 до 54 м | 110 „ |
| 3. Буровато-серые, зеленоватые и желтоватые песчанистые известняки, часто оолитовые или брекчиевидные. Прослои красновато-бурых известняков | 110 „ |
| 4. Переслаивающиеся зеленые туфолавы, лиловые плагиопорфиры, кварцевые порфиры и андезитовые порфириты с мелкими линзами и оплавленными обломками известняков, с редкой вкрапленностью пирита | 80 „ |
| 5. Темно-серые и желтоватые слоистые известняки с прослоями мелко-брекчиевидных известняков; в середине горизонта — метровый прослой желтовато-розовых плагиопорфиров | 580 „ |
| 6. Переслаивающиеся известняки, туфолавы, кварцевые альбитофиры и порфиры, конгломераты, андезитовые порфириты, туфы, туфобрекчии, яшмонды, песчаники. Мощность слоев колеблется от 1 до 75 м | |

Эта часть разреза общей мощностью в 1880 м отнесена В. Б. Агентовым к верхней подсвите туматтайгинской свиты. Вышележащие слои он относит к тапсинской свите:

7. Серые и желтовато-серые брекчиевидные известняки	33 м
8. Темно-серые слоистые доломиты, на выветрелой поверхности кавернозные	32 „
9. Известняки темно-серые тонкослоистые с тонкими (до 0,5 см) невыдержанными прослоями розовых известняков, вверху массивные, оолитовые, слабо песчанистые	65 „
10. Доломиты темно-серые массивные	15 „
11. Известняки темно-серые слоистые, грубослоистые и массивные с кремнистыми стяжениями и оолитовые	83 „
12. Доломиты темно-серые массивные с прослоями светло-серых оолитовых известняков	38 „
13. Известняки темно-серые слоистые и тонкослоистые, грубослоистые и массивные, часто оолитовые, иногда брекчиевидные	92 „
14. Доломиты темно-серые слоистые	38 „
15. Известняки серые пятнистые оолитовые	38 „
16. Доломиты серые и светло-серые, в верхах оолитовые	31 „
17. Известняки светло- и темно-серые, слоистые, оолитовые с редкой вкрапленностью пирита, с тонкими до 3 см прожилками вишневых песчанистых известняков	86 „
18. Известняки белые, светло-серые, желтовато-серые грубослоистые	61 „

Общая мощность приведенного разреза около 2500 м.

Из архециат, собранных В. Б. Агентовым в известняках нижней части разреза (слой 7), И. Т. Журавлевой определены: *Dictyocyathus salairicus* Vol., *D. ex gr. salauricus* Vol., *D. tuvaense* Vol., *Coscino-cyathus conicus* Vol., *C. cf. dianthus* Borgn., *Protopharetra jertaskense* Vol., *Pr. laqueata* Vol., *Alatacyathus jaroschevitshi* Zhur., *Archaeolynthus cf. naliivkini* (Vol.), *A. unimurus* (Vol.), *Ajacyathus amplus* (Vol.), *A. cf. jennisseicus* (Vol.), *A. khemtschikensis* (Vol.), *A. arteintervallum* (Vol.), *A. cf. salebrosus* (Vol.), *Bicyathus jertaskense* (Vol.), *Loculicyathus artus* (Vol.), *L. membranivestites* (Vol.). Отсюда же Н. М. Задорожной были собраны еще остатки следующие архециат: *Ladaecyathus* sp., *Paranacyathus* sp., *Bicyathus* sp., *Tumulo-cyathus* ex gr. *admirabilis* Vol., *T. tubexternus* (Vol.), *Nochoroicyathus* sp., *Orbicyathus mongolicus* Vol., *Archaeocyathidas* sp. и др. Этот комплекс архециат указывает, по И. Т. Журавлевой, на принадлежность вмещающих их пород санаштыкгольскому горизонту.

От истоков р. О-Хем, располагающихся на восточном окончании вышеописанной полосы развития нижнего кембрия, описываемая полоса раздваивается.

Одна из них постепенно сужаясь, протягивается к северо-востоку в район оз. Кадыш. Эта полоса сложена преимущественно вулканогенными породами туматтайгинской свиты, характер которой здесь не меняется. Гипербазитов в этой полосе нет.

Вторая полоса нижнекембрийских пород, образованная сериями их выходов, разрозненных интрузиями, протягивается от истоков р. О-Хем в юго-восточном направлении, на левобережье Каа-Хема и далее в район его верховьев. В пределах этой полосы, в общем приуроченной к зоне Каахемского глубинного разлома, разрезы нижнего кембрия претерпевают существенные изменения. Так, в юго-восточном направлении постепенно происходит замещение эффузивных пород терригенными, которое завершается почти полным исчезновением эффузивов из разрезов нижнего кембрия в районах верхнего течения р. Каа-Хем. Указанное замещение отчетливо прослеживается уже в бассейне р. Ужеп (правый приток р. Каа-Хем), а для территории левобережных притоков р. Каа-Хем нижняя половина разреза нижнего кембрия, отвечающая туматтайгинской свите междуручья Каа-Хема и Бий-Хема,

сложена в основном переслаиванием алевролитов, туффитов, туфогенных песчаников, которым резко подчинены прослои эффузивов кислого и среднего состава.

Верхняя половина разреза, отвечающая тапсинской свите между речья Каа-Хема и Бий-Хема, представлена в основном известняками. Подчиненную, но все же заметную роль здесь играют туфогенные песчаники, гравелиты и конгломераты, реже кварциты. Наблюдающиеся местами эффузивы представлены кислыми разностями. Мощность нижней подсвиты определяется С. В. Потаповым в 2500 м, верхней — в 1500—2000 м. Верхняя свита, по наблюдениям С. В. Потапова, залегает совершенно согласно на нижней, а нижняя согласно лежит на метаморфических сланцах позднего докембрия (бийхемской серии).

Непрерывного полного разреза кембрия для района верховьев Мал. Енисея составить нельзя, так как породы прослеживаются лишь на отдельных участках среди крупных полей интрузий. Однако строение толщи может быть охарактеризовано некоторыми частными разрезами, составленными С. В. Потаповым. Так для средней части нижней свиты им приводится разрез по р. Чинге (левый приток р. Каа-Хем). Здесь снизу вверх обнажены:

1. Рассланцованные зеленоватые туфы кислых эффузивов с прослоями алевролитов	90 м
2. Фиолетово-серые грубообломочные туфы кислых эффузивов	10 „
3. Зеленоватые туфы кислых эффузивов с прослоями зеленоватых и розоватых эффузивов типа альбитофиров и зеленых неяснополосчатых алевролитов	30 „
4. Зеленоватые полосчатые алевролиты	80 „
5. Чередование рассланцованных хлоритизированных туфов и сероватых туфопесчаников с тонкими светло-зелеными филитовидными алевролитами	50 „
6. Алевролиты светло-зеленого цвета, чередующиеся с зеленоватыми серицитизированными туфоаргиллитами, туфоалевролитами и туфопесчаниками	70 „
7. Грубозернистые туфопесчаники и туфогравелиты, массивные или грубо-рассланцованные	50 „
8. Чередование зеленых алевролитов и туфов, серые туфопесчаники и кремнистые породы	60 „
9. Светло-зеленые полосчатые алевролиты, серые туфопесчаники и кремнистые породы	60 „
10. Полосчатые и массивные туфопесчаники с прослоями зеленоватых кремнистых аргиллитов	40 „
11. Зеленовато-серые рассланцованные туфы и туфопесчаники с прослоями желтовато-серых фельзитов и серых алевролитов	30 „
12. Рассланцованные зеленовато-серые туфоалевролиты	60 „
13. Серые туфопесчаники и туфоалевролиты	70 „
14. Алевролиты и аргиллиты темно-зеленого цвета	60 „
15. Буроватые алевролиты и туфопесчаники	40 „
16. Розовато-серые кремнистые аргиллиты, полосчатые алевролиты с прослоями туфопесчаников и светлых фельзитов	60 „
17. Темно-серые тонкополосчатые туфоалевролиты	100 „
18. Темно-серые, серые и коричневые туфопесчаники	40 „

Общая мощность приведенного разреза около 1000 м.

Несколько севернее, по р. Аён, в нижней части подобного разреза наблюдается переслаивание фельзитов, кварцевых порфиров и альбитофиров, среди которых присутствуют также пачки туфопесчаников и алевролитов. На водоразделе рек Чинге и Аён среди пород, отвечающих верхам вышеприведенного разреза, наблюдался пласт железистых кварцитов мощностью 6—8 м.

Строение верхней свиты характеризуется разрезом в бассейне р. Кара-Бельдыр (приток р. Чинге), где на породах нижней свиты согласно лежат темно-серые известняки и черные тонкоплитчатые углисто-известковистые сланцы, принадлежащие основанию верхней подсвиты, на которых залегают:

1. Розово-серые брекчированные известняки	30 м
2. Белые с розоватым оттенком и серые тонкозернистые известняки	50 „
3. Серые тонкозернистые оолитовые известняки	10 „
4. Туфогенные конгломераты, гравелиты и песчаники. В составе гальки конгломератов — алевролиты, туфопесчаники, кремнистые породы, фельзиты, кварциты, реже известняки	150 „
5. Светло-серые и темные тонкополосчатые известняки	200 „
6. Брекчированные сероватые и белые мраморизованные известняки	300 „
7. Темно-зеленые порфириты, туфобрекчии и конгломераты	50 „

В северо-западном направлении вулканогенные породы последней пачки (слой 7) исчезают, в истоках р. Мос верхи разреза сложены кварцитами и известняками.

Из органических остатков в пределах описываемой полосы развития пород нижнего кембрия известны только ископаемые водоросли (район р. Кара-Бельдыр), определенные К. В. Корде как *Eriphyton* sp.

Характерной чертой описываемых нижнекембрийских отложений является их значительная рассланцованность и наличие заметных вторичных изменений, в результате которых породы местами превращены в хлоритовые и серицитовые сланцы.

Так же, как и в междуречье Каа-Хема и Бий-Хема, нижнекембрийские отложения вмещают многочисленные тела гипербазитов.

В бассейне верховьев р. Каа-Хем нижнекембрийские отложения слагают еще несколько участков, и в общем довольно близки развитым в вышеописанной (второй) полосе, однако имеют и некоторые отличия. Так, к югу и востоку от ранее указанных районов в нижней свите кембрия совершенно исчезают прослои вулканогенных пород и нижнекембрийские отложения здесь, например, в бассейне р. Ор, по данным С. В. Потапова, представлены темно-серыми тонкополосчатыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Породы заметно хлоритизированы. Мощность их достигает 2500 м.

Верхняя свита подвержена меньшим фаціальным изменениям: она сложена преимущественно известняками и известковистыми песчаниками, местами заметное место занимают также конгломераты и полимиктовые песчаники. В известняках верхней свиты, в верховьях левого притока р. Ханыр (приток р. Каа-Хем) С. В. Потаповым собраны археоциаты. По определению И. Т. Журавлевой, они представлены: *Coscinocyathus dianthus* Vogt., *Nochoroicyathus* sp. n., *Ajacycyathus poliseptatus* (Vol.), *Ajacycyathus flexus* (Vol.), *A. amplus* (Vol.), *A. khemtschikensis* (Vol.), *A. cf. immanis* (Vol.), *A. sp.*, *Archaeolynthus solidimurus* (Vol.), *Archaeolynthus* sp., *Ethmophyllum* aff. *obrutschevi* (Vol.), *Loculocyathus minutus* Vol., *Loculocyathus* sp., *Tumulocyathus* sp., *Asterocyathus?* sp., *Tersia nodosa* (Vol.), *Dictyocyathus* sp., *Archaeocyathus* sp., указывающими на принадлежность вмещающих пород камешковскому горизонту.

Вышеизложенные сведения о нижнекембрийских отложениях бассейна рек Каа-Хем и Бий-Хем показывают, что здесь (в Каахемской зоне) они повсеместно могут быть разделены на две свиты, которые в некоторых местах поддаются и более дробному расчленению. Почти везде (за исключением верховьев р. Каа-Хем) нижняя свита сложена вулканогенными породами, а в верхней преобладают терригенные и карбонатные с подчиненными вулканогенными. Фауна археоциат всюду, где она известна, содержится в верхней свите. Исключение представляют лишь единичные находки редких археоциат в нижней свите в хр. Ондут-Тайга.

Обращаясь к описанному выше различиям в разрезах разных мест рассматриваемой территории, надо отметить следующее. Эффузивные породы спилито-кератофирового ряда широко распространены лишь

в нижней свите междуречья Каа-Хема и Бий-Хема, за пределами этого междуречья они почти не известны, вне его более характерны эффузивы кислого состава, в том числе кварцевые порфиры. В верхней свите вне полосы, отвечающей междуречью Каа-Хема и Бий-Хема, исключительно широко распространены известняки. Следует отметить также более интенсивные вторичные изменения пород (рассланцевание, метаморфизм) в полосе междуречья Каа-Хема и Бий-Хема, а также и в полосе, протягивающейся от истоков р. О-Хем в район верхнего течения р. Каа-Хем. Вероятно, это объясняется их находением в зоне глубинного разлома (Каахемского), что подчеркивается и приуроченностью к этой полосе интрузий гипербазитов.

Заканчивая описание нижнекембрийских отложений Каа-Хемской зоны, нужно сказать, что на крайнем востоке Тувы, на границе с МНР, в верховьях р. Теректы-Хем (левый приток р. Билин) на ограниченной площади среди сплошного поля интрузий Г. В. Махиным описаны вулканогенно-осадочные породы, резко отличные от нижнекембрийских отложений Тувы. В то же время они весьма сходны с отложениями, распространенными у ее восточных границ (бассейн верховий р. Оки), где они известны в качестве сархойской свиты, относимой одними авторами к верхам синия, другими — к нижнему кембрию. Поскольку там эти почти не метаморфизованные отложения резко несогласно лежат на метаморфических сланцах верхов докембрия и более тесно связаны с перекрывающими их карбонатными толщами, содержащими археоциаты, очевидно, они относятся к нижнему кембрию и могут быть сопоставлены с нижними частями кембрийского разреза Тувы. В пределах Тувы породы эти представлены эффузивами и туфами кислого и среднего состава, песчаниками и алевролитами красной и красно-бурой окраски.

Хамсаринская зона. Нижнекембрийские отложения этой зоны, выделяемые под названием хамсаринской свиты, распространены в бассейне правых притоков р. Хамсара. Здесь они прослеживаются в многочисленных, но обычно небольших по площади участках среди полей, сложенных нижнепалеозойскими интрузиями. Только в некоторых местах, как, например, в бассейне правобережных притоков р. Чаваш, или в бассейне р. Беды-Хем, породами нижнего кембрия заняты значительные пространства. Хамсаринская свита сложена почти исключительно вулканогенными породами разного состава. Строение серии вулканогенных пород весьма сложно и изменчиво. Они представлены лавами и пирокластами основного, среднего и кислого состава — базальтовыми и андезитовыми порфиритами, спилитами, альбитофирами, кварцевыми порфиритами и кварцевыми альбитофирами. Иногда среди них наблюдаются подчиненные горизонты кремнистых пород. В отдельных местах присутствуют линзы и пачки известняков обычно сравнительно небольшой мощности и протяженности. В нескольких пунктах по р. Орто-Хем в известняках содержатся археоциаты, впервые обнаруженные И. И. Белостоцким в 1949 г.

Благоприятные условия для составления здесь полного разреза описываемых отложений весьма ограничены, так как известно лишь несколько разрезов, характеризующих отдельные части свиты. В восточных районах ее распространения описан разрез по левому борту долины р. Орто-Хем (приток р. Хамсара). По Л. П. Зоненшайну, здесь снизу вверх наблюдаются:

1. Красные гематитизированные порфириты, местами миндалекаменные, сильно кливажированные
2. Часто чередующиеся табачно-зеленые туфопесчаники и туфоалевролиты

10 м

5 „

3. Серо-красные флюидалные альбитофиры и их туфы	20 м
4. Темно-серые афировые порфириты, весьма плотные и однородные	1,5 „
5. Прослой слоистых зеленых яшм	0,3 „
6. Серые плагиопорфиры с мелкими вкраплениями пирита и темно-серые порфириты с редкими вкрапленниками плагиоклаза	2 „
7. Частое чередование туфопесчаников, туфоалевролитов с редкими прослоями мелкозернистых туффитов	10 „
Пропуск в наблюдении	40 „
8. Послойное тело габбро-диабазов, содержащих небольшие ксенолиты красных плагиопорфиров	15 „
Пропуск в наблюдении	20 „
9. Светло-серые фельзиты	1,5 „
10. Диабазовые порфириты	2 „
Пропуск в наблюдении	10 „
11. Серые туфы порфиритов	3 „
Пропуск в наблюдении	5 „
12. Темно-серые миндалекаменные порфириты	25 „
13. Послойное тело диабазов	20 „
14. Серые порфириты	20 „
15. Буро-красный плагиопорфир	3 „
Пропуск в наблюдении	30 „
16. Темно-серые плагиоклазовые порфириты	4 „
17. Серые туфы порфиритов	5 м
18. Пачка туфогравелитов, туфоконгломератов и агломератов	15 „
19. Темно-серые диабазы с обильной вкрапленностью пирита	5 „
20. Красные и буро-красные туфы альбитофинов (плагиопорфиров). Среди них — прослой грубозернистых туфов порфиритов	50 „
21. Туфоконгломераты, аналогичные слою 18	10 „
22. Далее вверх по разрезу следуют преимущественно основные эффузивы: темно-серые миндалекаменные порфириты и диабазы	100 „
23. Буро-красные туфоалевролиты	5 „
24. Зелено-красные тонкослоистые туффиты	3 „
25. Темно-серые мелкозернистые диабазы	5 „

Общая мощность около 500 м.

В противоположном склоне долины реки в слоях 6—10 среди плагиопорфиров, туффитов и диабазов залегают линзы известняков максимальной мощностью до 50 м. В этих известняках И. И. Белостоцкий, а затем Л. П. Зоненшайн собраны археоциаты, среди которых И. Т. Журавлева определила: *Ajacyathus facilis* (Vol.), *Ajacyathus* sp. nov., *A. cf. arteintervallum* (Vol.), *A. sp. 1*, *Urcyathus* sp., *Archaeolynthus solidimurus* (Vol.), *A. sp.*, *Metaldetes* sp., *Dictyocyathus yavorskii* Vol., *D. ex gr. yavorskii* Vol., *Syringocnema* sp., *Bicyathus jertaskhensis* Vol., *Bicyathus?* sp., *Nochoroicyathus* sp. nov., *Tersia nodosa* Vol. Кроме того, здесь обнаружены спикулы губки *Chancelloria* и водоросли *Epiphyton*, *Renalcis*, *Razumovskia*. По заключению И. Т. Журавлевой, среди археоциат преобладают формы камешковского комплекса и встречаются санаштыгкольские.

Несколько северо-западной (в 20 км) по р. Хаактыг-Хем (верховья р. Бедий) В. А. Благонравовым описан следующий разрез, по-видимому, нижней половины хамсаринской свиты (снизу вверх):

1. Андезитовые порфириты, серовато-зеленые эпидотизированные и амфиболизированные с подчиненными прослоями базальтовых порфиритов	700 м
2. Светло-серые кремнистые породы с прослоями темно-серых альбитофиров	50 „
3. Грязно-зеленые мелкообломочные туфы и туфобрекчии с прослоями черных альбитофинов и полосчатых кремнистых пород	125 „
4. Грязно-зеленые спилиты миндалекаменные	125 „
5. Грязно-зеленые туфы смешанного состава мелкообломочные	25 „
6. Лиловые, иногда миндалекаменные базальтовые порфириты с подчиненными прослоями альбитизированных андезитовых порфиритов и спилитов той же окраски	320 „

Общая мощность приведенного разреза составляет 1345 м.

В 40 км юго-западной на водоразделе рек Биче-Алым и Чыраалых-Хем на небольшом участке среди интрузий сохранились породы хамсаринской свиты, в которых значительно шире, чем в других местах, распространены известняки, перемежающиеся с порфиритами. В. А. Благонравовым и В. Ф. Лиховицким в известняках собраны археоциаты, среди которых И. Т. Журавлева определила: *Ajacityathus speranskii* (Vol.), *A. cf. primitivus* (Vol.), *A. cf. monokensis* (Vol.), *Tumulocyathus* sp., *Dyctiocyathus cf. salairicus* (Vol.), *Archaeofungia naletovi* (Vol.), *Protopharetra laxa* (Born.), *Archaeocyathus latus?* (Vol.), *Nochoroicyathus (?) spinosus* (Vol.).

Разрез, описанный В. А. Благонравовым к северу от оз. Шурам-Холь, вероятно, относится к верхней половине хамсаринской свиты. Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Темно-серые, серые полосчатые туфоалевролиты, местами слабо рассланцованные, интенсивно метаморфизованные, с новообразованиями биотита, граната, иногда преимущественно актинолита	170 м
2. Светло-серые известняки, местами тонкополосчатые	150 „
3. Серовато-зеленые амфиболитизированные порфириты	20 „
4. Грязно-зеленые известковистые конгломераты с прослоями известковистых алевролитов	50 „
5. Переслаивание туфоалевролитов с серыми и темно-серыми, иногда рассланцованными мелкозернистыми песчанстыми известняками, с редкими прослоями зеленовато-серых порфиритов	170 „
6. Зеленовато-серые амфиболитизированные андезитовые порфириты с подчиненными прослоями туфоалевролитов и известняков	100 „
7. Темно-серые эпидотизированные порфириты	25 „

Суммарная мощность разреза около 700 м.

В западных районах распространения хамсаринской свиты, в бассейне р. Чаваш наиболее развиты эффузивы среднего состава и их туфы, значительно распространены здесь также альбитофиры и их туфы. В линзах известняков среди этих пород в верховьях р. Чазалыг-Хем (правый приток р. Чаваш) В. А. Благонравовым обнаружены археоциаты, определенные И. Т. Журавлевой: *Tercyathus?* sp., *Ethmophyllum* sp., *Ethmophyllum grandiperforatum* Vol., *E. sp.*, *Ajacityathus?* sp., *Nochoroicyathus?* spinosus Vol., *Asterocyathus dentatus* Vol., *Labyrinthomorpha* sp., *Nochoroicyathus* sp., *Ajacityathus* sp. n., *Coscino-cyathus* sp., *Tumulocyathidae* sp., *Locylocyathus membranivestites* Vol. Археоциаты, по заключению И. Т. Журавлевой, характеризуют санаштыкгольский горизонт. Суммарная мощность хамсаринской свиты, по данным В. А. Благонравова, составляет 2000—2500 м; И. И. Белостоцкий и Л. П. Зоненшайн полагают, что она больше.

На сравнительно небольшой площади в районе озер Нойон-Холь и Шурам-Холь В. А. Благонравовым описана толща мощностью около 1000 м, сложенная однообразными розовато-серыми, розовыми, иногда пестрыми туфами и туфобрекчиями с подчиненными горизонтами кислых и средних эффузивов. Эта толща, получившая название кадышской свиты, по В. А. Благонравову, согласно лежит на хамсаринской свите и условно относится им к нижнему кембрию. Другие авторы, основываясь на весьма «свежем» облике этих пород и отсутствии их в разрезах достоверного кембрия, склонны считать эту толщу девонской.

Таким образом, нижнекембрийские отложения бассейна р. Хамсара (Хамсаринская зона) характеризуются следующими чертами. В противоположность большей части других районов Тувы, они не разделяются на преимущественно вулканогенную и осадочную свиты: весь разрез представлен в основном эффузивами и туфами. Среди эффузивов основные разности занимают значительно меньше места,

чем, например, в районе междуречья Каа-Хема и Бий-Хема. Меньше здесь породы подверглись и вторичным изменениям, они имеют более «свежий» облик, чем в вышеуказанном и ряде других районов, хотя в некоторых участках Хамсаринской зоны и подверглись заметному зеленокаменному изменению. В западных районах описываемой зоны преимущественно развиты средние и основные эффузивы, в восточных — существенное место принадлежит эффузивам и туфам кислого состава. Известняки в хамсаринской свите распространены меньше, чем в других свитах нижнего кембрия Тувы. Следует также отметить полное отсутствие здесь гипербазитов.

Сангиленская зона. На нагорье Сангилен отложения, относимые А. В. Ильным к нижнему кембрию, распространены весьма ограниченно. Они известны на небольшой площади в бассейнах рек Эми, Агаш и Чахыртой. Кроме того, в истоках р. Качик, в бассейне р. Хусуин-Гол и у устья р. Кундус к кембрию условно отнесены отложения, отличные от развитых на первых трех участках.

В бассейнах рек Эми, Агаш и Чахыртой нижнекембрийские отложения выполняют синклинали, ложась, по данным А. В. Ильина, без видимого углового и азимутального несогласия на разные горизонты и свиты докембрия. В разрезе нижнего кембрия указанный исследователь выделяет две согласно пластуемые свиты: нижнюю — чахыртойскую и верхнюю — уланэргинскую.

Чахыртойская свита в общем является вулканогенно-карбонатной. Существенное место в ее строении принадлежит миндалекаменным плагиоклазовым порфиритам и их туфам, туфобрекчиям, туфоконгломератам. Породы обычно сильно изменены, нередко до степени «зеленых», преимущественно хлоритовых сланцев. Весьма возможно, что часть хлоритовых сланцев чахыртойской свиты образована и не по вулканогенным породам, так как в отдельных местах в составе ее пород наблюдаются известковистые туфогенные песчаники, мергелистые, глинистые сланцы и рассланцованные алевролиты. Известняки, образующие многочисленные прослои представлены темно-серыми и черными мелкозернистыми тонкослоистыми разностями.

А. В. Ильин приводит следующий разрез чахыртойской свиты в северном крыле Агашской синклинали:

1. Пачка зеленовато-серых хлорит-карбонатных, серицит-хлоритовых, амфиболовых сланцев и рассланцованных туфогенных песчаников	400 м
2. Зеленовато-серые хлорит-амфиболовые сланцы, рассланцованные плагиоклазовые порфириты, кремнистые гравелиты	30 „
3. Серые и черные полосчатые тонкозернистые местами пиритизированные известняки и доломиты	50 „
4. Черные углистые кварциты, желтоватые кварциты, с отдельными скоплениями лучистого амфибола. Местами кварциты содержат вкрапленность мелких (не более 1 мм) кристаллов магнетита	50 „
5. Пачка «зеленых» сланцев, сложенная мелкозернистыми плотными хлоритовыми, хлорит-биогитовыми и более крупнозернистыми амфиболовыми сланцами. В составе этой пачки местами отмечаются прослои пород эффузивного облика, типа слабоизмененных плагиоклазовых порфиритов и туфов, а также туфогравелитов	250 „
6. Выдержанная пачка черных и серых известняков, возможно несколько доломитистых	50 „
7. Зеленые хлоритовые неяснослоистые породы, местами содержащие крупные (до 1 см) хорошо ограниченные октаэдрические кристаллы магнетита	50—100 „

Общая мощность чахыртойской свиты составляет здесь около 1000 м.

Несколько западней приведенного разреза, также в пределах северного крыла Агашской синклинали, породы изменены несколько

меньше. Здесь среди них отмечаются сланцы по песчаникам, рассланцованные плагиоклазовые порфириды, туфы, туфогравелиты.

В некоторых местах среди пород свиты наблюдаются подчиненные горизонты черных углисто-кремнистых кварцитовидных сланцев. Иногда эти сланцы содержат обильную, но тонкораспыленную вкрапленность пирита.

Отложения чахыртойской свиты вмещают мелкие тела гипербазитов.

Мощность свиты составляет не менее 1200 м.

Уланэргинская свита сложена в основном известняками и доломитами. Известняки обычно серые и темно-серые до черных, мелкозернистые. Среди них присутствуют кремнистые известняки и доломиты, обычно серой окраски. В доломитах особенно обильны кремнистые включения. Известнякам и доломитам подчинены прослой глинистых и углисто-кремнистых сланцев.

Карбонатные породы уланэргинской свиты содержат обильные остатки водорослей и онколитов, точнее не определенных. Только в бассейне р. Улан-Эрге среди них установлено присутствие *Collenia*. Свита по литологическому составу сходна с карахольской свитой бассейна р. Шурмак (см. ниже), в которой помимо водорослей известны остатки археоциат и трилобитов, определить точнее которые невозможно. Так же, как и в чахыртойской свите, в уланэргинской наблюдаются мелкие тела гипербазитов*.

Мощность свиты около 1000 м.

Условно относимые к кембрию отложения бассейнов рек Качик, Хусуин-Гол и Кундус представлены эффузивно-туфогенными образованиями (акхемская свита), переходящими по простираанию в известковистые конгломераты, гравелиты и песчаники (кухемская свита). Породы лежат резко несогласно на разных свитах докембрия. В основании эффузивно-туфогенных пород, в бассейне р. Хусуин-Гол наблюдаются валунные конгломераты. Валуны достигают 1 м в поперечнике, цемент конгломератов известковистый. Состав валунов: мраморы докембрия серые мелкозернистые биотитовые граниты, мелко- и среднезернистые гранодиориты, кварцевые диориты, диориты. Выше наблюдается переслаивание полосчатых флюидалных кварцевых порфиров и плагиопорфиров, туфов, эффузивов кислого и среднего состава, агломератовых лав, туфогравелитов, туфопесчаников и алевролитов, плагиоклазовых порфиров, мраморизованных известняков. Мощность толща около 1000 м.

В западном направлении в верховьях рек Качик, Нарын и Ак-Хем эффузивно-туфогенная толща сменяется толщей конгломератов, песчаников и гравелитов. В составе галек конгломератов преобладают карбонатные породы (до 95%), значительно в меньших количествах наблюдаются гальки различных метаморфических сланцев и интрузивных пород. Песчаники обычно граувакковые. В гальке известняков присутствуют археоциаты, определенные И. Т. Журавлевой как: *Dictyocyathus yavorskii* Vol., *Tersia* sp., *Archaeocyathus* sp., *A. tubexternus* (Vol.), *Syringocnema* sp., *Ajacyathus jennisicicus* (Vol.), *Nochoroicyathus mariinskii* Zhugayeva, *Coscinocyathus* sp., здесь же были встречены: *Epiphyton* sp., *Osagia globulate*, *Vesicularite* sp. Археоциаты из галек известняков И. Т. Журавлева относит к санаштыкгольскому горизонту. Возраст описанных отложений неясен. К кембрию они отнесены

* Следует отметить, что некоторые исследователи (Смирнов, 1962) отложения чахыртойской и уланэргинской свит относят к докембрию. Кембрийскими в нагорье Сангилен они считают отложения нижеописываемых акхемской и кухемской свит.— *Прим. ред.*

условно по некоторому сходству эффузивно-туфогенной толщи с достоверно определенными нижнекембрийскими породами южных склонов хр. Восточный Танну-Ола. Некоторые исследователи (А. И. Левенко, В. В. Архангельская и др.) считают их более молодыми.

Хребет Восточный Танну-Ола

В этом хребте, а также и на примыкающей к нему территории (в целом это Восточно-Таннуольская зона) нижнекембрийские отложения развиты весьма широко. Хребет Восточный Танну-Ола сложен почти исключительно породами кембрия и прорывающими их нижнепалеозойскими интрузиями таннуольского комплекса. Значительно развиты отложения кембрия и в области между хр. Восточный Танну-Ола и нагорьем Сангилен. Здесь кембрийские породы существенно отличаются от развитых в хребте и эту область следует рассматривать как самостоятельную кембрийскую структурно-фациальную зону (Агардагская зона).

Восточно-Таннуольская зона. В хр. Восточный Танну-Ола кембрийские отложения изучались многими исследователями, и к настоящему времени эта территория является таким районом Тувы, где кембрийские отложения изучены, по-видимому, лучше всего. Впервые общая характеристика их для большей части площади была дана В. А. Кузнецовым (1946), который описал эти отложения как эффузивно-осадочную таннуольскую свиту. Примерно в те же годы кембрий отдельных районов хребта было описан В. П. Масловым (1947). Исключительно большое значение для разработки стратиграфии кембрия имели проведенные здесь в те же годы и позже работы Н. С. Зайцева и Н. В. Покровской (1950; Покровская, 1959; Зайцев, 1960). В дальнейшем среднemasштабную съемку почти всей территории хребта производил Г. Н. Лукашев. Схема стратиграфии кембрия, предложенная Г. Н. Лукашевым, в последние годы уточнена Г. М. Владимирским, Н. М. Задорожной и Н. М. Родионовой. Кроме указанных исследователей, кембрий этой территории в разное время изучался А. Д. Смирновым, Г. В. Пинусом, П. В. Коростиным, А. Л. Додиныным, Д. В. Вознесенским, В. А. Унксовым, В. И. Серпуховым, Г. М. Владимирским, А. В. Ильиным, В. М. Моралевым, В. В. Волковым и другими, отдельные обнажения были посещены также А. Г. Вологдиным.

Н. В. Покровская (1959) на основании закономерной смены в изученных разрезах одних трилобитовых комплексов другими выделяет в верхней части разреза нижнего кембрия пять фаунистических зон, охарактеризованных соответствующими комплексами трилобитов: 1) зону *Kadyella ubsanurica*; 2) зону *Aldonaia shanganica* — *Bergeroniaspis shanganus*; 3) зону *Lermontoviella*; 4) зону *Rondocephalus*; 5) зону *Menpegaspis*. Первая из перечисленных зон, по Н. В. Покровской, относится к верхней части алданского яруса и характеризует верхи, выделенной ею же, кадыйской свиты, четыре других относятся к ленскому ярусу и характеризуют: вторая, третья и четвертая зоны — шанганскую свиту, а пятая — шивеликскую свиту верхов ленского яруса. Объем и содержание перечисленных свит, выделенных Н. В. Покровской, указан ниже при описании соответствующих опорных разрезов.

Г. Н. Лукашев кембрийские отложения хр. Восточный Танну-Ола первоначально разделил на пять свит (снизу вверх): 1) кадвойскую, вулканогенно-сланцевую с преобладанием пород основного состава; 2) серлигскую, тоже вулканогенную, но с преобладанием пород кислого состава; 3) ирбитейскую, существенно карбонатную; 4) аржан-

скую, эффузивную; 5) аргушульскую, эффузивно-карбонатную. Однако далее Г. Н. Лукашевым, а также Г. М. Владимирским, Н. М. Задорожной и другими было показано, что эффузивная аржанская свита является стратиграфическим аналогом карбонатной ирбитейской.

Ирбитейская свита и ее стратиграфический аналог — аржанская, — а также аргушульская свиты Г. Н. Лукашева включают те палеонтологически охарактеризованные отложения, которые, по Н. В. Покровской (1959) и Н. С. Зайцеву (1960), принадлежат вышеуказанным пяти фаунистическим зонам. Кадвйская и серлигская свиты Лукашева относятся к отложениям, лежащим ниже зоны *Kadyella ubspanica*.

Следует еще отметить, что, по мнению Г. М. Владимирского и Н. М. Задорожной, аргушульская свита Г. Н. Лукашева не является самостоятельной стратиграфической единицей, представляя собой лишь часть ирбитейской свиты нижнего кембрия. Таким образом, полный разрез нижнего кембрия хр. Восточный Танну-Ола представлен следующими свитами (снизу вверх): кадвйской, серлигской, ирбитейской (аржанской) и шивеликской.

Достаточно полное представление о нижнекембрийских отложениях хр. Восточного Танну-Ола дают нижеописываемые разрезы, являющиеся опорными и описанные почти всеми исследователями, изучавшими кембрий этой площади. Разрезы по р. Кадвой, в междуречье Серлиг — Аптра и по р. Шивелик-Хем расположены на южном склоне хребта, разрез по р. Бол. Шанган — на северном. Описание разрезов приводится в основном по данным Г. М. Владимирского, Н. М. Задорожной и Н. М. Родионовой. Подробное описание разрезов по рекам Кадвой (Кадый), Бол. Шанган и Шивелик-Хем приведено также в монографии Н. В. Покровской (1959).

Разрез по р. Кадвой имеет моноклинальное строение с падением слоев на северо-запад (310—350°) под углами от 30 до 70°. Снизу вверх здесь согласно пластуются:

- | | |
|---|-------|
| 1. Голубовато-серые тонкополосчатые алевролиты с редкими и тонкими (2—5 см) прослоями темно-серых известняков | 100 м |
| 2. Грязно-зеленые спилиты и спилитовые брекчии с подчиненными прослоями кератофиров и алевролитов | 570 „ |
| 3. Грязно-зеленые алевролиты с прослоями известняков. В подчиненном количестве встречаются спилиты и кератофиры | 170 „ |
| 4. Серо-зеленые спилитовые брекчии в чередовании с базальтовыми порфиритами, туфами и туфоконгломератами | 730 „ |
| 5. Грязно-зеленые туфоконгломераты с прослоями туфов и алевролитов | 240 „ |
| 6. Белые мраморизованные известняки | 230 „ |
| По простираанию линза известняков прослеживается на протяжении 10 км. В них Г. Н. Лукашевым найдены водоросли, а Н. М. Родионовой редкие археоциаты плохой сохранности. Среди археоциат И. Т. Журавлевой установлены лишь: <i>Archaeocyathi?</i> , <i>Ajascicyathidae?</i> , <i>Archaeocyathus?</i> sp. | |
| 7. Чередование лиловых песчаников, алевролитов и гравелитов | 150 „ |
| 8. Темно-лиловые андезитовые порфириты, лавобрекчии и туфы с подчиненными серо-зелеными базальтовыми и диабазовыми порфиритами. Редкие прослойки лиловых песчаников | 320 „ |
| 9. Темно-серые альбитофиры с прослоями лиловых кристаллокластических туфов, песчаников, алевролитов и известняков | 150 „ |
| 10. Лиловые песчаники, алевролиты, прослойки известняков, темно-лиловые обломочные туфы | 180 м |
| В линзе известняков, залегающих в 3 км к северо-востоку от линии разреза и располагающихся на стратиграфическом уровне слоев 8—10, содержатся остатки археоциат <i>Araneocyathus?</i> sp., <i>Archaeocyathus?</i> sp. | |
| 11. Грязно-зеленые псаммитовые туфы альбитофиров и альбитофиры с прослоями алевролитов. Отдельные покровы базальтовых порфиритов | 670 „ |
| 12. Зеленовато-серые туфы смешанного состава с обломками плагиобазальтовых порфиритов и альбитофиров; альбитофиры | 170 „ |
| 13. Серо-зеленые базальтовые порфириты и туфы | 240 „ |

14. Грязно-зеленые туфы базальтовых порфиритов с прослоями алевролитов 220 м
15. Алевролиты, песчаники с подчиненным количеством альбитофиров, туфов и базальтовых порфиритов 240 „
16. Яркие вишнево-лиловые мелкозернистые песчаники 1,5 „
17. Темно-лиловые мелкозернистые песчаники с угловатой галькой эффузивов, кварцитов и алевролитов. Вверх по разрезу конгломераты переходят в гравелиты с прослоями алевролитов 12 „
18. Зеленовато-серые алевритистые известняки 2 „
19. Темно-серые базальтовые порфириты, афировые с редкими миндалитами 12 „
20. Буровато-лиловые, песчаники и гравелиты с прослоями водорослевых известняков 28 „
21. Известняки светло-серые, тонкоплитчатые, песчанистые, частично детритусовые, содержащие остатки трилобитов, брахиопод и археоциат. Собранные здесь Н. М. Родионовой и Н. М. Задорожной археоциаты определены И. Т. Журавлевой как *Araneocyathus sisovae* Vol., *Dictyocyathus ex gr. salairicus* Vol.; *Ajacycyathus cf. monokensis* (Vol.); *Ethmophyllum grandiperforatum* Vol., *Ethmophyllum ratum* Vol., *Ethmophyllum cf. karagani* Vol.; *Ethmophyllum* sp.; *Robustocyathus* sp.; *Paranacyathus* sp.; *Ethmolyntus?* sp. n.; *Araneocyathus* sp.; *Araneocyathus račkovskii* Vol.; *Archaeocyathus* sp.; *Retecyathus camptophragma* Vol.; *Claruscyathus solidus* (Vol.), *Metacoscinidae* gen. et sp. n.; *Kordocyathus?* sp.; *Protopharetea laqueata* Vol. Н. В. Покровский (1959) и Н. С. Зайцевым (1960) отсюда указываются трилобиты: *Kadyella ubsanurica* Pокг., *Redlichina tuberculata* Pокг., *Poliellina* sp., *Olenellus (?) problematicus* Pокг., брахиоподы *Obolella* sp. 20 „
22. Буровато-лиловые и зеленые мелкозернистые песчаники с линзами гравелитов. В песчаниках встречаются разрозненные створки раковин брахиопод 20 „
23. Чередование известняков и песчаников буровато-лилового и серого цвета 270 „

В известняках этой пачки обнаружено большое количество остатков археоциат. Они определены И. Т. Журавлевой как *Araneocyathus sisovae* Vol., *A. račkovskii* Vol., *Araneocyathidae* gen. et sp. n., *Ethmolyntus* sp. n., *Ethmophyllum grandiperforatum* Vol., *E. cf. karagani* Vol. g. d., *Archaeocyathus* sp., *Dictyocyathus* sp. n., *D. salarius* Vol., *Loculicyathus* sp., *Protopharetra bipartita* Vol., *P. laqueata* Vol., *Robustocyathus* sp., *Jakovlevia*. Н. В. Покровской найдены и определены трилобиты *Kadyella kadyensis* Pокг., *Aldonaia shangatica* Pокг., *Redlichina angusta* Pокг., *Tuvaaspis minutus* Pокг.

24. Светло-серые, массивные известняки с остатками археоциат и трилобитов. Отдельные покровы базальтовых порфиритов 300 „

Из данной пачки известняков собраны археоциаты, определенные И. Т. Журавлевой как *Archaeocyathus* sp., *Archaeocyathellus* sp., *Araneocyathus račkovskii* Vol., *A. sisovae* Vol., *Archaeosycon* sp. n., *Metacoscinidae* gen. et sp. n., *Rhabdocyathella baileyi* Vol., *Claruscyathus solidus* (Vol.), *C. ex gr. solidus* (Vol.), *Claruscyathus* sp. n., *Vologdinocyathus* sp., *Ethmophyllum grandiperforatum* Vol., *E. regularis* Vol., *E. karagani* Vol., *Ethmolyntus* sp. n., *Retecoscinus camptophragma* Vol., *Ajacycyathus* sp., *Dictyocyathus salairicus* Vol., *Protopharetra bipartita* Vol., а также водоросли *Renalcis*.

На правом берегу р. Кадвой, в известняках, соответствующих, по Н. М. Задорожной, вероятно, нижним горизонтам описываемой пачки, Н. В. Покровской собраны и определены трилобиты *Kadyella kadyensis* Pокг., *Tuvaaspis minutus* Pокг., *Aldonaia punctuosa* Pокг., *Lermontoviella shangatica* Pокг., *Inouyina quadratica* Pоlet.

Этой пачкой заканчивается разрез нижнего кембрия по р. Кадвой. На правом берегу реки известняки последней пачки трансгрессивно перекрываются отложениями силура.

Полная мощность приведенного разреза по р. Кадвой равна 5050 м. По Лукашеву, общая мощность его составляет 6700 м, Н. С. Зайцев (1960) для разреза р. Кадвой указывает мощность 2640—2700 м.

Нижняя часть описываемого разреза — по Г. М. Владимирскому и др., пачки 1—6, по Г. Н. Лукашеву, пачки 1—4 — принадлежит кадвойской свите. Слагается она преимущественно спилитами с подчиненными кератофирами и пачками осадочных пород. Мощность ее, по Г. М. Владимирскому и др., равна 2040 м.

К серлигской свите отнесены пачки 7—15, по Г. М. Владимирскому и др., и 5—15, по Г. Н. Лукашеву. Нижняя граница серлигской свиты устанавливается по исчезновению в разрезе грязно-зеленых спилитов и появлению преимущественно лилово-серых альбитофиров и туфов с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников. Мощность серлигской свиты составляет 2340 м.

Вышележащие слои (пачки 16—22) Г. Н. Лукашев, а также и Г. И. Владимирский в данном разрезе относят к ирбитейской свите. Неполная мощность последней здесь составляет 675—700 м. За нижнюю границу ирбитейской свиты в разрезе р. Кадвой принят горизонт буровато-лиловых песчаников и мелкогалечных конгломератов, прослеженный на протяжении 5 км. В междуречье Кадвой — Ирбитей Г. Н. Лукашев, а также Н. М. Задорожная и Н. М. Родионова указывают на несогласное залегание ирбитейской свиты на серлигской.

Возраст описанных отложений по р. Кадвой определяется фауной археоциат и трилобитов, присутствующих в основном в верхней терригенно-карбонатной части разреза.

Возраст пород определялся по следующим данным.

Как уже указывалось выше, в верхах кадвойской свиты и в низах серлигской обнаружены очень редкие, плохой сохранности отпечатки археоциат и водорослей. Эти остатки подтверждают лишь нижнекембрийский возраст вмещающих пород.

В самых низких горизонтах ирбитейской свиты находятся археоциаты, которые И. Т. Журавлева относит к санаштыкгольскому комплексу. По ее мнению, нижняя граница ирбитейской свиты проходит внутри санаштыкгольского горизонта. По фауне трилобитов Н. В. Покровская выделяет в верхней части кадвойского разреза три зоны.

Первая (снизу) зона *Kadyella ubsanurica*, по данным Н. В. Покровской, венчает эффузивную часть кадвойского разреза (кадыйская свита у Н. В. Покровской) и соответствует верхам алданского яруса нижнего кембрия. Мощность этой зоны 100—200 м. В приведенном разрезе ей соответствуют слои 16—22.

Выше в непрерывном разрезе известняков ирбитейской свиты Н. В. Покровская выделяет зону *Aldonaia shanganica* — *Bergeroniaspis shanganus* (пачка 23) и зону *Lermontoviella* (пачка 24). В совокупности эти зоны отвечают шанганской свите Н. В. Покровской и Н. С. Зайцева, относящейся, по их мнению, к низам ленского яруса.

Таким образом, возраст верхней карбонатной толщи по р. Кадвой определяется Н. В. Покровской по трилобитам как верхи алданского и низы ленского яруса нижнего кембрия. Эффузивная, нижняя часть кадвойского разреза относится, по Н. С. Зайцеву и Н. В. Покровской, целиком к алданскому ярусу.

Разрез по р. Шивелиг-Хем начинается в 1,5 км выше устья левого притока Шивелиг-Хема лога Ак-Дуруг, к северу от контакта интрузии гранодиоритов, прорывающей нижнекембрийские отложения. Породы кембрия на этом участке залегают моноклинально, с крутым падением (70—85°) на север-северо-восток (0—20°)*.

По данным Н. М. Родионовой и Н. М. Задорожной, в разрезе наблюдается следующая последовательность в напластовании отложений (снизу вверх):

1. Темно-серые тонкослоистые ороговикованные алевролиты с маломощными прослоями известняков 200 м

* Описание разреза приведено в монографии Н. В. Покровской (1959) и в работе Н. С. Зайцева (1960).

2. Известняки массивные и грубоплитчатые, светло-серого, белого цвета, мраморизованные, содержащие обильные остатки трилобитов, археоциат, брахиопод и кораллов.

900 м

Ниже приведены списки фауны, определенной И. Т. Журавлевой (археоциаты) и Н. В. Покровской (трилобиты) из сборов Н. В. Покровской, Н. С. Зайцева, Н. М. Родионовой, Н. М. Задорожной.

В нижней части линзы известняков собраны археоциаты *Ajacycyathus* cf. *bigoti* (Vol.), *Archaeolynthus solidimurus* (Vol.), *Coscincocyathus dianthus* Вогн., *Robustocyathus* sp., *Porocyathus mirabilis* (Zhur.), *Loculicyathus* sp., *Dictyocyathus* sp., *Leptosocyathus* sp., *Araneocyathus* sp., *Archaeofungia* sp., *Compositocyathus* sp., *Ethmophyllum* sp. Стратиграфически выше собраны *Ethmophyllum grandiperforatum* Vol., *E. vermiculatum* Vol., *Archaeofungia dissepimentalis* (Vol.), *Araneocyathus rackovskii* Vol., *Coscincocyathus mollis* Vol. и др.

В средней и верхней частях разреза известняков обнаружены: *Ethmophyllum grandiperforatum* Vol., *E. pseudotichus* Vol., *E. obrutchevi* Vol., *E. vermiculatum* Vol., *E. ex gr. ratum* Vol., *E. crassospinosum* (Vol.), *Clatricoscincus vassiljevi* (Vol.), *C. infirmus* (Vol.), *Archaeocyathus condensus* (Vol.), *Archaeoscyon kuliki* (Vol.), *Rhabdocyathella baileyi* Vol., *Tercyathus* sp., *Ladaecyathus* sp., *Vologdinocyathus* sp., *Araneocyathus rackovskii* Vol., *Franzyasacyathus subtumulatus* Zhur., *Archeofungia dissepimentalis* (Vol.), *Annu-lofungia* sp., *Prismocyathus* sp., *Russocyathus* sp. n., *Taylorcyathus* sp., *Russocycyathella* sp. n., *Gordonicyathus* sp. n., *Septocyathus* sp., *Tabulacyathus* sp. n., *Carinocyathus* cf. *lockulatus* Vol., *Nochocyathus* cf. *spinosus* (Vol.), *Robustocyathus monokensis* Vol., *R. spinosus* Vol., *Leptosocyathus* sp., *Septocyathus* sp., *Porocyathus mirabilis* (Zhur.), *Archaeolynthus nalivkini* (Vol.), *A. solidimurus* (Vol.), *A. tubexterus* (Vol.), *Protopharetra grandicaveata* Vol., *Coscincocyathus mollis* Vol., *C. dianthus* Вогн., *Ajacycyathus kemtschikensis* (Vol.) и др. Трилобиты, указываемые Н. В. Покровской (1959) и Н. С. Зайцевым (1956), в этой пачке известняков распределяются так: в интервале 275—500 м приводимого ими разреза, считая от его подошвы, присутствуют *Micmacca* sp., *Proerbia prisca* Lerm., *Poliellina lermontovae* Polet., *Poliellina elongata* Pokr., *P. cylindrica* Pokr., *Lermontoviella shangiana* Pokr., *Inouyina quadratica* Polet., *Redlichina* sp., *Sayanella poletaevae* Pokr.; в интервале 500—700 м от основания разреза — *Proerbia prisca* Lerm., *Proerbia quadratica* Pokr., *Laticephalus trapezoidalis* Pokr., *Bonnia sisovae* Pokr., *Shivelicus parvus* Pokr., *Erbina rara* Pokr., *Paleofossus zaicevi* Pokr., *Eleganolimba fibrata* Pokr., *Erbiopsidella convexa* Pokr., *Rondocephalus mirandus* Pokr., *Redlichina lermontovae* Pokr., *Redlichina rarissima* Pokr., *Poliellina elongata* Pokr., *Poliellina sicropuge* Pokr., *Sayanella poletaevae* Pokr., и брахиоподы *Kutorgina lenaica* Lerm., *Nisusia lenaica* Pokr.

3. Зеленовато-серые и темно-серые мелкозернистые песчаники и алевролиты

200 м

В низах пачки преобладают песчаники, выше по разрезу увеличивается роль алевролитов. В алевролитах этой пачки Н. В. Покровской и Н. С. Зайцевым собраны трилобиты *Serrodiscus* cf. *speciosus* (Fogd.), *S. communis* Pokr., *S. (?) granulatus* Pokr., *Ptichoparia clusia* Walc., *Meneraspis striata* Pokr., *Cheiruroides maslovi* Pokr., *Ladadiscus limbatus* Pokr., *Tannudiscus tanno-laicus* Pokr., брахиоподы *Acrotreta micula* Pokr., споры (определения С. Н. Наумовой) *Leiotriletes minutissimus* Naum., *L. simplicissimus* Naum., *L. simplicissimus* Naum., *L. crassum* Naum.

Полная мощность приведенного разреза равна 1300 м.

Археоциаты дают возможность относить вмещающие отложения к санаштыкгольскому горизонту с элементами камешковского горизонта в нижней части разреза.

Нижняя, большая, часть разреза (пачка 1 и 2) сопоставляется Н. В. Покровской (1959) и Н. С. Зайцевым (1960) с верхней частью разреза р. Кадвой. Эта нижняя часть разреза соответствует, следовательно, верхам кадыйской свиты и шанганской свиты Н. В. Покровской и Н. С. Зайцева.

В последнее время Н. М. Родионовой в нижней части разреза по р. Шивелиг-Хем (пачка 1) обнаружены остатки трилобита *Hebediscus* sp. (определение Н. В. Покровской). Из этих же отложений Н. М. Задорожной собраны археоциаты камешковского горизонта (определения И. Т. Журавлевой). Поэтому, по мнению Г. М. Владимирского,

Н. М. Задорожной и Н. М. Родионовой, нижняя часть шивелигхемского разреза, отвечающая камешковскому горизонту, располагается стратиграфически ниже подошвы ирбитейской свиты в кадвойском разрезе.

Таким образом, эти исследователи стратиграфическое положение нижней части разреза по р. Шивелиг-Хем считают более низким, чем то, которое принимают Н. С. Зайцев и Н. В. Покровская.

Трилобиты пачки 3 выделены Н. В. Покровской в зону верхов ланского яруса. Зональный вид *Menneraspis striata* P o k г., как указывает Н. В. Покровская (1959), известен не только в отложениях Тувы, но и в породах еланского горизонта севера Сибирской платформы. Поэтому эта пачка Н. С. Зайцевым и Н. В. Покровской рассматривается как самостоятельная шивелигская свита — наиболее высокая свита нижнего кембрия Тувы. Отложения шивелигской свиты известны также в районе оз. Кара-Холь. Н. М. Родионовой здесь собраны остатки трилобитов, определенные Н. В. Покровской как *Menneraspis striata* P o k г., *Callidaspis recta* P o k г. и др. Следует отметить, что Г. Н. Лукашевым эти отложения без достаточных оснований отнесены к среднему кембрию.

Несмотря на то, что фаунистически охарактеризованная шивелигская свита за пределами хр. Восточный Танну-Ола пока не установлена, а на территории последнего имеет небольшую мощность и незначительное распространение, выделение этой свиты имеет большое значение для корреляции нижнего кембрия Тувы и Сибирской платформы.

Разрез нижнекембрийских отложений южного склона хр. Восточный Танну-Ола на пространстве между двумя вышеописанными разрезами испытывает значительные фашиальные изменения. Они заключаются прежде всего в замещении карбонатных пород эффузивами и туфами, толща которых выделяется здесь в качестве аржанской свиты. Вулканогенные породы этого участка имеют «свежий» облик, отличаются обилием пирокластов и широким развитием характерных тонкополосчатых кварцевых порфиров.

Характерным для этой территории является разрез в между речье Серлиг — Аптра. По данным Н. М. Родионовой и Г. М. Владимировского, здесь обнажаются (снизу вверх):

- | | |
|---|--------|
| 1. Темно-зеленые плагиобазальтовые порфириты с подчиненными туфами, туфобрекчиями и серыми известняками | 2000 м |
| 2. Темно-зеленые и темно-серые плагиобазальтовые порфириты и туфы | 260 " |
| 3. Пачка серых слоистых мраморизованных известняков, содержащих прослой и линзы зеленовато-серых песчаников и согласные маломощные залежи зеленовато-черных диабазов | 150 " |
| 4. Грязно-зеленые туфы смешанного состава — фельзит-порфиров и базальтовых порфиритов | 230 " |
| 5. Шоколадные фельзит-порфиры и туфы с прослоями лилово-серых базальтовых порфиритов и туфов | 750 " |
| 6. Серые кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, фельзиты и туфы | 370 " |
| 7. Лиловато-серые базальтовые порфириты и туфы, реже андезитовые порфириты | 200 " |
| 8. Серые, коричнево-лиловые, вишнево-красные, темно-коричневые кварцевые порфиры и альбитофиры с отчетливой флюидалной текстурой | 400 " |
| 9. Лилово-серые и зеленовато-серые базальтовые порфириты с отдельными покровами кварцевых порфиров и их туфов | 170 " |
| 10. Конгломераты и песчанистые известняки с отдельными прослоями лилово-серых песчаников и гравелитов. Конгломераты содержат гальку нижележащих эффузивных пород | 230 " |
| В известняках этой пачки содержатся остатки археоциат (определения И. Т. Журавлевой): <i>Archaeocyathus</i> sp., <i>Ethmophyllum grandiperforatum</i> Vol., <i>Robustocyathus</i> sp., <i>Retecyathus laqueus</i> Vol., <i>Ethmophyllum regulare</i> Vol., <i>Araneocyathus rackovskii</i> Vol., <i>Claruscyathus</i> cf. <i>solidus</i> (Vol.), <i>Araneocyathus sisovae</i> Vol., <i>Syringocnema</i> sp., <i>Loculicyathidae</i> sp. | |
| 11. Лиловые, зеленовато-серые базальтовые порфириты и туфы с отдельными покровами андезитовых порфиритов | 830 м |

12. Зеленовато-серые базальтовые порфириты с отдельными линзами серых песчанистых известняков 320 м

Серые известняки содержат археоциаты и водоросли хорошей сохранности: *Archaeocyathus* sp., *Araneocyathus* sp., *Claruscyathus* sp., *Formosocyathus* sp. n., *Taylorcyathus* sp. n., *Ethmophyllum grandiperforatum* Vol., *Retecyathus laqueus* Vol., *Protopharetra* sp. (определения археоциат произведены И. Т. Журавлевой).

На этом разрез нижнего кембрия заканчивается.

Пачки 1—3 в этом разрезе принадлежат кадвойской свите. Мощность ее здесь равна 2410 м. В сложении ее преобладают темно-зеленые вулканогенные породы основного состава.

Пачки 4—9 выделены в серлигскую свиту, отличающуюся от кадвойской преимущественно кислым составом лав и туфов и их лиловыми тонами окраски. Мощность серлигской свиты 2120 м.

Пачки 10—12 отнесены к аржанской свите. По своему стратиграфическому положению она соответствует ирбитейской свите, отличаясь от нее преобладанием эффузивов, заместивших значительную по мощности терригенно-карбонатную часть разреза последней.

Среди археоциат, собранных в аржанской свите в пачках 10 и 12, присутствуют характерные формы санаштыкгольского комплекса. Мощность аржанской свиты 1380 м. Полная мощность нижнего кембрия в приведенном разрезе достигает 6000 м.

Достаточно полная палеонтологическая характеристика терригенно-карбонатной части разреза нижнего кембрия получена в разрезе по р. Бол. Шанган на северном склоне хр. Восточный Танну-Ола в 90 км к восток-северо-востоку от р. Кадвой.

По р. Бол. Шанган Н. В. Покровская (1959) приводит следующий разрез нижнего кембрия (снизу вверх):

1. Пироксеновые порфириты темно-зеленого цвета 17,5 м
2. Известняки светло-розовые, участками серые, массивные с археоциатами *Protopharetra bipartita* Vol., *P. laqueata* Vol., *Araneocyathus račkovskii* Vol., *Archaeocyathus sisovae* Vol., *Ethmophyllum ratum* Vol., *Rhabdocyathus* sp. Из трилобитов найдена *Kadyella ubsanurica* Pokr. 100 „
3. Известняки светло- и темно-розовые, глинистые, толстоплитчатые, переслаивающиеся с известняками окремненными, темно-вишневыми и красными, а также зеленовато- и фиолетово-серыми. Трилобиты представлены *Bergeroniaspis argutus* Pokr., *B. shanganus* Pokr., *B. lebedevae* Pokr., *B. sisovae* Pokr., *B. zaičevi* Pokr., *Protolenus planus* Pokr., *Redlichina pustulosa* Pokr., *R. dubia* Pokr., *Aldonaia shanganica* Pokr., *Shanganella lebedevae* Pokr. Кроме них, обнаружены брахиоподы *Kutorgina magna* Pokr. и археоциаты *Protopharetra bipartita* Vol., *P. laqueata* Vol., *Araneocanthus račkovskii* Vol. 150 „
4. Известняки светло-серые, толстоплитчатые иногда участками окремненные с трилобитами *Bergeroniaspis sisovae* Pokr., *Bergeroniaspis* sp., *Inouyina quadratica* Polet., *Aldonaia* cf. *ornata* Lerm., *Aldonaia punctuosa* Pokr., *Lermontoviella shanganica* Pokr., *Tuvanella gracilis* Pokr., *Poliellina elongata* Pokr. 225 „
5. Известняки темно-серые, местами черные, крепкие, толстоплитчатые, пиритизированные с прослоем плагиоклазовых порфиритов мощностью в 7 м. Из органических остатков встречены птероподы, трилобиты (*Elegestina antiqua* Pokr., *Redlichina* sp., *Bergeroniaspis sisovae* Pokr.) и брахиоподы *Kutorgina* sp. 70 м
6. Известняки стально-серые, окремненные, толстоплитчатые; в верхней части содержат прослои до 3 м мощностью темно-серых и красных глинистых известняков. В известняках обнаружены обломки кранидиев *Elegestina* sp. и *Bergeroniaspis* sp. 60 „
7. Известняки стально-серые, глинистые, массивные, с толстоплитчатой отдельностью. В них собраны обломанные кранидии: *Namanoia? grandis* Pokr., *Redlichina* sp., *Bergeroniaspis* sp. и археоциаты: *Ethmophyllum obrutchevi* Vol., *E. cf. vermiculatum* Vol., *E. tugarinovi* Vol., *Protopharetra laqueata* Vol., *Sibirecyathus* sp., *Tersia* sp., *Yakovlevia* sp. 195 „

Выше кембрий трансгрессивно перекрывается силурийскими отложениями.

Общая мощность описанной видимой части кембрийского разреза по р. Бол. Шанган составляет 817—820 м.

Н. В. Покровская и Н. С. Зайцев приведенный разрез, за исключением слоев 1 и 2, считают опорным разрезом шанганской свиты ленского яруса. Слои 1 и 2 ими отнесены к алданскому ярусу — зоне *Kadyella ubsanurica*. В отложениях ленского яруса (шанганской свите) выделяются: зона *Aldonaia shanganica* — *Bergeroniaspis shanganus* (слой 3); зона *Lermontoviella* (слои 4—5) и зона *Rondocephalus* (слой 6).

По Г. М. Владимирскому и Н. М. Задорожной, разрез по р. Бол. Шанган, за исключением пачки 1, отнесенной ими к кадвойской свите, принадлежит ирбитейской свите. Археоциаты этого разреза И. Т. Журавлева относит к санаштыкольскому комплексу. В нижней части разреза ирбитейской свиты (пачка 2 приведенного разреза) Н. М. Задорожной в 1962 г. собраны остатки трилобитов *Resimopsis* sp. и *Hebediscus vladimirskii* P o k r. совместно с *Kadyella ubsanurica* P o k r. (определения Н. В. Покровской). Эти находки указывают, по заключению Н. В. Покровской, на принадлежность нижней части шанганского разреза к камешковскому горизонту.

На крайнем востоке южного склона хр. Восточный Танну-Ола в районе Самагалтай нижекембрийские отложения представлены почти исключительно эффузивами и подчиненными им туфами, преимущественно среднего и кислого состава. Толща этих вулканогенных пород здесь описана А. В. Ильиным и В. М. Моралевым как таннуольская свита. Слоистость в этой свите почти повсеместно отсутствует. Среди пород наиболее часто встречаются плагиоклазовые порфириты и порфиры, а также соответствующие туфы. Характерной особенностью эффузивов является их «свежесть» и красноватые или лиловые тона окраски. Таннуольская свита несогласно перекрывается терригенными отложениями силура. В известняках, залегающих в эффузивах таннуольской свиты, на водоразделе Теректыг-Хема и Ужарлык-Хема и в истоках р. Теректыг-Хем А. В. Ильин и В. М. Моралев собрали археоциаты, определенные И. Т. Журавлевой: *Leptosocyathus* cf. *regularis* Vol., *Protopharetra bipartita* Vol., *Archaeolynthus bimurus* (Vol.), *Ethmophyllum regulare* Vol., *Ajaciccyathus* cf. *amplus* (Vol.), *Dictyocyathus* cf. *salaireicus* (Vol.), *Cosinocyathus* sp., и др.

Как видно из вышесказанного, нижний кембрий хр. Восточный Танну-Ола фациально изменчив. Разрезы его в разных местах удается расчленить с разной детальностью. В общем же и здесь, как и в большинстве других мест Тувы, намечается двучленное строение нижекембрийского разреза. В нижней его части, подразделяющейся в свою очередь на две свиты, преобладают вулканогенные образования, в верхней, к которой в основном приурочены остатки ископаемой фауны, преобладающими являются терригенно-карбонатные породы, отделенные в некоторых местах от подстилающих отложений довольно значительными несогласиями. По сравнению с другими районами, следует отметить особенно широкое развитие здесь известняков и большую роль кислых эффузивов и отвечающих им пирокластов. Можно указать также на более слабую (исключая низы разреза по р. Кадвой) вторичную измененность пород, характеризующихся здесь нередко красноватыми и лиловыми тонами окраски.

Агардагская (Эрзинская) зона. Большой интерес представляют кембрийские отложения в зоне сочленения хр. Восточный Танну-Ола и нагорья Сангилен. Эта зона приурочена к глубинному разлому, разделяющему эти структуры.

А. В. Ильин и В. М. Моралев в отложениях нижнего кембрия здесь выделили и описали три свиты: нижнюю — шурмакскую, среднюю — кускунгскую и верхнюю — карахольскую.

Породы шурмакской свиты отделены от докембрийских отложений разрывными нарушениями. Свита сложена конгломератами и туфо-конгломератами. Встречаются отдельные прослои гравелитов и песчаников, иногда туфогенных и известковистых, фельзит-порфиров и кварцевых порфиров, а также линзообразные прослои белых, часто тонкопосчатых мраморизованных известняков мощностью до 100—150 м.

Конгломераты очень плохо отсортированы. В гальках и обломках преобладают микрокварциты, кварциты, кварц-хлоритовые сланцы. Реже встречаются гальки известняков, измененных плагиогранитов и кварцевых диоритов, афировых эпидотизированных порфиритов, и серицитизированных фельзитов. Конгломераты почти повсеместно рассланцованы. Мощность свиты достигает 1000 м.

В составе кускунгской свиты, согласно лежащей на конгломератах шурмакской, преобладают хлоритовые, эпидотовые, актинолитовые и другие сланцы, образованные главным образом по порфиритам. Среди этих сланцев встречаются разности, вполне сохранившие структуру эффузивных пород. Значительно развиты кремнистые (яшмовидные) породы, кремнистые и кремнисто-хлоритовые сланцы, микрокварциты. Довольно часто встречаются прослой известняков, рассланцованных алевролитов, песчаников туфопесчаников и, реже, конгломератов. Общая мощность свиты около 2000 м.

В верховьях р. Шурмак в известняках кускунгской свиты найдены обломки плохой сохранности трилобитов и остатки водорослей, точнее не определимые. На продолжении полосы распространения пород свиты к запад-юго-западу в пределах МНР известны находки археоциат.

Карахольская свита, лежащая согласно на кускунгской, почти целиком сложена известняками. Мощность ее около 1000 м. Все три свиты вмещают тела гипербазитов. По правому берегу р. Тес-Хем, по данным Н. М. Родионовой, стратиграфически выше кускунгской свиты залегает толща карбонатных пород, содержащая остатки трилобитов (*Hebediscus* sp. и др.) и археоциат (*Ethmophyllum* ex gr. *ratum* Vol., *E. grandiperforatum* и др.) в нижней части и остатки трилобитов зоны *Menperraspis* в верхней части разреза. Мощность карбонатной толщи превышает 1000 м.

Сланцы, аналогичные кускунгским, и перекрывающие их известняки помимо описанного района, где они слагают узкую, вытянутую в запад-юго-западном направлении полосу известны еще в нескольких небольших участках. Эти участки расположены среди полей интрузивных пород на пространстве, охватывающем левобережье р. Бурень. Наибольшими по площади (но все же незначительными) среди них являются участки в районе урочища Ангачи и в среднем течении р. Бурень у устья р. Сои. На последнем участке среди сланцев кускунгской свиты довольно широко распространены кварциты. Разрез кембрия здесь имеет следующее строение. В основании располагается толща рассланцованных порфиритов, зеленых сланцев (по порфиритам), с линзами и пачками вторичных кварцитов. Порфириты преимущественно основного и среднего состава. Выше лежит толща белых и серых мраморизованных известняков мощностью до 1000 м. Известняки сменяются толщей переслаивания мраморизованных известняков, рассланцованных кварцевых порфиров, альбитофиром, порфиритов и пирокластов кислого и среднего состава. Общая мощность разреза, по А. В. Ильину, порядка 2000 м. В. Б. Агентов указывает для него зна-

чительно большую мощность — до 5000 м. Толща прорвана интрузией гипербазитов.

В известняках верхней части разреза А. В. Ильиным найдены археоциаты, определенные И. Т. Журавлевой как *Coscinocyathus* cf. *dianthus* Voln., *Protopharetra polycoela* Vol., *Archaeolynthus solidimurus* (Vol.), *Ajacyathus* sp.; водоросли — *Cambroporella rimosa* (Vol.), *Račkovskia* sp. и др.

Следует отметить, что, судя по описанию указанных обнажений и некоторых других, более мелких, кембрийские породы левобережья р. Мурен имеют северо-западное простирание, т. е. образуют полосу, протягивающуюся почти перпендикулярно простиранию Агардагской зоны кембрийских пород.

Центральная Тува

В центральных районах Тувы нижнекембрийские отложения довольно широко распространены в бассейне правых притоков р. Улуг-Хем (Верх. Енисей): рек Баян-Гол, Эжим, Демир-Суг, Эйлиг-Хем (Илиг-Хем). Они известны также и в нескольких местах на левом берегу р. Улуг-Хем — на сопках Оттых-Таш на горе Хаирхан.

Нижнекембрийские отложения этой территории, содержащие в значительном количестве остатки трилобитов и археоциат, фациально отличаются от одновозрастных отложений хр. Восточный Танну-Ола.

Нижнекембрийские отложения в Центральной Туве представлены двумя комплексами пород, образующими две субпараллельные полосы, разделенные крупным разломом. В северной полосе, протягивающейся субширотно в верхнем и среднем течении рек Эйлиг-Хем, Демир-Суг, Эжим и верховьях р. Баян-Гол широко распространены зеленокаменные эффузивы, кремнистые породы, метаморфические сланцы, кварциты, а также мраморизованные известняки. В южной полосе, простирающейся в восток-северо-восточном направлении от среднего и нижнего течения р. Баян-Гол, в низовьях р. Эжим и на левобережье р. Улуг-Хем (гора Хаирхан) распространены преимущественно конгломераты, песчаники, известняки, меньше — эффузивы и туфы (рис. 23). В северной полосе нижнекембрийские породы более метаморфизованы и рассланцованы, нежели в южной. В южной полосе отложения фациально изменчивы на коротких расстояниях, что в значительной мере затрудняет сопоставление отдельных фрагментов разреза, ограниченных нередко разрывными нарушениями. Ниже приводится описание нижнего кембрия отдельно для каждого из указанных районов.

Южная полоса (р. Баян-Гол, низовье р. Эжим, гора Хаирхан). Развитые в бассейне нижнего течения р. Баян-Гол конгломераты, песчаники, сланцы и известняки В. А. Кузнецовым (1946) были описаны как байнгольская (баянгольская) свита. Позже опорный разрез этих отложений здесь изучался многими исследователями. Баянгольская свита слагает здесь крупную широкую синклиналиную складку, имеющую северо-западное, близкое к широтному, простирание и погружающуюся к западу. Нижняя часть разреза представлена на левобережье р. Баян-Гол, верхняя — обнажается на правобережье этой реки. Обе части разреза связываются маркирующим горизонтом известняков, прослеженным по простиранию (рис. 24). Согласно Н. М. Задорожной и Д. В. Осадчей, разрез в целом выглядит следующим образом:

1. Светло-серые мраморизованные археоциатовые известняки с прослоями известняковых конгломератов в основании пачки 500 м

В основании этой мощной пачки известняков встречены следующие археоциаты камешковского комплекса (по заключению И. Т. Журавлевой):

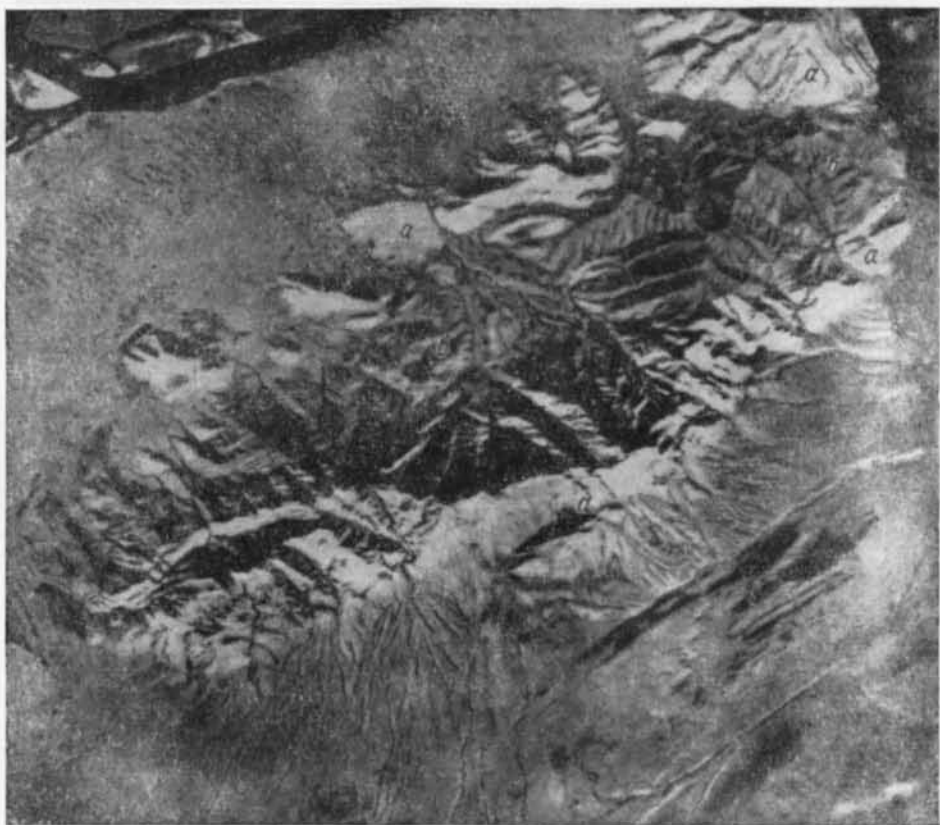


Рис. 23. Гора, сложенная известняками и туфоконгломератами тапсинской свиты

а — известняки, б — туфоконгломераты

<http://jurassic.ru/>

Ajacycyathus flexus (Vol.); *A. cf. amplus* (Vol.); *A. cf. salebrosus* (Vol.); *A. ex gr. ijizkii* (Toll.); *A. cf. simplex* (Vol.); *Archaeolynthus bimurus* (Vol.); *A. solidimurus* (Vol.); *A. tubexternus* (Vol.); *Loculicyathus artus* Vol.; *Protopharetra* sp.; *P. laqueata* Vol.; *P. ertaschkense* Vol.; *Dictyocyathus salairicus* Vol.; *Coscinocyathus* sp.; *C. cornucopiae* Borgn.; *C. simplex* Vol.; *Leptosocyathus* sp. n.; *Dokidocyathus* sp., а также водоросли *Epiphyton*, *Renalcis*, *Razumovskia*.

В верхней части пачки собраны археоциаты, отнесенные И. Т. Журавлевой также к камешковскому горизонту: *Alatacyathus yaroschevitchi* Zhur.; *Alatacyathus* sp. n.; *Dictyocyathus yavorskii* Vol.; *Coscinocyathus simplex* Vol.; *C. cornucopiae* Borgn.; *Archaeolynthus solidimurus* (Vol.); *A. cf. tubex-*

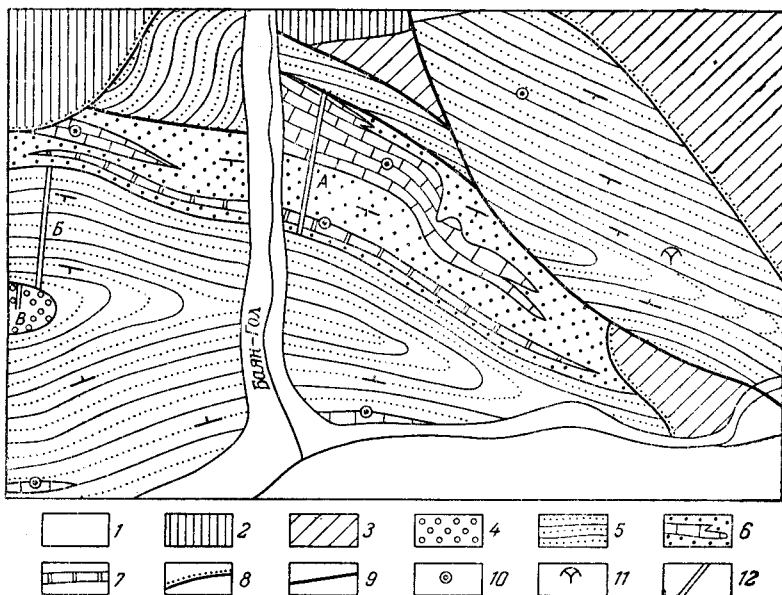


Рис. 24. Схема геологического строения участка нижнего течения р. Баян-Гол

1 — четвертичные отложения; 2 — каменноугольные отложения; 3 — силурийские отложения; 4—6 — баянгольская свита нижнего кембрия (4 — верхнебаянгольская подсвита — конгломераты, песчаники, туфы; 5 — верхняя часть нижнебаянгольской подсвиты — песчаники, алевролиты; 6 — нижняя часть той же подсвиты — известняки, конгломераты, песчаники, алевролиты); 7 — маркирующий горизонт известняков, 8 — трансгрессивное залегание, 9 — тектонический контакт, 10—11 — местонахождения остатков фауны (10 — археоциат, 11 — трилобитов), 12 — линии, по которым составлен разрез баянгольской свиты, приведенный в тексте (А, Б — нижнебаянгольская подсвита, В — основание верхнебаянгольской подсвиты)

ternus (Vol.); *A. bimurus* (Vol.); *Archaeolynthus* sp. n.; *Ajacycyathus amplus* (Vol.); *A. khemtschikensis* (Vol.); *A. flexus* (Vol.); *A. directus* (Vol.); *A. ijizkii* (Toll.); *A. jennisseicus* (Vol.); *Protopharetra ertaschkense* Vol.; *Tersia* sp., а также водоросли *Epiphyton*, *Razumovskia*, *Renalcis*, *Tubulophyton*.

Известняки этой пачки протягиваются на юго-восток на расстояние до 4 км и затем выклиниваются, постепенно замещаясь конгломератами, содержащими гальку того же известняка.

2. Лиловые и серые песчаники с прослоями зеленых массивных алевролитов

3. Серые и лиловые крупногальчатые конгломераты с горизонтом розоватых известняков в верхней части разреза пачки

Отсюда И. Т. Журавлевой определены археоциаты верхов камешковского горизонта и среди них следующие формы: *Ethmophyllem* sp.; *Alatacyathus yaroschevitchi* Zhur.; *Nochoroicyathus* sp.; *Szeczyathus cylindricus* Vol.; *Dictyocyathus salairicus* Vol.; *Leptosocyathus* sp.; а также многочисленные представители *Ajacycyathus*, *Archaeolynthus*, *Loculicyathus*.

Маркирующий горизонт розоватых известняков прослеживается далее на правом берегу р. Баян-Гол, где вышеописанный разрез надстраивается следующим образом (см. рис. 24):

100 м

350 „

4. Песчаники крупно- и неравномернозернистые, толстоплитчатые, массивные	300 м
5. Ритмичное переслаивание гравелитов и алевролитов. Прослой аргиллитов	600 „
6. Крупнозернистые песчаники с прослоями алевролитов	300 „
7. Алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников	400 м
8. Круногалечные конгломераты с прослоями туфов	200 „

В гальке конгломератов эффузивные породы, габброиды и кварциты. В изобилии встречаются также гальки археоциатовых известняков. И. Т. Журавлевой из этих галек определены *Ethmophyllum pseudotichum* Vol., *Archaeocyathus* sp.; *Robustocyathus* cf. *yizkii* (Toll.), *Dictyocyathus tvaensis* (Vol.) и др.

Пачки 1—7 приведенного разреза Г. М. Владимирский и Н. М. Задорожная относят к нижнебаянгольской подсвете. Мощность ее достигает 2550 м. С конгломератов пачки 8 эти авторы начинают разрез верхнебаянгольской подсветы.

Для правобережья р. Баян-Гол (за пределами схемы рис. 24) они приводят следующий разрез верхнебаянгольской подсветы (снизу вверх):

1. Плотные массивные светло-зеленовато-серые роговообманковые андезитовые порфириды	300 м
2. Зеленовато-серые мелкозернистые песчаники с прослоями зеленых алевролитов	80 „
3. Литокластические светло-зеленые массивные туфы андезитовых порфиритов с редкими прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов	280 „
4. Зеленые «оскольчатые» алевролиты и темно-серые известковистые песчаники с линзами известняков	160 „

Известняки содержат остатки археоциат санаштыкгольского комплекса (по заключению И. Т. Журавлевой): *Ethmophyllum* sp.; *E. grandiperforatum* Vol.; *E. cf. tugarinovi* Vol.; *E. pseudotichum* Vol.; *Archaeocyathus camptophragmus* (Vol.); *Clathricoscinus* sp.; *C. infirmus* (Vol.); *C. vassilievi* (Vol.); *Szeczyathus* sp.; *S. cylindricus* Vol.; *Orbicyathus* sp.; *O. mongolicus* Vol.; *Ladaecyathus*? sp.; *Nochroicyathus* cf. *spinosis* (Vol.); *Gordonicyathus* sp.; *Leptosocyathus* sp.; *Robustocyathus* sp.; *R. cf. polyseptatus* (Vol.); *Uralocyathus* sp.; *U. callosus* (Vol.); *Coscinoocyathus* sp.; *C. simplex* Vol.; *C. dianthus* Born.; *Ajacyathus* sp.; *A. amplus* (Vol.); *A. cf. arteintervallum* (Vol.). Трилобиты *Miranella convexa* Pокг., *Miranella* sp., из этой пачки отнесены Н. В. Покровской также к санаштыкгольскому горизонту.

5. Светло-зеленые массивные крупногалечные конгломераты с хорошо окатанной галькой андезитовых и базальтовых порфиритов	70 м
---	------

Общая мощность этого разреза 840 м.

Для левобережья р. Эжим в нижнем его течении Г. М. Владимирский и Н. М. Задорожная приводят следующий неполный разрез отложений, относимых ими к верхней подсвете баянгольской свиты:

1. Переслаивание алевролитов и мелкозернистых песчаников	700 м
В средней части пачки залегает горизонт мелкогалечных конгломератов с галькой кварцевых порфиров, габбро и кварцитов.	
2. Грязно-зеленые гравелиты и мелкогалечные конгломераты с небольшими линзами песчаных известняков	100 м
3. Крупногалечные туфоконгломераты с прослоями песчаников	100 „
В гальке светло-зеленые андезитовые порфириды. Очень редко встречаются гальки габбро-пироксенитов и известняков.	
4. Серовато-зеленые гравелиты, мелкогалечные конгломераты с линзами мраморизованных известняков	60 „
И. Т. Журавлевой отсюда определены следующие археоциаты низов санаштыкгольского горизонта: <i>Ethmophyllum</i> cf. <i>tugarinovi</i> Vol.; <i>E. cf. regulare</i> Vol.; <i>E. pseudotichum</i> Vol.; <i>Loculicyathus</i> sp.; <i>Ajacyathus</i> sp.; <i>Coscinoocyathus</i> sp.; <i>C. ex gr. compositus</i> Zhur.; <i>C. cf. dianthus</i> Born.; <i>Archaeolynthus</i> cf. <i>sibiricus</i> (Toll.); <i>A. sp.</i> ; <i>Protopharetra laqueata</i> Vol.; <i>Dokidocyathus</i> sp. n.	
5. Рассланцованные серые и зеленые алевролиты, мелкозернистые песчаники	70 „

В тонкозернистых известковистых песчаниках собраны остатки трилобитов — *Serrodiscus bulbus* Pokr.; *Serrodiscus pokrovskajae* Polet.; *Calodiscus lobatus* var. *grandis* Polet, отнесенные Н. В. Покровской к санаштыкгольскому комплексу.

Общая мощность приведенного разреза 1050 м.

Наиболее высокие горизонты верхней подсвиты баянгольской свиты, по Г. М. Владимирскому и Н. М. Задорожной, обнажаются на левом берегу р. Эжим в 7,5 км выше устья. Здесь светло-серые рассланцованные известняки мощностью 30 м наблюдаются в крыльях небольшой брахисинклинали, в ядре которой выше известняков залегают желтовато-зеленые песчаники (50 м). Отсюда Н. В. Покровской, по сборам Н. М. Задорожной, определены *Edelsteinaspis* sp.; *Erbia* sp.; *Binodaspis* sp.; *Telinus curvus* Pokr. (M. S.), *Telinus clarus* Pokr. (M. S.), *Telinus certus* Pokr. (M. S.), *Proerbia bulba* Pokr. (M. S.).

К верхнебаянгольской подсвите Г. М. Владимирский и Н. М. Задорожная относят также толщу переслаивания песчаников и алевролитов, обнажающуюся на правом берегу р. Баян-Гол, несколько ниже выхода ее из ущелья. Здесь в мелких линзах известняков и в глыбах известняка, сцементированных песчаником, Н. М. Задорожной обнаружены остатки трилобитов, определенных Н. В. Покровской как *Terechtaspis accepta* Pokr. (M. S.) (ранее определенный ею как *Bathynothus altus* Pokr.), *Terechtaspis exornata* Pokr. (M. S.); *Terechtaspis bajangolica* Pokr. (M. S.), *Pisumia frequens* Pokr. (M. S.), *Redlichina striata* Pokr. (M. S.) и *Bajangoliaspis bajangolica* Siv. По заключению Н. В. Покровской, эта фауна определяет принадлежность отложений к санаштыкгольскому горизонту, причем вид *Terechtaspis exornata* Pokr., по ее мнению, характерен только для санаштыкгольского горизонта (и особенно для зоны *Rondocerphalus mirandus* xp. Восточный Танну-Ола).

Общая мощность верхнебаянгольской подсвиты в рассмотренном районе достигает 1800 м.

Северо-восточнее синклинальной структуры, по северному крылу которой описан приведенный выше разрез, располагается менее крупная и более сжатая синклиналь, сложенная породами баянгольской свиты. От первой структуры она отделена разломом, а на севере и востоке перекрыта отложениями карбона и силура (см. рис. 24). По данным Д. В. Осадчей, здесь наблюдается следующий разрез:

1. Алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников	140 м
2. Туфопесчаники с прослоями алевролитов	260 „
3. Конгломераты с галькой известняков, песчаники, алевролиты	350 „

Из гальки конгломератов И. Т. Журавлевой определены остатки археоциат камешковского горизонта: *Alataucyathus verschkovskajae* Zhur., *Paranaucyathus* sp., *Rhizacyathus* sp., *Tersicyathus* sp., *Orbicyathus mongolicus* Vologd., *Leptosocyathus* sp. и др.

4. Туфы, туфопесчаники с прослоями песчаников и алевролитов	440 „
5. Крупнозернистые известковистые песчаники, темно-серые аргиллиты	350 „

В этой пачке А. Н. Павловым обнаружены остатки трилобитов, среди которых Н. В. Покровской определены *Kameschkoviella* sp., *Resimopsis ischinica* Polet., *Karatalina granulata* Pokr., отнесенные ею к камешковскому горизонту. Отложения приведенного выше разреза сопоставляются А. Н. Павловым с отложениями верхней части нижнебаянгольской подсвиты (пачки 4—7 разреза в нижнем течении р. Баян-Гол — см. выше). При таком сопоставлении слои с фауной отвечают примерно пачке 6 упомянутого разреза.

Н. С. Зайцев нижекембрийские отложения междуречья Эжим—Баян-Гол выделяет в узунсайскую свиту, указывая, что в составе ее преобладают терригенные породы грауваккового сложения, представленные полимиктовыми песчаниками различной зернистости, туффитами, алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами, конгломератами.

тами и эффузивами (тяготеющими главным образом к верхам разреза свиты). В известняках и глинисто-мергелистых породах Н. С. Зайцевым и В. В. Сажинной там впервые собрана трилобитовая и археоциатовая фауна. Так, на правом берегу р. Эжим, вблизи его устья, впервые найдены *Bergeroniaspis* sp. и другие Protoleniidae, *Sayanaspis pokrovskajae* Re p., *Serrodiscus* sp., *Kooteniella* sp., брахиоподы *Katorgina*, многочисленны птероподы и археоциаты. На левобережье Эжима в различных пунктах Н. С. Зайцевым указываются Protoleniidae (в том числе *Bergeroniellus* sp.), *Serrodiscus* sp., *Calodiscus* sp., *Kooteniella* sp., *Olenoides* sp., *Bajangoliaspis* sp., а также археоциаты.

Указанные трилобиты, по Н. С. Зайцеву, указывают на принадлежность вмещающих пород к синскому горизонту нижнего кембрия.

В более высоких горизонтах узунсаирской свиты (правобережье р. Баян-Гол при выходе ее из ущелья) Н. С. Зайцевым собраны остатки трилобитов *Bergeroniaspis* sp., *Bonnia* sp., *Bathynotus* sp., *Poliellina*(?) sp., *Redlichina* sp. пов., *Bajangoliaspis bajangolica* S i v., *Chondragraulos*(?) sp., птероподы и археоциаты. Список трилобитов из этого горизонта определяет, по Н. С. Зайцеву, олекминский — кетеменский горизонты ленского яруса нижнего кембрия. Мощность пород узунсаирской свиты, по данным этого исследователя, не менее 3500 м.

Выделяемая Н. С. Зайцевым узунсаирская свита считается им стратиграфически более низкой, чем баянгольская, к которой он относит распространенные в нижнем течении р. Баян-Гол граувакковые песчаники, алевролиты, аргиллиты, туффиты и туфы кератофиров и порфиритов, а также конгломераты, приуроченные к нижним горизонтам узунсаирской свиты. Последнюю Н. С. Зайцев (1960) считает самой верхней из свит нижнего кембрия в описываемом районе.

Северная полоса (верхнее и среднее течение рек Эйлиг-Хем, Демир-Суг, Эжим). Толща рассланцованных и в значительной части в той или иной степени метаморфизованных пород, распространенных в среднем и верхнем течении рек Эжим, Демир-Суг, Эйлиг-Хем, выделена Я. С. Зубрилиным под названием эжимская свита. Многие исследователи (Зайцев, 1960; Г. М. Владимирский, Н. М. Задорожная и др.) справедливо сопоставляют эту свиту с чингинской свитой хр. Куртушибинского (Западный Саян). По Г. М. Владимирскому и Н. М. Задорожной, эжимская свита (так же, как и чингинская) четко подразделяются на две подсвиты: нижнюю — сланцево-эффузивную и верхнюю — карбонатно-терригенную; они приводят следующий (снизу вверх) разрез эжимской (чингинской) свиты в среднем течении р. Эйлиг-Хем (Илиг-Хем):

1. Грязно-лиловые интенсивно рассланцованные конгломераты и песчаники	50 м
2. Зеленокаменные базальтовые порфириты	70 „
3. Грязно-зеленые псаммитовые туфы, туфогенные песчаники, туффиты с прослоями грубообломочных спилитовых туфов с подчиненными выходами спилитов	130 „
4. Грязно-лиловые, реже зеленые, грубообломочные туфы и туфобрекчи спилитов. Среди туфов мелкие линзы мраморизованных и окварцованных известняков	70 „
5. Темно-лиловые спилиты с шаровой текстурой лав и грубообломочные туфы спилитов	250 „
6. Грязно-зеленые, интенсивно рассланцованные и развальцованные конгломераты и туфоконгломераты с галькой кварцитов и эффузивных пород	370 „
7. Чередование грязно-зеленых рассланцованных конгломератов, гравелитов, сланцев с диабазовыми и базальтовыми порфиритами. Широкое развитие в составе этой пачки имеют кварциты. По всему разрезу встречаются мелкие линзы мраморизованных и окварцованных известняков	400 „
8. Переслаивание желтовато-зеленых, темно-серых кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев со слоистыми, нередко песчанистыми известняками.	

Подчиненное место в разрезе пачки занимают гравелиты и мелкогалечные конгломераты. По сланцам и известнякам развиваются массивные, вторичные кварциты

650 „

К западу от р. Эйлиг-Хем в составе этой пачки преобладают известняки.

Пачки 1—7 приведенного разреза относятся к нижней подсвите эжимской свиты, пачка 8 — к верхней.

Отложения, относимые к эжимской свите в верхнем течении р. Эжим, интересны тем, что здесь у устья ключа Суур-Даштыг (Сиер-Таш) в их составе присутствуют линзы мраморизованных известняков, в которых рядом исследователей были обнаружены археоциаты. Впервые они были найдены в 1947 г. Г. А. Кудрявцевым, из сборов которого А. Г. Вологдин определил *Ajacyathus laevis* Vol., *A. clarus* Vol., а также водоросли *Epiphyton fasciculatum* Chapt. Затем из сборов Я. С. Зубрилина в 1952 г. И. Т. Журавлевой были определены *Ajacyathus kemtschikensis* Vol., *A. ijizkii* Toll., *Ajacyathus* sp. *. Сборы последующих лет (см. ниже) оказались более обильными.

Н. М. Задорожной здесь описан следующий разрез (снизу вверх):

- | | |
|---|-------|
| 1. Голубовато-серые и грязно-зеленые базальтовые порфиры, спилиты и туфы | 200 м |
| 2. Зеленовато-серые груборассланцованные алевролиты, песчаники и гравелиты | 450 „ |
| 3. Голубовато-серые и грязно-зеленые пироксеновые базальтовые порфиры и диабазы. Прослои алевролитов, линзы мраморизованных известняков | 480 „ |
- В линзе известняков при устье ключа Суур-Даштыг (левый приток р. Эжим) собраны следующие археоциаты камешковского (по И. Т. Журавлевой) комплекса: *Ethmophyllum?* sp.; *E. pseudotichum* Vol. *Clathricoscinus* sp.; *Alatacyathus* sp.; *Asterocyathus* sp.; *Bicyathus angustus* Vol.; *Tumulocyathus* sp.; *Ladaeyathus?* sp.; *Leptosocyathus* sp.; *Porocyathidae?* sp.; *Protopharetra* sp.; *P. grandicaveata* Vol.; *Robustocyathus* sp.; *Dictyocyathus?* sp.; *Coscino-*
cyathus sp.; *C. dianthus* Born.; *C. elongatus* Born.; *Ajacyathus kemtschik-*
ensis (Vol.); *A. salebrosus* (Vol.); *A. cf. primitivus* (Vol.); *A. chassactuen-*
sis (Vol.), *A. arteintervallum* (Vol.); *Archaeolynthus* sp.

Верхняя подсвита эжимской свиты представлена в этом районе голубовато-зелеными и черными сланцами, рассланцованными гравелитами, песчаниками и алевролитами с мелкими линзами мраморизованных известняков.

В среднем течении р. Эжим (при выходе реки из ущелья) в отложениях верхней подсвиты эжимской свиты Н. М. Задорожной в 1961 г. собраны остатки трилобитов, среди которых Н. В. Покровская определила *Calodiscus lobatus* var. *grandis* Polet.; *Atopina contorta* Pokr. (M. S.), указывающие, по ее заключению, на принадлежность вмещающих фауну отложений к санаштыкгольскому горизонту.

Представление об отложениях верхней подсвиты дает разрез на южном склоне хр. Бол. Бура в междуречье Эйлиг-Хем — Демир-Суг. По Н. М. Задорожной, здесь наблюдаются (снизу вверх)**:

- | | |
|--|-------|
| 1. Переслаивание грязно-зеленых песчаников, гравелитов и сланцев. Отдельные прослои мелкогалечных конгломератов | 160 м |
| 2. Темно-лиловые, реже зеленые, мелкогалечные конгломераты с линзами мраморизованных известняков | 100 „ |
| 3. Желтовато-зеленые глинистые алевролиты и тонкозернистые песчаники с линзами тонкослоистых светло-серых известняков. В алевролитах встречаются редкие, плохой сохранности отпечатки трилобитов | 70 „ |

* Родовые названия археоциат здесь и в некоторых других местах приведены в соответствии с названиями, принятыми в «Основах палеонтологии» (1962).

** Г. М. Владимирский и Н. М. Задорожная предполагают, что этот разрез наблюдается в подвернутом крыле кембрийской антиклинали, запрокинутой к югу. Если это так, то приводимый разрез надо считать перевернутым. Приводимое здесь его описание соответствует видимому падению слоев (с юга на север).

4. Тонкое переслаивание темно-серых рассланцованных алевролитов и мелкозернистых песчаников 100 м
5. Темно-лиловые мелкогалечные рассланцованные конгломераты с большим количеством сургучно-красных кремнистых галек. Реже встречаются гальки эффузивных пород, среди которых обнаружены спилиты с метельчатыми структурами, характерные для эффузивов нижней подсвиты чингинской свиты. 100 „
- В конгломератах встречаются линзы мраморизованных известняков, которые, располагаясь цепочкой, образуют выдержанный и протяженный горизонт
- В западном направлении конгломераты по простиранию замещаются серыми кремнисто-глинистыми рассланцованными алевролитами.
6. Темно-серые, голубовато-серые тонкорассланцованные алевролиты с маломощными прослоями тонкозернистых песчаников 200 „
- Геологами А. Н. Павловым и Г. Д. Трухиным, а затем Н. С. Зайцевым (1960) в алевролитах этой пачки найдены трилобиты плохой сохранности, среди которых Н. В. Покровская определила вид *Periomella cf. yorkensis* Resser., встречающийся в формации Кинзер (зона *Olenellus*) Северной Америки.
- Н. М. Задорожной и Г. М. Владимирским отсюда же были собраны остатки трилобитов плохой сохранности, среди которых Н. Е. Чернышева обнаружила остатки *Kooteniella* sp.
7. Зеленовато-серые рассланцованные гравелиты и мелкогалечные конгломераты с многочисленными линзами мраморизованных и рассланцованных известняков. В известняках обнаружены единичные, плохой сохранности, отпечатки археоциат 300 м

Мощность всего разреза составляет 1030 м.

Выходы верхней подсвиты эжимской свиты протягиваются непрерывной полосой от левобережья р. Эйлиг-Хем на западе до р. Эжим на востоке.

Как видно из вышесказанного, палеонтологические данные, относящиеся к описываемой свите, более скудные, чем относящиеся к отложениям южной полосы нижнекембрийских пород Центральной Тувы. В целом они, вероятно, недостаточны для возрастных сопоставлений обоих комплексов (северной и южной полосы) отложений, разделенных зоной крупного разлома. В настоящее время одни исследователи (Зайцев, 1960) стратиграфическое положение эжимской (чингинской) свиты считают более низким, чем отложений, распространенных в южной полосе (баянгольской свиты); другие (Г. М. Владимирский, Г. А. Кудрявцев и др.) — считают их примерно одновозрастными.

Западная Тува

Нижнекембрийские отложения на западе Тувинской АССР (Хемчикская зона) занимают сравнительно небольшую площадь. Они образуют несколько узких субширотно ориентированных полос, выступая среди более молодых отложений в ядрах антиклиналей и в тектонических клиньях. Нижнекембрийские отложения в Западной Туве изучались многими исследователями. На среднемасштабных геологических картах этой территории описываемые отложения расчленены на две свиты: нижнюю — алтынбулакскую, существенно эффузивную, и верхнюю — акдуругскую, карбонатно-терригенную. Обе свиты прорваны интрузией гипербазитов. Совокупность этих свит охватывает тот комплекс отложений, который В. А. Кузнецовым (1946) был описан как актовракская свита.

Разрез нижней — алтынбулакской — свиты наиболее полно представлен в районе месторождения Актотрак. По Г. М. Владимирскому, разрез здесь представляется следующим. В районе месторождения южной основного актовракского серпентинитового массива обнажаются (снизу вверх):

1. Зеленовато-серые миндалекаменные диабазовые порфириды с линзами кварцитов	300 м
2. Грязно-зеленые литокластические туфы диабазовых порфиритов с прослоями туфопесчаников и линзами кварцитов	70 „
3. Серо-зеленые и лиловато-серые грубообломочные туфы и туфобрекчии	90 „
4. Серо-зеленые рассланцованные и альбитизированные диабазовые порфириды с прослоями кремнисто-хлоритовых сланцев и линзами кварцитов	65 „
5. Грязно-зеленые туфы и туфопесчаники с прослоями кремнистых сланцев	280 „
6. Темно-лиловые плотные туфы базальтовых порфиритов	25 „
7. Грязно-зеленые и грязно-лиловые туфогравелиты, песчаники и сланцы	150 „
8. Серо-зеленые, реже лиловые рассланцованные песчаники и кремнисто-глинистые сланцы с мелкими линзами известняков	250 „
9. Грязно-лиловые туфы и туфопесчаники	25 „
10. Серо-зеленые туфопесчаники и сланцы, кварциты	230 „
11. Темно-красные грубообломочные туфобрекчии с прослоями зеленых и лиловых сланцев	80 „

Видимая мощность приведенного разреза 1565 м.

К северу от серпентинитового массива, вмещающего асбестовое оруденение, наблюдаются слои, наращающие вверх вышеописанный разрез. Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Серо-зеленые миндалекаменные основные эффузивы и туфы	300 м
2. Лиловато-зеленые и зеленые основные эффузивы и туфы	140 „
3. Грязно-зеленые и лиловые туфоконгломераты, гравелиты и песчаники, линзы известняков	310 „
4. Грязно-зеленые рассланцованные литокластические туфы с прослоями окремненных оолитовых известняков	90 „

Стратиграфически выше согласно залегает пачка мраморизованных белых и розовато-белых известняков мощностью до 260 м, относящаяся уже к акдурогской свите.

Таким образом, общий разрез алтынбулакской свиты в районе месторождения Актоврак достигает видимой мощности около 2500 м.

Разрез этой свиты [Н. С. Зайцев (1960) называет ее актовракской] в районе горы Утук-Хая (в 25 км восточнее месторождения Актоврак) представляется следующим (снизу вверх)*:

1. Диабазы, долериты, базальтовые порфириды	150 м
2. Грязно-зеленые массивные литокластические туфы базальтовых порфиритов	18 „
3. Кремнистые, глинисто-кремнистые и глинисто-известковистые сланцы; прослой и линзы известняков и кварцитов	72 „
4. Грязно-коричневые туфы, туфо- и лавобрекчии диабазовых и базальтовых порфиритов с прослоями известняков и линзами микрокварцитов	144 „
5. Черные глинисто-кремнистые, оливково-зеленые глинистые сланцы, тонкие прослой известняка и линзы микрокварцитов	6 „
6. Диабазы, спилиты и базальтовые порфириды, литокластические туфы основного состава	570 „

Этим заканчивается разрез алтынбулакской свиты, имеющей здесь мощность около 960 м. Выше согласно залегают известняки акдурогской (утукхайнской, по Н. С. Зайцеву) свиты, отделенные от нижележащей части разреза невыдержанными по простиранию горизонтами туфоконгломератов. По Н. С. Зайцеву (1960), эти известняки ложатся на подстилающие породы «с явными следами перерыва в осадконакоплении и размывом». Он же считает, что разрез горы Утук-Хая, лежащий ниже этой известняковой толщи, надстраивает разрез алтынбулакской (актовракской, по Н. С. Зайцеву) свиты.

Выше базального конгломерата акдурогской свиты, по Г. М. Владимирскому и Н. М. Задорожной, в районе горы Утук-Хая, разрез этой свиты продолжается так (снизу вверх):

* Разрез охватывает, по-видимому, только верхние части свиты.

1. Мраморизованные известняки с редкими археоциатами 45 м
 Н. С. Зайцевым (1960) в известняках этого горизонта указываются остатки трилобитов *Redlichina* sp., *R. vologdini* Legm.
2. Известково-глинистые сланцы, серые окремненные туффиты и песчаники 50 „
3. Серые, желтовато-серые глинистые и песчаные известняки с обильными археоциатами 30 „
- Отсюда И. Т. Журавлевой определены: *Ethmophyllum grandiperforatum* Vol.; *E. cf. tugarinovi* Vol.; *Archaeocyathus condensus* (Vol.); *Clathricoscinus vassilievi* Vol.; *Szeczyathus cylindricus* Vol.; *Archaeofungia naletovi* (Vol.); *Nochoroicyathus?* cf. *howelli* (Vol.); *Ladaeocyathus* sp. n.; *Leptosocyathus* sp.; *Coscinyathus* sp.; *C. vassilievi* Vol.; *C. cf. dianthus* Born.; *C. mollis* Vol.; *Loculicyathus membranivestites* Vol.; *Uralocyathus* sp.; *Ajacycyathus* sp.; *A. cf. amplus* (Vol.); *A. cf. flexus* (Vol.); *A. cf. monokensis* (Vol.); *Protopharetra* sp.; *P. laxa* Born.; *Robustocyathus* sp.; *Archaeolynthus solidimurus* Vol. Ранее из сборов А. Л. Додина И. Т. Журавлевой были определены *Tercyathus altaicus* Vol.; *T. duplex* Vol.; *Retecyathus cf. camptophragma* Vol.; *Ethmophyllum cf. mirabile* (Vol.); *E. caveaquadratum* Vol.; *Coscinyathus* sp.; *C. mollis* Vol.; *Dictyocyathus yavorskii* и др.
4. Желтовато-зеленые рассланцованные песчаники и алевролиты (с остатками трилобитов) 65 м
 Н. С. Зайцевым (1960) отсюда указываются *Redlichina vologdini* Legm., *Redlichina* sp. и *Bathynotus* sp. (определения Н. В. Покровской).
5. Светло-серые (участками красновато-серые) известняки с редкими археоциатами 50 „

Выше с угловым несогласием и трансгрессивно залегают отложения ордовикской шемущагской свиты. Видимая мощность акдургской свиты в разрезе горы Утук-Хая составляет около 250 м.

Вышеуказанные археоциаты И. Т. Журавлева относит к санаштыкгольскому горизонту. Н. С. Зайцев (1960) нижние части описанного разреза (до пачки 4 включительно) по фауне трилобитов датирует синским горизонтом кембрия Сибирской платформы, т. е. относит к основанию ленского яруса.

Более полный разрез акдургской свиты приводится Н. М. Задорожной для западного окончания гор Аргалыкты (западные склоны горы Кара-Тар). Здесь выше мощной толщи (более 800 м) грязно-зеленых зеленокаменных эффузивов и туфов основного состава, отнесенных ею к алтынбулакской свите, залегают следующие отложения, относящиеся к акдургской свите (снизу вверх):

1. Зеленые и лиловые мелкогалечные конгломераты (с галькой эффузивных пород) с прослоями крупнозернистых песчаников и линзами археоциатовых известняков в основании пачки 700 м
 Из сборов Н. М. Задорожной и Г. П. Александрова И. Т. Журавлевой определены отсюда следующие формы: *Tercyathus altaicus* Vol. (много); *Syringocnema eleganta* Vol.; *Ethmophyllum* sp.; *E. regulare* Vol. *E. cf. tugarinovi* Vol.; *Archaeocyathus* sp.; *A. yavorskii* (Vol.); *A. camptophragmus* (Vol.); *Claruscyathus cf. solidus* (Vol.); *Claruscyathus* sp. n.; *Clathricoscinus* sp.; *C. dentatus* (Vol.); *Szeczyathus* sp.; *S. cylindricus* Vol.; *Ladaeocyathus* sp. n.; *Leptosocyathus* sp.; *Archaeolynthus* sp.; *Rhabdocyathella baileyi* Vol.; *Protopharetra* sp.; *Ajacycyathus* ex gr. *amplus* (Vol.).
2. Линзы археоциатовых известняков среди зеленых мелкогалечных конгломератов 140 „
 Отсюда И. Т. Журавлевой определены *Ethmophyllum cf. regulare* Vol.; *Clathricoscinus* sp.; *Labirintomorpha* sp.; *Coscinyathus* sp.; *C. cf. dianthus* Born.; *Loculicyathus* sp.; *Ajacycyathus* sp.; *Robustocyathus* sp.
3. Грязно-зеленые мелкогалечные конгломераты с прослоями зеленых песчаников и алевролитов 700 „
4. Зеленые мелкогалечные конгломераты. Мелкие линзы известняков с фауной археоциат и трилобитов 260 „
 Среди археоциат этого горизонта определены *Ethmophyllum* sp.; *Archaeocyathus* sp.; *A. condensus* (Vol.); *Archaeosycon* sp.; *Clathricoscinus infirmus* (Vol.); *Dictyocyathus* sp.; *Protopharetra* sp.; *Coscinyathus* sp.; *C. cf. dianthus* Born.; *Clathricyathus?* cf. *firmus* Vol. Отсюда же Н. В. Покровской определены *Miranella plana* Pokr., *Miranella* sp., *Milaspis erbica* Sivov. и *Eniseja tannuola* Polet., отнесенные ею к санаштыкгольскому горизонту.
5. Лиловато-серые мелкогалечные конгломераты 400 м

Общая мощность акдуругской свиты в приведенном разрезе составляет 2200 м.

В целом фауна археоциат и трилобитов из этого разреза, по заключению И. Т. Журавлевой и Н. В. Покровской, отвечает санаштыкгольскому горизонту.

На левобережье р. Чаа-Холь в тектоническом клине среди отложенных ордовика залегает небольшой по мощности (220 м) разрез верхов акдуругской свиты. Здесь собраны археоциаты верхов санаштыкгольского (по И. Т. Журавлевой) комплекса: *Claruscyathus billingsi* (Vol.); *Archaeocyathus* sp.; *A. yavorskii* (Vol.); *A. camptophragmus* (Vol.); *Archaeocycon* sp. n.; *Tercyathidae?* sp.; *Metethmophyllum* sp. n.; *Ethmophyllum* sp.; *Piamaecyathus?* sp.; *Tumulocyathidae* sp.

Весьма интересен разрез нижнего кембрия, описанный Г. М. Владимирским в нижнем течении р. Алаш, в 25 км северо-восточнее месторождения Актоврак, в районе целебного источника «Алашский аржан». Здесь наблюдаются (снизу вверх):

1. Голубовато-зеленые и зеленые плотные тяжелые афанитовые зеленокаменные эффузивные породы, зеленые сланцы, редкие линзы кристаллических известняков, кварцитов и кремнистых сланцев более 1000 м

Среди эффузивов этой толщи, относящейся к алтынбулакской свите, преобладают стекловатые основные породы с обилием скелетных образований моноклинового пироксена, а также породы типа вариолитовых афанитов и породы диабазового облика. Широко развиты подушечные текстуры. По особенностям химического состава эффузивные породы этой толщи приближаются к спилитам.

Вышележащие отложения относятся уже к акдуругской свите.

2. Пестроцветные рассланцованные туфоконгломераты, туфопесчаники и зелено-лиловые «лоскутные» конгломератовидные сланцы с прослоями и линзами кристаллических известняков 960 м

Для этих пород характерна пятнистая, «лоскутная» зелено-лиловая окраска. Галька конгломератов слагается эффузивами нижней толщи, а также кварцитами и известняками. В конгломератах залегают линзообразные и почти изометрические тела крупнокристаллических известняков, часто сохраняющих «фестончатую» водорослевую текстуру и с поверхности выветривания покрытых обычно ржаво-бурой корочкой выветривания.

В районе ключа Аржан в условиях сплошной обнаженности можно видеть фациальное замещение пестроцветных конгломератов и песчаников этой пачки серо-зелеными глинисто-хлоритовыми, глинисто-кремнистыми, известковистыми и кремнисто-хлоритовыми сланцами (слагающими, например, гору Соргожевар). На правобережье Алаша в составе зеленоцветной толщи появляется большое количество серо-зеленых хлоритизированных песчаников и алевролитов. Толща зеленоцветных пород по мощности приближается к 1000 м. В этой существенно зеленоцветной толще залегают линзы и массивы кристаллических известняков, сходных с известняками, залегающими в толще пестроцветных конгломератов на левобережье Алаша.

3. Светло-серые, белые кристаллические известняки с прослоями известковистых песчаников и сланцев 250 м

В известняках довольно часто встречаются сложнофестончатые водорослевые текстуры и встречены единичные археоциаты плохой сохранности (породы сильно перекристаллизованы).

Переходя к общей характеристике нижнекембрийских отложений Западной Тувы нужно отметить следующее. Эффузивы и туфы нижней половины разреза (алтынбулакская свита) здесь, как правило, принад-

лежат к основному ряду (спилиты, диабазы, базальтовые порфириды и соответствующие им туфы). Породы среднего ряда крайне редки, а породы кислого состава практически отсутствуют. В эффузивах наблюдаются многочисленные признаки подводного характера излияний: «подушечные» лавы, тесное переслаивание с осадочными породами, обилие скелетных образований моноклинного пироксена и рудного минерала, возникающих при внезапном и быстром охлаждении. Для пород характерно повсеместное, хотя в общем и неглубокое зеленокаменное изменение. Почти всегда они рассланцованы. В ряде мест с эффузивами и пирокластами в разрезе ассоциируют кремнистые породы.

Среди терригенно-карбонатных пород верхней половины (акдуругская свита) разреза, к которой приурочена фауна археоциат и трилобитов, весьма существенное место занимают конгломераты. Своеобразные рассланцованные пестроцветные конгломераты прослеживаются почти непрерывной полосой в выходах нижнекембрийских отложений от левобережья р. Алаш, на западе, через правобережье р. Чадан и перевал Адардош к северной оконечности гор Аргалыкты и далее на восток в нижнее течение р. Эйлиг-Хем. Толща конгломератов в этой полосе имеет мощность в несколько сотен метров. Конгломераты рассланцованы, иногда превращены даже в конгломератовые сланцы. В составе гальки конгломератов обычны эффузивы нижней свиты, а также кварциты и известняки. В ряде мест среди конгломератов залегают линзы известняков, содержащих археоциат санаштыкгольского комплекса.

Северная окраина Тувы

В районе хр. Куртушибинского, попадающего на территорию Тувинской АССР как юго-восточными склонами, так местами и водораздельной частью (Западно-Саянская зона), распространены нижнекембрийские отложения, описанные А. Г. Сивовым (1953) в качестве чингинской свиты. Эти отложения протягиваются вдоль северной границы Тувы в виде полосы северо-восточного простирания от хр. Хемчикского на юго-западе, по водораздельной части хр. Куртушибинского до верховий р. Амыл на северо-востоке. Южнее этой главной полосы распространения чингинской свиты, в верхнем течении правых притоков Улуг-Хема (Верх. Енисей) — рек Эйлиг-Хем, Демир-Суг и Эжим — прослеживается полоса пород, описанных выше в качестве эжимской свиты (северная полоса Центральной Тувы). Эта последняя обладает большим сходством с описываемой чингинской и, как уже говорилось, многими исследователями считается таковой.

В пределах Тувы нижняя граница чингинской свиты не установлена. В сопредельных районах Западного Саяна (бассейн р. Урбун) чингинская свита залегает выше мощной (до 5000 м) толщи метаморфических сланцев и кварцитов, относимой одними геологами (А. Г. Сивов, Н. С. Зайцев, Г. М. Владимирский) к аккольской свите позднего докембрия, а другими, включаемой в состав чингинской свиты (Г. П. Александров). В том и другом случаях, в противоположность А. Г. Сивову (1953), большинством исследователей устанавливается постепенный переход от толщи метаморфических сланцев к породам собственно чингинской свиты (Палей, 1961).

На размытой поверхности чингинской свиты с угловым несогласием трансгрессивно залегает верхнекембрийская аласугская свита. Интрузии гипербазитов прорывают отложения чингинской свиты и содержатся в гальке конгломератов аласугской свиты.

В нижней части разреза чингинская свита слагается филлитовидными сланцами и рассланцованными туфами; в средней и верхней частях разреза — зеленокаменными основными эффузивами и туфами с прослоями кремнистых сланцев; в верхней части разреза — рассланцованными туфогравелитами и туфопесчаниками с прослоями кремнисто-хлоритовых сланцев и линзами известняков.

Мощность сводного разреза чингинской свиты в юго-западной части Куртушибинского хребта достигает 5000 м. Приводимый А. Г. Сивовым (1953) «эталонотипный» разрез чингинской свиты по ключу Средний Ак-Кол при мощности около 2000 м не содержит органических остатков и может служить лишь для характеристики состава и строения средней части полного разреза чингинской свиты. В пределах главной полосы распространения чингинской свиты отложения ее содержат достоверные органические остатки лишь в разрезе по кл. Чолдурулуг (левый приток р. Шом-Шум на юго-западном склоне Хемчикского хребта).

Породы чингинской свиты залегают здесь в пределах крупного тектонического блока и имеют северо-восточное простирание при крутых северо-западных и юго-восточных падениях. Они слагают две прощых синклинальных складки, разделенные узкой антиклиналью.

По данным Г. М. Владимирского и Г. П. Александрова, в этом разрезе наблюдается следующая последовательность отложений (снизу вверх):

1. Голубовато-зеленые афанитовые основные эффузивы (диабазы, спилиты, базальтовые порфириды) и туфы	900 м
2. Серые и буровато-серые среднезернистые туфопесчаники и литокластические туфы базальтовых порфиритов	320 „
3. Голубовато-зеленые основные эффузивы и туфы с прослоями серых полосчатых кремнистых сланцев и зеленовато-черных тонколитчатых кремнисто-хлоритовых сланцев	675 „
4. Лаво- и туфобрекчии спилитов и диабазов. Литокластические туфы базальтовых порфиритов	370 „
5. Тонколитчатые глинисто-кремнистые и глинистые сланцы с мелкими линзами темно-серых рассланцованных известняков	125 „
Из сборов, произведенных здесь в 1961 г. Г. М. Владимирским, И. Т. Журавлевой определены следующие археоциаты (отнесенные ею к санаштыкгольскому горизонту): <i>Syringocnema</i> sp.; <i>Ethmophyllum</i> sp.; <i>Araneocyathus</i> sp.; <i>Araneocyathidae?</i> sp.; <i>Robustocyathus</i> sp.; <i>Coscinocyathus</i> cf. <i>dianthus</i> Во гп.; <i>Coscinocyathus</i> sp.; <i>Archaeolynthus</i> sp.	
6. Литокластические туфы спилитов и диабазов	110 „
7. Глинистые и кремнистые сланцы с прослоями рассланцованных туфогравелитов и туфопесчаников	365 „
8. Литокластические туфы спилитов и диабазов	50 „
9. Глинистые и глинисто-кремнистые сланцы с прослоями известняков	295 „

Общая мощность данного разреза чингинской свиты достигает 3280 м.

В этом разрезе четко выделяются две подсвиты чингинской свиты: нижняя преимущественно эффузивно-туфовая (пачки 1—4 разреза общей мощностью свыше 2300 м) и залегающая согласно на ней верхняя преимущественно осадочная (пачки 5—9 общей мощностью 950 м). В составе нижней подсвиты в этом районе могут быть выделены две согласно залегающие толщи: нижняя, сложенная зеленокаменными эффузивами и туфами (пачка 1 мощностью 900 м), и верхняя — переслаивание зеленокаменных эффузивов с кремнистыми сланцами (пачки 2—4 мощностью свыше 1300 м). Наиболее низкие стратиграфические горизонты разреза чингинской свиты вскрываются в среднем течении р. Урбун. Здесь разрез нижней подсвиты наращивается вниз мощной (не менее 1500 м) толщей светло-серых филлитовидных глинисто-известковисто-серицитовых, глинисто-кремнисто-хлоритовых слан-

цев, филлитов, рассланцованных туфов с редкими прослоями известковистых туфопесчаников и отдельными залежами зеленокаменных эффузивов. Эта толща связана постепенными переходами с метаморфическими сланцами нижележащей аккольской свиты позднего докембрия (?).

В ряде разрезов чингинской свиты выделение верхней преимущественно терригенно-осадочной по составу подсвиты практически невозможно. Разрез свиты в этом случае представляет собой незакономерное переслаивание эффузивных и осадочных пород. Такого рода разрез общей мощностью до 3600 м приводится И. П. Палеем (1961) для района ключа Нижний Карабулук в нижнем течении р. Урбун.

К этим же местам относится упоминание А. Г. Сивова (1953) о находках им многочисленных остатков водорослей *Osagia*, *Epiphyton*, *Renalcis granosus* и «плохой сохранности археоциат, среди которых был установлен род *Orbicyathus*». Последующими исследователями указанные остатки археоциат не были обнаружены.

В северо-восточной части Куртушибинского хребта, по данным К. Н. Конюшкова (1959), чингинская свита имеет сходное строение с вышеприведенным разрезом по ключу Чолдурулуг. Здесь, в хр. Узун-Арга в нижнем кембрии выделяются две толщи: нижняя — вулканогенная и верхняя — туфогенно-осадочная. Нижняя толща представлена рассланцованными зеленовато-серыми и фиолетовыми диабазами и спилитами с горизонтами кремнистых сланцев. Верхняя образована черными, реже зеленовато-серыми филлитизированными кремнисто-глинистыми сланцами, серыми и темно-серыми кремнистыми породами (со спикулами губок), темно-серыми известняками (с неясными отпечатками археоциат и водорослей) и зеленокаменными эффузивами и туфами. Мощность нижней толщи, по К. Н. Конюшкову, не менее 1500—2000 м; мощность верхней — также 1500—2000 м.

Н. Н. Херасков для тех же мест указывает более сложное строение чингинской свиты. Он делит ее на три части, из которых нижняя, имеющая по его данным мощность около 2500 м, сложена преимущественно осадочными породами: серыми и темно-серыми кремнисто-глинистыми, глинистыми сланцами, рассланцованными алевролитами, микрокварцитами, среди которых наблюдаются отдельные прослои серых основных эффузивов и серых кристаллических известняков. Средняя часть разреза свиты мощностью около 3000 м является существенно эффузивной. Она представлена зеленовато-серыми, темно-серыми, зелено-серыми диабазовыми, редко андезитовыми порфиритами, их туфами, переслаивающимися с серыми глинисто-кремнистыми сланцами, микрокварцитами. Верхняя часть разреза мощностью до 1000 м, по Н. Н. Хераскову, сложена осадочными породами так же, как и нижняя. В составе пород верхней части он указывает: серые, темно-серые, зеленовато-серые глинисто-кремнистые сланцы, филлиты, рассланцованные алевролиты, микрокварциты, с горизонтами зелено-серых и серых диабазовых и андезитовых порфиритов и их туфов. Эффузивы чингинской свиты часто превращены в эпидот-альбит-актинолитовые сланцы. Общая мощность чингинской свиты на северо-восточном окончании Куртушибинского хребта, по Н. Н. Хераскову, не менее 6000 м.

Общие выводы

Как видно из вышеизложенного, нижнекембрийские отложения Тувы расчленены с разной детальностью, а иногда принципиально различно, так как большая фациальная изменчивость этих образований и разная степень их палеонтологической охарактеризованности весьма затрудняют достаточно надежное сопоставление отдельных свит.

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют нижекембрийские отложения Тувы в целом разделить достоверно лишь на две части: нижнюю — существенно вулканогенную и верхнюю — преимущественно терригенно-карбонатную. Палеонтологические данные относятся в основном к верхней части. Если принимать стратиграфическую схему, которая разработана Н. В. Покровской и Н. С. Зайцевым для хр. Восточный Танну-Ола и применена ими к некоторым другим районам Центральной и Западной Тувы, то, по-видимому, нижняя часть общего разреза кембрия Тувы принадлежит, по крайней мере в своей большей части, алданскому ярусу, а верхняя — ленскому в соответствии со стратиграфической схемой, существующей для нижнего кембрия Сибирской платформы. Однако надо иметь в виду, что в последнее время появились отдельные работы (А. А. Предтеченский, 1962 и др.), в которых делаются попытки ревизовать эту схему.*

В свете сказанного понятно, что отдельные разрезы (и свиты) нижнего кембрия Тувы в большинстве случаев сейчас могут быть сопоставлены стратиграфически только весьма приближенно. Попытку такого сопоставления см. на рис. 19.

О соотношении кембрия и докембрия достаточно подробно сказано выше, при описании кембрийских отложений Восточной Тувы. Здесь следует только упомянуть, что, по-видимому, повсеместно в основании нижнего кембрия наблюдается перерыв в осадконакоплении. Однако масштабы и структурное значение этого перерыва разными исследователями понимаются по-разному. По мнению одних (Ильин и Кудрявцев, 1960; Кудрявцев, 1964), кембрий и верхи докембрия, несмотря на существование между ними перерыва в дислокациях, образуют в определенных районах Тувы единый структурный комплекс. Другие (Агентов, 1962; В. А. Благодрагов) — считают, что кембрийские и докембрийские отложения Тувы повсеместно относятся к разным, резко различным структурным комплексам.

Нижекембрийские отложения Тувы являются типично геосинклинальными образованиями. Это осадочно-вулканогенные толщи, в значительной своей части относящиеся к спилито-кератофировой и андезитобазальтовой формациям, достигающие 9 км мощности, метаморфизованные и диагенетизированные. Нижняя часть разрезов, как уже отмечалось, слагается преимущественно эффузивными и пирокластическими породами, а верхняя — терригенно-карбонатными отложениями.

В Куртушибинском хребте и в западных районах Тувы нижняя, эффузивная, часть разреза представлена спилитами, диабазами, базальтовыми порфиритами и соответствующими им по составу пирокластическими породами с прослоями и линзами кварцитов, туфопесчаников, известняков и кремнистых сланцев (нижнечингинская подсвита, алтынбулакская свита). В ассоциации с прорывающими их гипербазитами эти отложения образуют типичную офиолитовую формацию, характерную, по мнению многих авторов, для начальных этапов формирования геосинклинали. Весьма близка к приведенной характеристике и нижняя часть кембрийского разреза в междуречье Каа-Хема и Бий-Хема в Восточной Туве (туматтайгинская свита). Здесь к вышеперечисленным породам присоединяются еще альбитофиры и кварцевые альбитофиры.

Образуя в целом определенный тип нижекембрийских отложений, ближе всего отвечающий понятию спилито-кератофировой формации, породы алтынбулакской свиты Западной Тувы, эжимской свиты Центральной Тувы и туматтайгинской свиты Восточной Тувы (междуречье Каа-Хема—Бий-Хема) слагают очень протяженную, но сравни-

* См. примечание на стр. 69.

тельно узкую полосу, прослеживающуюся от бассейна среднего течения р. Кемчик на западе до бассейна среднего течения р. Каа-Хем на востоке. К этой же полосе относятся нижнекембрийские отложения в верховьях р. Каа-Хем, являющиеся стратиграфическим аналогом эффузивной туматтайгинской свиты, но представленные рассланцованными и частью хлоритизированными туффитами, песчаниками, алевролитами, известняками с прослоями кислых эффузивов.

Таким образом, в пределах этой полосы намечаются закономерные фациальные изменения с запада на восток. На западе распространены исключительно основные лавы и соответствующие им пирокласты, в средних частях полосы (междуречье Каа-Хема и Бий-Хема) они чередуются с кислыми (альбитофиры и кварцевые альбитофиры), а на востоке эти породы сменяются преимущественно терригенными. Обращает на себя внимание повсеместная приуроченность нижнекембрийских отложений, характерных для этой полосы к зонам глубинных разломов и распространение среди них тел гипербазитов. Такими же чертами характеризуется полоса кембрия в зоне сочленения хр. Восточный Танну-Ола и нагорья Сангилен (Агардагская зона).

Максимальная мощность разрезов нижней свиты нижнего кембрия в пределах вышеуказанной полосы достигает 5 км (туматтайгинская свита в хр. Ондут-Тайга).

Верхняя часть разрезов в этой полосе почти повсеместно слагается преимущественно терригенными толщами (конгломераты, песчаники, алевролиты, реже туфы и эффузивы) с прослоями и линзами археоциатовых известняков (верхнечингинская подсвита, акдуругская свита, тапсинская свита междуречья Каа-Хема и Бий-Хема).

Максимальная мощность этой части разреза достигает 3,7 км (тапсинская свита в бассейне р. Тапса).

В хр. Восточный Танну-Ола и на значительной площади Восточной Тувы, в бассейне нижнего течения р. Каа-Хем, в эффузивной нижней части разреза выделяются по петрографическому составу толщи, сложенные основными и средними эффузивами и туфами (кадвойская свита, нижняя подсвита туматтайгинской свиты) и залегающие выше толщи, сложенные альбитофирами, кварцевыми альбитофирами и кварцевыми порфирами (серлигская свита и верхняя подсвита туматтайгинской свиты). Верхняя часть разреза слагается здесь карбонатными породами (ирбитейская свита и нижняя подсвита тапсинской свиты) или терригенными отложениями (песчаники, алевролиты, конгломераты) с линзами и прослоями археоциатовых известняков при подчиненном развитии эффузивных и пирокластических пород среднего состава (верхняя подсвита тапсинской свиты).

Для некоторых районов Тувы характерны существенно эффузивные разрезы нижнего кембрия, не подразделяющиеся на эффузивную и осадочную свиты. На северо-востоке Тувы, в бассейне р. Хамсара основные и кислые эффузивные и пирокластические породы тесно перемежаются между собой (хамсаринская свита). По всему разрезу этой свиты рассеяны прослой и линзы известняков. На южном склоне хр. Восточный Танну-Ола в некоторых местах весь разрез нижнего кембрия представлен существенно эффузивной толщей, довольно четко подразделяющейся по составу эффузивных и пирокластических пород: нижняя (кадвойская) свита основных эффузивов и туфов сменяется средней (серлигской) свитой альбитофиров, кварцевых порфиров и андезитовых порфиритов, которая в свою очередь сменяется верхней (аржанской) свитой преимущественно основных эффузивных пород и туфов. Общая мощность существенно эффузивного разреза нижнего кембрия дости-

гает при этом 6 км (район Деспен-Аптра на южном склоне хр. Восточный Танну-Ола).

Для Центральной Тувы и для бассейна верхнего течения р. Каа-Хем в Восточной Туве характерны существенно терригенные и терригенно-карбонатные отложения как для верхней, так и для нижней частей разреза. Нижнебаянкольская подсвита Центральной Тувы при мощности около 1,5 км слагается терригенными породами (конгломератами, песчаниками и алевролитами) с крупными линзами археоциатовых известняков. Верхнебаянкольская подсвита (мощностью до 2,5 км) слагается терригенными породами, а также эффузивными и пирокластическими породами среднего состава и содержит в своем составе линзы археоциатовых известняков. В верхнем течении р. Каа-Хем состав пород иной, здесь нижняя часть разреза мощностью до 2,5 км сложена преимущественно туфопесчаниками, туффитами и алевролитами. Верхняя его часть слагается известняками, известковистыми песчаниками, туфопесчаниками и алевролитами. Мощность ее достигает 2 км.

Таким образом, мощность существенно терригенных разрезов нижнего кембрия приближается в Туве к 5 км.

Наличие крупных перерывов и несогласий в разрезах нижнего кембрия Тувы не устанавливается. Однако многими исследователями указываются следы перерыва в осадконакоплении перед образованием верхних терригенно-карбонатных свит, которые в ряде мест ложатся на подстилающие породы с разрывом. Так, на несогласное залегание ирбитейской свиты на нижележащей серлигской в междуречье Кадвой—Ирбитей (на южном склоне хр. Восточный Танну-Ола) указывают Г. М. Лукашев, Н. М. Задорожная, Н. М. Родионова. Н. С. Зайцевым описано в районе горы Утук-Кая налегание акдургуской (утуккаинской, по Зайцеву) свиты на алтынбулакскую (актовракскую, по Зайцеву) со следами перерыва и разрывом. В. Б. Агентов указывает на такие же соотношения между туматтайгинской и тапсинской свитами в некоторых местах междуречья Каа-Хема и Бий-Хема. А. Н. Павлов усматривает несогласие между нижне- и верхнебаянкольскими подсвитами. В то же время во многих местах описана совершенно согласная и постепенная смена свит нижней части разреза свитами верхней его части. Очевидно, вышеуказанные перерывы следует рассматривать как локальные.

Степень регионального метаморфизма нижнекембрийских толщ Тувы характеризуется большой пестротой, но в общем она сравнительно незначительна.

Эффузивные породы чингинской, туматтайгинской и алтынбулакской свит нижнего кембрия Тувы характеризуются сравнительно неглубоким зеленокаменным изменением (хлоритизация, эпидотизация и окварцевание пород; альбитизация основного плагиоклаза, часто при сохранении первичного моноклинного пироксена). Наименьшему изменению подверглись эффузивные породы нижнего кембрия на южном склоне хр. Восточный Танну-Ола (серлигская свита) и таннуольская свита А. В. Ильина и В. М. Моралева. Здесь породы кислого и среднего состава были лишь диагенезированы и только на отдельных участках зеленокаменно изменены. Породы спилито-кератофировой формации для южного склона хр. Восточный Танну-Ола нехарактерны. Гипербазитовые интрузии отсутствуют.

Региональный метаморфизм терригенных толщ верхней части разреза тувинского нижнего кембрия проявился в самой слабой степени в районах, находящихся вне вышеуказанной полосы развития спилито-кератофировой формации. В пределах же этой полосы метаморфизм

в целом также почти не выражен, однако здесь имеются зоны (бассейн р. Тапса, верховье р. Каа-Хем и др.), где отложения верхней части разреза превращены в хлоритовые и серицитовые сланцы. Известняки, встречающиеся среди этих отложений, в разной степени мраморизованы, а иногда окварцованы, особенно вблизи интрузий гипербазитов.

Во время седиментации нижнекембрийских отложений, особенно их нижней части, на территории Тувы, по-видимому, существовало несколько различных структурно-фациальных зон.

Можно предполагать, что область накопления чингинской, алтын-булакской и туматтайгинской свит являлась областью наибольших прогибаний в первой половине нижнего кембрия (рис. 25). Глубокие геосинклинальные «борозды» в этой области, очевидно, были связаны с глубинными разломами, обусловившими интенсивные излияния основной магмы, а затем и развитие гипербазитовых интрузий. Образование нижнекембрийских пород на этом этапе связывается с подводными излияниями.

Области распространения андезито-базальтовой и порфирово-карбонатной формаций (бассейн р. Хамсара, бассейн нижнего течения р. Каа-Хем, хр. Восточный Танну-Ола) отвечают, очевидно, участкам меньшего прогибания и более спокойного тектонического режима.

Общим для большей части территории Тувы в первой половине нижнего кембрия было широкое и повсеместное проявление эффузивной деятельности. В большинстве случаев она характеризовалась, по-видимому, трещинными излияниями, однако в некоторых участках (хр. Восточный Танну-Ола, междуречье Каа-Хема и Бий-Хема) есть основания полагать, что к концу первой половины нижнего кембрия имели место и извержения центрального типа.

Вулканическая деятельность в одних местах (например, бассейн р. Хамсара, некоторые участки южного склона хр. Восточный Танну-Ола, большинство мест междуречья Бий-Хема и Каа-Хема) была практически непрерывной в течение всей первой половины нижнего кембрия. В других местах (хр. Восточный Танну-Ола, некоторые районы Центральной и Западной Тувы) периоды интенсивного накопления продуктов вулканической деятельности сменялись периодами накопления карбонатных и терригенных осадков. Последние в значительной мере представлены продуктами размыва вулканогенных образований, что свидетельствует о поднятиях и размыве отдельных участков дна нижнекембрийского бассейна, который вообще, по-видимому, изобиловал цепями островов. Археоциатовые известняки формировались как в зонах накопления вулканогенных осадков, так и в зонах нормальных терригенных.

При преобладании в первой половине нижнего кембрия районов интенсивного вулканизма на территории Тувы были и участки, где накапливались почти исключительно терригенные и карбонатные осадки. К таким участкам относится район верховьев р. Каа-Хем, принадлежавший, по-видимому, окраинной части собственно геосинклинального нижнекембрийского бассейна, а также район р. Баян-Гол, находившийся в глубине этого бассейна и примыкавший, очевидно, к области долгих и устойчивых поднятий.

Во второй половине нижнего кембрия, в эпоху почти повсеместного накопления карбонатно-терригенных толщ различие между зонами, наметившееся ранее, в значительной мере сгладилось (рис. 26). Однако все же на площади максимального прогибания предыдущего времени преобладало накопление терригенных толщ, включающих археоциатовые известняки (акдуругская, тапсинская свиты), тогда как в других местах (хр. Восточный Танну-Ола, бассейн р. Каа-Хем) исключительно

широкое развитие получили карбонатные толщи (ирбитейская, тапсинская свиты). Вместе с тем и во второй половине нижнего кембрия при преобладании терригенно-карбонатного осадконакопления были участки, где продолжалась седиментация продуктов вулканической деятельности. Это — бассейн правобережных притоков р. Хамсара (хамсаринская свита) и бассейн рек Деспен и Аптра (хр. Восточный Танну-Ола). Вулканическая деятельность здесь в отличие от вулканизма первой половины кембрия характеризовалась преобладанием излияния лав кислого состава.

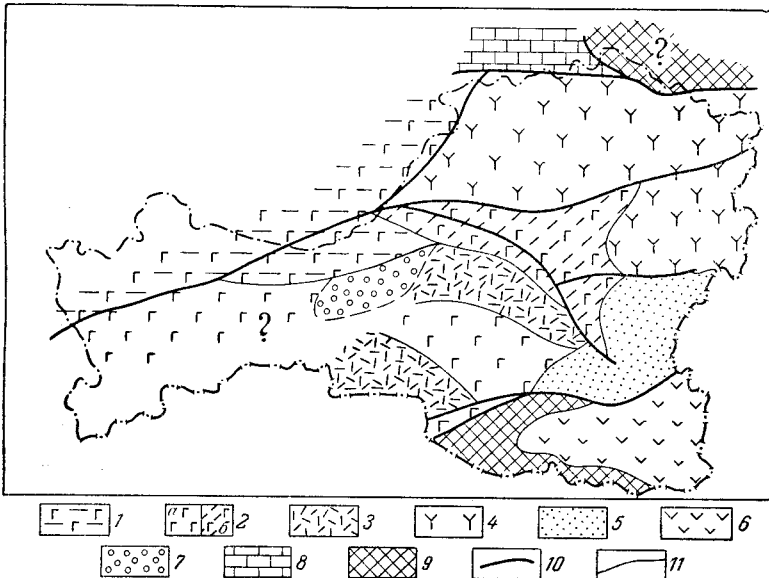


Рис. 25. Фациально-литологическая схема для первой половины нижнего кембрия

Отложения в прогибах приразломных зон: 1 — терригенно-вулканогенные (спилиты, диабазы, туфы, кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы, кварциты); 2 — вулканогенные: а — основного состава (спилиты, диабазы, туфы); б — основного и кислого состава (спилиты, кварцевые альбитофиры, туфы); 3 — отложения в прогибах междоузлий: 3 — вулканогенные, среднего и кислого состава (преимущественно порфириты и кварцевые порфиры, туфы) и карбонатные (известняки); 4 — вулканогенные разного состава (порфириты, диабазы, кварцевые альбитофиры, кварцевые порфиры, туфы); 5 — карбонатно-терригенные (песчаники, алевролиты, туффиты, туфы, известняки); 6 — вулканогенные, основного и среднего состава (диабазы, порфириты, туфы); 7 — терригенные преимущественно грубообломочные (конгломераты, туфоконгломераты, подчиненные им известняки и эффузивы); 8 — карбонатные (известняки); 9 — суша, области размыва и сноса обломочного материала, 10 — разломы (зоны разломов); 11 — границы между областями накопления отложений различного типа

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Достоверные, фаунистически охарактеризованные, среднекембрийские отложения в Туве установлены только в одном пункте — на правом берегу Верхн. Енисея (Улуг-Хем), против горы Шагонар. Выходы этих отложений развиты на весьма незначительной площади к востоку от пос. Кара-Булун и отделены от полей развития нижнего кембрия разломами.

Остатки фауны среднекембрийских трилобитов из сем. *Paradoxidae* впервые были обнаружены в 1947 г. В. А. Кузнецовым.

На геологической карте Тувы, прилагаемой к тому, эти среднекембрийские отложения выделяются под названием карабулунской

свиты. Отложения этой свиты, содержащие остатки среднекембрийских трилобитов, обнажаются среди поля нижнего кембрия в пределах небольшого узкого грабена, ограниченного разломами северо-восточного простирания. Залегание пород моноклинальное, с падением на северо-запад (320°) под $\angle 70-80^\circ$.

Разрез свиты, по данным Н. М. Задорожной, выглядит следующим образом (снизу вверх):

- | | |
|---|-------|
| 1. Темно-зеленые мелкогалечные конгломераты, мелкозернистые известковистые песчаники и алевролиты | 40 м |
| 2. Мелкогалечные конгломераты, гравелиты и грубозернистые известковистые песчаники характерного «телесного» цвета | 150 „ |

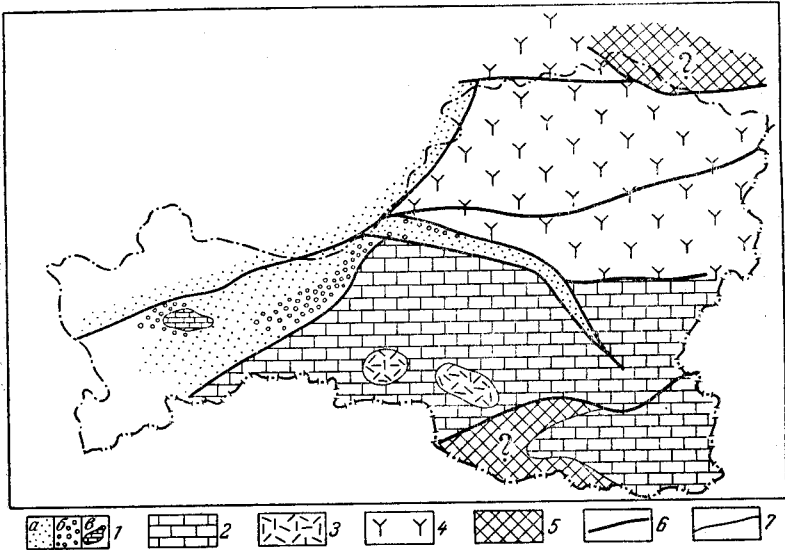


Рис. 26. Фациально-литологическая схема для второй половины нижнего кембрия

Отложения в прогибах приразломных зон: 1 — преимущественно терригенные: а — преимущественно тонко- и среднеобломочные (песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, кварциты); б — преимущественно грубообломочные (конгломераты, туфоконгломераты, гравелиты), в — участки накопления карбонатных отложений (известняки). Отложения в прогибах межразломных областей. 2 — преимущественно карбонатные; 3 — карбонатные с примесью вулканогенных, кислого и среднего состава; 4 — вулканогенные разного состава и подчиненные им терригенные и карбонатные (порфириты, кварцевые порфиры, туфы, песчаники, алевролиты, известняки); 5 — суша, области размыва и сноса обломочного материала; 6 — разломы (зоны разломов); 7 — границы между областями накопления отложений различного типа

- | | |
|---|------|
| 3. Желтовато-зеленые рассланцованные алевролиты и глинистые сланцы с остатками трилобитов <i>Paradoxides shagonarus</i> Рокг., <i>Paradoxides longus</i> Рокг., <i>Chondragraulos minussensis</i> Legm. (сборы Н. С. Зайцева и Е. П. Устинова, определения Н. В. Покровской), а также <i>Paradoxides</i> ex gr. <i>suboelandicus</i> Polet, <i>Chondragraulos babakoviensis</i> Sivov. (сборы Н. М. Задорожной, определения Н. Е. Чернышевой) | 15 „ |
|---|------|

По заключению Н. В. Покровской и Н. Е. Чернышевой приведенная выше фауна характерна для самых низов среднего отдела кембрийской системы.

- | | |
|---|------|
| 4. Темно-зеленые песчаники и гравелиты с линзами светло-серых мраморизованных известняков | 30 „ |
| 5. Переслаивание грязно-зеленых мелкогалечных конгломератов, темно-лиловых туфов и базальтовых порфиритов | 80 „ |

Общая мощность разреза карабулунской свиты составляет 320 м. Этим разрезом исчерпываются сведения о достоверно установленных в Туве отложениях среднего кембрия. Среднекембрийские и нижнекембрийские отложения на этом участке прорваны гипербазитами

актоврацкого интрузивного комплекса. Надо сказать, что отложения нижнего кембрия на этом участке фауны не содержат и выделяются в известной степени условно. К ним отнесены рассланцованные пестроцветные конгломераты, развитые к северо-западу от выходов карабулунской свиты и базальтовые порфириды к югу от среднего кембрия. Стратиграфические взаимоотношения среднего и нижнего кембрия не установлены.

В районах, находящихся в границах Тувинской АССР, но геологически принадлежащих Западному Саяну, к среднему кембрию ряд исследователей (Зоненшайн, 1963; Херасков, Т. С. Гостева и др.) условно относят так называемую амыльскую свиту. В Западном Саяне эта свита располагается в основании мощной серии согласно пластующихся песчано-сланцевых отложений, занимающих стратиграфический интервал между нижним кембрием и ордовиком. Верхи этой серии условно отнесены к верхнему кембрию, а низы, как сказано, — к среднему.

Амыльская свита в границах Тувы или непосредственно около них известна в северо-восточной части хр. Куртушибинского — в бассейне верховий р. Амыл, кроме того, к ней отнесена также толща сланцев и эффузивов на крайнем западе Тувы.

Согласное, с постепенным переходом, залегание амыльской свиты на чингинской описано Н. Н. Херасковым в бассейне верховьев р. Амыл за пределами границы Тувинской АССР (районы горы Победа и нижнего течения р. Бесь). Вместе с тем этот же исследователь в пределах Куртушибинского антиклинория отмечает перерыв и вероятное несогласие в основании амыльской свиты.

Амыльская свита сложена в основном метаморфизованными породами. По Н. Н. Хераскову и Л. П. Зоненшайну, в нижней части ее преобладают сланцы хлорит-карбонат-серицит-альбит-кварцевого состава, образованные преимущественно по терригенным породам. В верхней части развиты сланцы хлорит-актинолит-альбит-эпидотового состава по эффузивам, и зеленокаменные рассланцованные эффузивы и туфы основного состава, подчиненное значение имеют в верхней части сланцы по терригенным породам. Разрезы свиты в разных местах изменчивы, однако преобладание терригенных пород в нижней части, а вулканогенных в верхней в большинстве случаев сохраняется. Мощность амыльской свиты, по определению изучавших ее геологов, не менее 3000 м.

СРЕДНИЙ — ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

В западных районах Тувы, преимущественно в бассейне левобережных притоков р. Хемчик, на территории, относящейся геологически к Западному Саяну, а также на крайнем западе Тувы, в бассейне р. Барлык, на территории, геологически принадлежащей Горному Алтаю, довольно широко распространена мощная серия метаморфизованных песчано-сланцевых пород, которая, по Т. С. Гостевой, в бассейне р. Аныяк-Оруг согласно подстилается вулканогенно-сланцевой толщей, относимой к амыльской свите.

Эта серия, названная Г. М. Владимирским и М. А. Черноморским устуишкинской серией, включает согласно пластующиеся свиты (снизу вверх): сютхольскую, ишкинскую и аласугскую. Залегая на амыльской свите, условно относимой к среднему кембрию, и перекрываясь на левобережье р. Хемчик красноцветно-пестроцветной манчурекской свитой, содержащей фауну ордовика, устуишкинская свита занимает, следовательно, стратиграфический интервал в пределах среднего —

верхнего кембрия. Каких-либо органических остатков в породах этой серии не обнаружено. Взаимоотношения верхней (аласугской) свиты с перекрывающими ее ордовикскими отложениями в рассматриваемом районе в достаточной степени не выяснены. Заметно меньший метаморфизм отложений ордовика и иной характер его складчатых структур позволяют некоторым геологам (Владимирский и Черноморский, 1961) предполагать наличие несогласия между ордовиком и аласугской свитой, условно относимой к верхнему кембрию. Другие геологи (Казаков, 1961) не усматривают этого несогласия и считают, что отложения аласугской свиты постепенно переходят вверх по разрезу в ордовикские.

Опорные разрезы устуишкинской серии находятся в бассейне левых притоков Хемчика — рек Усту-Ишкин и Алды-Ишкин. В среднем течении р. Усту-Ишкин (прорезающей здесь северное крыло антиклинальной структуры, в ядре которой выходит Ишкинский гранитный массив) наблюдается непрерывный хорошо обнаженный разрез сютхольской свиты. В основании разреза залегают биотитовые роговики из зоны экзоконтакта Ишкинского массива. Выше моноклинально с падением на северо-запад (при углах падения от 35 до 70°) залегают:

1. Темно-серые плотные тонкополосчатые актинолит-хлорит-эпидотовые и серицит-хлорит-кварцевые сланцы	120 м
2. Светло-зеленовато-серые тонко- и грубополосчатые эпидот-хлорит-актинолит-альбит-кварцевые сланцы с прослоями серицит-хлорит-альбит-кварцевых сланцев	800 „
3. Светло-серые, плейчатые серицит-хлорит-эпидот-кальцит-альбит-кварцевые сланцы	300 „
4. Северо-зеленые плотные эпидотизированные и хлоритизированные песчаники	70 „
5. Светло-серые и светло-зеленовато-серые плейчатые, реже тонкоплитчатые серицит-хлорит-кальцит-кварцевые тонкополосчатые сланцы	450 „

Общая мощность приведенного (далеко не полного) разреза сютхольской свиты достигает 1740 м. Выше устья речки Кюректыг в разрезе по долине р. Усту-Ишкин наблюдается постепенный переход от метаморфических сланцев сютхольской свиты к метаморфизованным алевролитам и песчаникам ишкинской свиты. Этот разрез может быть представлен в следующем виде (снизу вверх):

Сютхольская свита

1. Плейчатые хлорит-серицит-кварцевые зеленовато-серые сланцы	780 м
2. Серо-зеленые тонкоплитчатые хлорит-серицит-кварцевые сланцы	240 „
3. Серо-зеленые эпидотизированные плотные мелкозернистые метаморфизованные песчаники	250 „
4. Серицит-хлорит-кварцевые сланцы с тонкими и редкими прослоями метаморфизованных песчаников	350 „
5. Метаморфизованные гравелиты с расплюсненной и развальцованной галькой микрокварцитов, кварца и эффузивной (?) породы	5 „
6. Серицит-хлорито-кварцевые сланцы. Прослой рассланцованных серицитизированных метаморфизованных песчаников	660 „
7. Серо-зеленые рассланцованные песчаники и алевролиты с прослоями серицит-хлорит-кварцевых сланцев	200 „

Ишкинская свита

8. Плитчатые серо-зеленые мелкозернистые полевошпато-кварцевые песчаники и алевролиты с прослоями серицит-хлорит-кварцевых сланцев	670 м
9. Рассланцованные серо-зеленые и серые алевролиты	240 „

Севернее зоны разлома и дробления пород, пересекающей долину р. Усту-Ишкин в 6 км выше устья речки Кюректыг, наблюдается разрез, в котором отложения ишкинской свиты сменяются вышележащей аласугской свитой. В этом разрезе (снизу вверх) обнажаются:

Ишкинская свита

1. Тонкозернистые зеленовато-серые тонкоплитчатые песчаники и алевролиты (иногда известковистые) с прослоями серых филлитовидных сланцев	1000 м
2. Зеленовато-серые и серые филлитовидные сланцы, рассланцованные тонкоплитчатые алевролиты	1300 „
3. Мелко- и среднезернистые зеленовато-серые песчаники с прослоями алевролитов	900 „

Аласугская свита

4. Рассланцованные серо-зеленые грубозернистые песчаники и гравелиты с прослоями голубовато-зеленых и лиловых сланцев	700 м
---	-------

Наиболее полным разрезом аласугской свиты является разрез на левобережье речки Куже (правый приток р. Усту-Ишкин). Здесь, по данным М. А. Черноморского, наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. На серо-зеленых песчаниках и алевролитах ишкинской свиты залегают гравелиты и грубозернистые песчаники аласугской свиты	250 м
2. Переслаивание зеленовато-серых метаморфизованных песчаников, алевролитов и филлитовидных глинистых сланцев	750 „
3. Прослой серо-зеленых рассланцованных гравелитов	10 „
4. Зелено-серые песчаники, алевролиты и сланцы, прослой гравелитов	250 „
5. Серо-зеленые песчаники с прослоями «блестящих» голубовато-зеленых и лиловых сланцев	1400 „
6. Мелкогалечные конгломераты, гравелиты и грубозернистые песчаники	800 „

Общая мощность приведенного разреза аласугской свиты достигает 3400 м.

Интенсивность проявления процессов регионального метаморфизма (в целом не выходящего за пределы хлоритовой зоны) в отложениях устуишкинской серии постепенно спадает по направлению к верхам разреза. Сютхольская свита представлена метаморфическими сланцами, характеризующимися минеральными ассоциациями мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев (Тернер, 1951). Характерны интенсивная плейчатость и большое количество прожилков, линз и желваков метаморфогенного кварца. Реликты кластических зерен кварца и плагиоклаза устанавливаются лишь в прослоях метаморфизованных песчаников.

В ишкинской свите новообразования хлорита, эпидота, серицита и кварца рассеяны по всей массе породы; сегрегация этих минералов в полоски определенного состава, присущая сланцам сютхольской свиты, для пород ишкинской свиты нехарактерна. Окварцевание пород также проявляется лишь в небольшой степени. Характерна однообразная серо-зеленая окраска пород.

Аласугская свита, занимающая наиболее высокое положение в разрезе серии, метаморфизована слабее ишкинской свиты, наряду с породами зеленой окраски в составе ее присутствуют «блестящие» сланцы лилового и вишнево-красного цвета. Таким образом, в устуишкинском разрезе устанавливается определенная зависимость интенсивности метаморфизма от стратиграфического положения той или иной свиты и от их литологического состава.

Прослеживание отдельных свит устуишкинской серии по простиранию позволяет установить характер их фациального изменения. В нижней части разреза сютхольской свиты появляются прослой актинолитсодержащих сланцев и зеленых эпидот-актинолитовых пород, иногда (правобережье р. Шом-Шум) ассоциирующихся с пьемонтитовыми сланцами и кварцитами. В пределах «чингекатского выступа» (бассейн р. Барлык) для аналогов сютхольской свиты, по данным

Г. Г. Бельского, характерны крупные линзы мраморов. В значительной степени изменяется также количество прослоев песчаников и их мощность на разных участках распространения сютхольской свиты. Поэтому в некоторых случаях различить по литологическому составу сютхольскую и ишкинскую свиты почти невозможно тем более, что в толщах сходного состава различие в степени метаморфизма улавливается с трудом.

На одном из участков распространения ишкинской (?) свиты (хр. Хор-Тайга на левобережье Хемчика) в составе ее отмечены маркирующие горизонты темно-красных пьомонитовых серицит-хлоритовых сланцев. В других случаях пьомонитовые породы характерны для нижней части разреза сютхольской свиты.

В породах аласугской свиты фациальные изменения проявляются в замещении гравелитов песчаниками, в появлении и исчезновении прослоев «блестящих» лиловых и вишнево-красных сланцев, а также в появлении на отдельных участках прослоев известковистых алевролитов и мергелистых пород. На крайнем юго-западе Тувы, по данным М. А. Черноморского, аласугская свита содержит значительное количество красноватых и лиловых песчаников, алевролитов и сланцев, приближаясь на отдельных участках по облику к ордовикским отложениям типа манчурекской свиты.

Максимальные мощности отложений устуишкинской серии на левобережье р. Хемчик превышают 10 000 м. Мощность соответствующих отложений на юго-западе Тувы, по данным М. А. Черноморского, достигает 9000 м. Следует отметить, что однообразие этих отложений, обусловленное в значительной степени влиянием регионального метаморфизма и их сложная дислоцированность затрудняют получить правильное представление об истинной мощности; потому приведенные выше цифры являются, по-видимому, завышенными.

Для суждения о возрасте метаморфизма пород вышеописанной серии мы располагаем результатами нескольких определений возраста серицита, выполненных калий-аргоновым методом в Лаборатории абсолютного возраста горных пород под руководством Н. И. Полевой (ВСЕГЕИ).

Возраст серицита из сланцев сютхольской свиты левобережья р. Хемчик оказался равным 480 млн. лет (обр. 1521 из колл. Г. М. Владимирского). Для серицита из сланцев сютхольской свиты Мунгун-Тайгинского района Юго-Западной Тувы эта цифра также оказалась равной 480 млн. лет (обр. 512-1 из колл. М. А. Черноморского). Для ишкинской свиты левобережья р. Хемчик соответствующая цифра равна 426 млн. лет (обр. 658а из колл. М. А. Черноморского). Ранее приводившаяся в печати цифра 1115 млн. лет для серицита из сютхольской свиты района оз. Сют-Холь (Иванова, 1961) является значительно менее достоверной.

Эти данные необходимо упомянуть в связи с тем, что ранее высказывалось мнение о докембрийском возрасте пород рассматриваемой серии не только на юго-западе Тувы (Кузнецов, 1946), но и на левобережье р. Хемчик (Иванова, 1961).

Некоторыми исследователями (А. Л. Додин, В. А. Унксов, В. А. Кузнецов) описанные отложения в значительной своей части рассматривались как ордовикские.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Фаунистически охарактеризованные отложения, относимые к верхнему кембрию, установлены в Туве только в одном участке, в междуречье Каа-Хема и Бий-Хема. Здесь в самых верховьях р. Дерзиг

(реч. Таштыг-Хем) и на водоразделе ее и р. Сынак (хр. Тумат-Тайга) Ю. В. Чудиновым и В. Б. Агентовым описаны терригенно-карбонатные отложения, получившие название таштыгхемской свиты. Ю. В. Чудиновым в этих отложениях в 1956 г. были обнаружены отпечатки трилобитов плохой сохранности. Из малочисленных сборов Е. В. Владимирской и В. Е. Чудиновой, произведенных в 1957 г., Н. В. Покровская определила *Kaninia dubia* Walc. et R. — форму, известную в озаркских слоях Северной Америки. Н. Е. Чернышева из этих же сборов установила новый вид рода *Acrocephalites*, характеризующий, по ее мнению, скорее верхний кембрий. Н. К. Ившин из той же коллекции определил формы, относящиеся, по его мнению, к трем родам *Changshania* Sun. H. p., *Parakujandaspis* (новый род), близкому к верхнекембрийскому *Kujandaspis* Ivshin из торккудукской свиты Казахстана, и *Crepicephalidae kobayashi* (новый род). Более обильные сборы трилобитов лучшей сохранности из этих же слоев были произведены в 1959 г. Е. В. Владимирской, Г. А. Кудрявцевым, В. Г. Богомоловым и А. В. Кривободровой. Собранный ими коллекция была монографически обработана Н. К. Ившиным, который установил здесь: *Chuangia tuvica* Ivshin, *Changshania marginata* Ivshin, *Changshania* sp., *Kujandaspis* (*Parakujandaspis*) *tuvaensis* Ivshin, *Kujandaspis* (*Parakujandaspis*) sp., *Crepicephalops tuvicus* Ivshin, *Crepicephalops* sp., *Quadrinuraspis tumatiensis* Ivshin, *Tuvaaspis tumattaigensis* Ivshin, *Burnetoides impolitus* Ivshin. Н. К. Ившин считает, что первые три рода дают возможность уверенно относить вмещающие отложения к верхнекембрийским.

Породы таштыгхемской свиты наблюдаются в нескольких разрозненных тектонических блоках в поле развития нижнекембрийских и силурийских отложений. В одном из таких блоков, на водоразделе р. Дерзиг и реч. Таштыг-Хем хорошо видно, как таштыгхемская свита с угловым несогласием налегает на нижнекембрийские пирокласты и известняки тапсинской свиты. Нижние горизонты таштыгхемской свиты здесь представлены зеленовато-серыми среднегалечными конгломератами мощностью 20—30 м. Вверх по разрезу конгломераты сменяются сначала гравелитами, а затем крупно- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, содержащими прослой алевролитов. Более высокие горизонты сложены зеленовато-серыми и серыми среднезернистыми песчаниками с подчиненными горизонтами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В верхах разреза песчаники, часто косо-слоистые, содержат горизонты серых известковистых разностей. Толща этих пород трансгрессивно перекрыта отложениями нижнего силура (атчольская свита). Мощность разреза таштыгхемской свиты в этом блоке В. Б. Агентовым определяется приблизительно в 2000 м.

В западней расположенном блоке, в районе перевала из верховьев р. Дерзиг в верховья р. Сынак (хр. Тумат-Тайга) разрез таштыгхемской свиты, по описаниям Ю. В. Чудинова, представлен в большей своей части (около 800 м) серыми, серо-зелеными и красно-коричневыми сланцеватыми алевролитами, с прослоями аргиллитов, содержащими многочисленные ритмически повторяющиеся пласты известняков мощностью в несколько метров каждый. В подчиненном количестве присутствуют мелко- и среднезернистые красно-бурые песчаники. Выше эта толща переслаивания алевролитов и известняков сменяется пачкой (около 300 м) зеленых мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников, которые в свою очередь перекрыты пачкой (300 м) грубых и среднезернистых песчаников серо-зеленой и бурой окраски. Общая мощность этого разреза, в котором не наблюдаются подошва и кровля свиты, составляет 1200—1500 м.

Вышеуказанные остатки трилобитов собраны в нижней части приведенного разреза, характеризующейся переслаиванием алевролитов и известняков. Известняки здесь, по описаниям Ю. В. Чудинова, в ряде случаев имеют крупнооолитовую (пизолитовую) текстуру. Оолиты до 1,5 см в поперечнике имеют концентрическое строение и часто сплюснуты. В шлифах из таких разностей в промежутках между пизолитами наблюдаются многочисленные обломки панцирей трилобитов, а также водоросли.

Следует отметить, что карбонатно-терригенные отложения таштыгемской свиты почти не затронуты процессами метаморфизма (исключая контактовый). По своему составу и структурному положению они существенно отличаются от отложений, принадлежащих верхней части вышеописанной устушкинской серии, где, как говорилось, верхняя из свит — аласугская, — скорее всего, также относится к верхнему кембрию.

Аласугская свита, кроме вышеуказанных западных районов Тувы, относящихся структурно к Западному Саяну и Горному Алтаю, довольно широко распространена и на северо-востоке Тувы, в районах, прилежащих к Куртушибинскому хребту, — в бассейне верхнего течения рек Чаваш и Систиг-Хем, где она была выделена впервые В. А. Благодраховым. Кроме того, эта свита отсюда протягивается узкой полосой вдоль юго-восточного склона хр. Куртушибинского в верховьях р. Уюк и далее — в бассейн р. Эйлиг-Хем.

Структурное положение аласугской свиты на всей этой территории иное, нежели в регионе, относящемся к Западному Саяну, где она, как говорилось выше, занимает верхнее положение в непрерывном разрезе устушкинской серии. Здесь аласугская свита с угловым несогласием лежит на породах нижнего кембрия и несогласно же перекрывается ордовикскими отложениями систигхемской и малиновской свит.

Аласугская свита в этих районах обычно разделяется на две подсвиты. Нижняя из них, по описаниям В. А. Благодрахова, состоит преимущественно из серо-зеленых грубообломочных пород: конгломератов, песчаников, гравелитов, среди которых присутствуют подчиненные прослои рассланцованных алевролитов и аргиллитов. Строение разреза подсвиты характеризуется преобладанием наиболее грубообломочных пород в нижней его части и уменьшением количества их вверх по разрезу. Среди конгломератов нижней части разреза местами наблюдаются валунные с размером валунов до 0,8—1,5 м в поперечнике. В составе гальки преобладают эффузивы и туфы среднего и кислого состава, реже встречается галька гранитоидов, габброидов, жильного кварца, кремнистых пород, известняков. В гальке известняков были обнаружены археоциаты и трилобиты. Среди последних Н. В. Покровская установила *Kooteniella latini* P o k r.

Верхняя подсвита представлена серовато-зелеными, реже серовато-лиловыми и сургучно-красными тонкообломочными породами — рассланцованными алевролитами и аргиллитами, а также хлорит-серицитовыми и эпидот-серицитовыми сланцами. Среди этих пород иногда наблюдаются маломощные прослои мелко- и среднезернистых песчаников, аналогичных песчаникам нижней подсвиты.

Породы аласугской свиты этого района, хотя и слабо, но повсеместно метаморфизованы. Явления метаморфизма выражаются в новообразовании минералов группы эпидота и хлорита в цементе песчаников и конгломератов, а также серицита, хлорита и эпидота в породах первичного глинистого состава; при этом часть глинистых пород превращена в серицит-хлоритовые сланцы.

Мощность аласугской свиты, по данным В. А. Благонравова, составляет около 2000 м, из которых около 500 м приходится на верхнюю подсвиту. Другие исследователи (В. Г. Богомолов) для этих же или соседних мест определяют мощность данной свиты — до 4000 м и более.

Органических остатков в аласугской свите в этих районах так же, как и в других, не найдено. Верхнекембрийский возраст как наиболее вероятный принимается исходя из всего вышесказанного о ее положении в стратиграфическом разрезе и сопоставления этого положения с местом в разрезе таштыгхемской свиты.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикские отложения в пределах Тувинской АССР значительно распространены. Наибольшие площади они слагают на западе (Хемчикская и Западно-Саянская структурно-фациальная зоны) и северо-востоке (Куртушибинско-Хамсаринская зона).

Ордовикская система представлена почти исключительно терригенными отложениями. Лишь в отдельных местах известны подчиненные горизонты известковистых пород. Органические остатки встречаются крайне редко. Они найдены в разных пунктах и в различных частях разреза. В настоящее время недостаточная палеонтологическая характеристика рассматриваемых отложений не позволяет уверенно расчленить их на отделы. Однако есть основания предполагать, что в Туве присутствуют все три отдела ордовика.

В отдельных районах Тувы ордовикские отложения выделяются в виде самостоятельных свит. В Хемчикской структурно-фациальной зоне — это шемушдагская свита, в Западно-Саянской — манчурекская свита и шигнетская серия*, в Куртушибинско-Хамсаринской — малиновская и систигхемская свиты.

Первые указания на присутствие в Туве ордовикских (и силурийских) отложений приводятся в работе З. А. Лебедевой (1938), где к ним были условно отнесены так называемые «метаморфические саянские сланцы», развитые главным образом по северной окраине Тувы. В настоящее время в составе комплекса «саянских сланцев», помимо ордовикских отложений, установлены метаморфические образования, возраст которых условно определяется как верхнекембрийский. На западе Тувы в 1932 г. В. А. Кузнецовым (Татаринов, Кузнецов, Филатов, 1934) была выделена силурийская чергакская свита. Низы ее в дальнейшем Е. В. Владимировой были отнесены к ордовику и выделены под названием шемушдагской свиты.

В 1946 г. экспедицией Красноярского геологического управления (КГУ) под руководством А. А. Предтеченского при проведении мелкомасштабной геологической съемки были впервые обнаружены окаменелости в ордовикских отложениях Северо-Восточной Тувы, однако органические остатки были определены неправильно и вмещающие их отложения ошибочно отнесены к силуру.

В том же году в процессе геологосъемочных работ, проводившихся в Западной Туве, М. В. Занин, П. М. Борковский и А. Л. Додин в основании силура выделили мощную толщу терригенных пород (ныне шемушдагская свита ордовика). Низы этой толщи М. В. Занин предположительно относил к ордовику.

* Основные площади распространения шигнетской серии находятся за пределами рассматриваемой территории.

Наличие палеонтологически охарактеризованных ордовикских отложений в Туве было впервые доказано Г. А. Кудрявцевым (1949), собравшим в 1947 г. органические остатки из отложений в бассейне верхнего течения р. Уюк, которые были и определены как ордовикские. В 1948 г. Г. А. Кудрявцев высказал предположение, что ордовикские отложения протягиваются и далее на северо-восток Тувы, где они ранее А. А. Предтеченским и другими были ошибочно отнесены к силуру. Установив ордовикские отложения и сопоставив их с красноцветной толщей Саян И. К. Баженова (1934) и кемтерекской формацией А. Г. Сивова (1944), Г. А. Кудрявцев предположил, что по направлению с северо-востока на юго-запад возрастает их метаморфизм и увеличивается мощность. Однако, как выяснилось в дальнейшем, к ордовику Г. А. Кудрявцевым были отнесены не только ордовикские (малиновская и систигхемская свиты), но и подстилающие их более метаморфизованные верхнекембрийские отложения (аласугская свита). В 1948 г. Н. С. Зайцевым была собрана разнообразная ордовикская фауна из новых месторождений в верховьях р. Уюк.

Первой сводкой по стратиграфии ордовика и силура Тувы является выполненная в 1950 г. работа П. С. Матросова, где обобщен фактический материал, собранный различными геологическими организациями до этого времени. К ордовику автором были отнесены фаунистически обоснованные отложения в бассейне р. Уюк, а также немые метаморфизованные толщи в области сопряжения Тувы с Западным Саяном. Значительная часть выделяемых в настоящее время ордовикских отложений была включена П. С. Матросовым в состав ландовейского яруса силура.

В 1955 г. Г. П. Александров и О. И. Антонова подробно описали разрез ордовика на левобережье Уюка, в окрестностях пос. Малиновки, подразделив на основании палеонтологических находок представленные здесь отложения на три толщ. В том же году ордовикским отложениям этого района, по предложению Н. С. Зайцева и Я. С. Зубрилина, было дано название малиновской свиты. Одновременно на северо-востоке Тувы В. А. Благонравовым были выделены систигхемская и аласугская свиты нижнего палеозоя. В первой из них были собраны в нескольких пунктах остатки раковин и ядра ангарелл, чем был доказан ее ордовикский возраст. Аласугская свита была отнесена к верхнему кембрию и низам ордовика.

В том же году Н. С. Зайцевым и В. В. Сажиной в ордовикских отложениях бассейна р. Уюк были собраны органические остатки. Одновременно в Западной Туве отложения, ранее считавшиеся ландовейскими, Е. В. Владимирская выделила под названием шемушдагской свиты. В них были найдены колпачковидные органические остатки, напоминающие ангарелл. На этом основании допускалось, что большая часть шемушдагской свиты имеет ордовикский возраст.

В 1956 г. Межведомственное совещание по выработке унифицированных стратиграфических схем Сибири предложило рабочую схему стратиграфии ордовика Тувы: для северо-востока — аласугская свита (верхний кембрий — низы ордовика) и систигхемская свита (ордовик); для Западной Тувы — шемушдагская свита (ордовик).

В последние годы (1956—1962 гг.) при проведении средне-масштабных геологических съемок и тематических работ были получены новые данные о распространении и составе ордовикских отложений, их мощности и взаимоотношениях с подстилающими и перекрывающими толщами. Во многих пунктах были собраны органические остатки.

Для изучения отложений ордовика на территории Западной Тувы (шемушдагская свита) наибольшее значение имели работы Е. В. Влади-

мирской и А. В. Кривободровой, а также В. В. Волкова, Г. П. Александрова, Г. И. Бельской и др. В эти же годы в Западно-Саянской структурно-фациальной зоне В. Е. Кудрявцевым, Г. М. Владимирским и М. А. Черноморским из комплекса «метаморфических сланцев» была выделена манчурекская свита. По положению в разрезе и сходству литологического состава с малиновской и шемушдагской свитами возраст манчурекской свиты условно был принят как ордовикский. В 1960 г. Е. В. Владимирской в породах манчурекской свиты были найдены органические остатки, определенные как среднеордовикские (см. ниже).

Для изучения ордовика Куртушибинского хребта (малиновская свита) большое значение имели исследования, проведенные В. Г. Богомоловым, Н. М. Задорожной, Е. В. Владимирской, А. В. Кривободровой, С. П. Красильниковым, М. В. Дуранте и другими, а для изучения ордовика Восточной Тувы (систигхемская свита) — работы В. А. Благонравова, В. Г. Богомолова, А. М. Данилевич, Ю. В. Чудинова и др.

Указанные выше свиты, выделяемые в настоящее время при расчленении ордовикских отложений Тувы, по литологическому составу подразделены на ряд подсвит. Однако сопоставление подсвит на всей территории распространения ордовикских отложений встречает большие трудности. Поэтому дальнейшее описание системы дается по свитам.

Хемчикская зона

Шемушдагская свита

Шемушдагская свита широко распространена на западе Тувы в Хемчикской структурно-фациальной зоне*. Она прослеживается от нижнего течения р. Барлык на западе до района горы Хаирхан на востоке.

Шемушдагская свита представлена исключительно терригенными, частью красноцветными отложениями. В ее составе резко преобладают песчаники, значительную роль играют конгломераты, алевролиты, аргиллиты. Свита подразделяется на три подсвиты, залегающие согласно, но четко обособляющиеся друг от друга (рис. 27). В свою очередь каждая подсвита разделяется на ряд толщ и пачек, хорошо прослеживающихся в отдельных районах. Е. В. Владимирской и А. В. Кривободровой для подсвит предложены следующие названия: для нижней — дагыршемийская, средней — аянгатинская, верхней — адырташская.

Наиболее полные и мощные разрезы шемушдагской свиты наблюдаются на правобережье Хемчика в бассейнах рек Мал. и Бол. Аянгаты, Чиргаки, Шеми, Улуг-Хондергей (см. разрезы 3, 4, 6, 7, 9 на рис. 27). К северу и востоку от этих районов изменяется характер свиты: последовательно выпадают из разреза нижние толщи и подсвиты. По северной и восточной окраине Хемчикской зоны распространены только верхнешемушдагские отложения.

Шемушдагская свита залегает с отчетливым угловым несогласием на нижнекембрийских отложениях, контакт с которыми изучен в ряде пунктов: 1) на правобережье р. Бол. Аянгаты; 2) к северо-востоку от г. Чадана; 3) в районе сопок Утук-Хая; 4) в районе перевала Адыр-Таш и 5) в бассейне нижнего течения р. Эйлиг-Хем. В первых двух пунктах нижнекембрийские породы перекрываются нижней подсвитой шемушдагской свиты, а в последних трех — верхней.

* Название шемушдагской свиты было предложено П. М. Борковским для самой нижней толщи выделяемых сейчас ордовикских отложений. В 1955 г. оно было распространено Е. В. Владимирской на весь ордовик Западной Тувы.

На шемушдагской свите согласно и с постепенным переходом залегает силурийская чергакская свита. Взаимоотношения обеих свит изучались многими исследователями и не вызывают сомнений.

Органические остатки были найдены в нижней и верхней подсветах. В самой нижней (пестроцветной) толще нижней подсветы в ряде пунктов (левобережье Чиргаки, правобережье Дагыр-Шеми, в бассейне рек Бол. Аянгаты, Улуг-Хондергей, а также к северо-востоку от г. Чадана) (см. разрезы 6, 7, 4, 9, 10 на рис. 27) были найдены загадочные органические образования подобно *Cruziana* (?). Это желваки и бугры от 1 до 12—18 см в поперечнике, располагающиеся на нижней поверхности слоя песчаников и представляющие собой слепок с углубления в нижележащем глинистом слое. Желваки и бугры имеют характерную скульптуру и обладают двусторонней симметрией. Поверхность желваков покрыта плоскими «складочками», резко ограниченными друг от друга. Посередине бугра (желвака) проходит неглубокая ложбинка, от которой, под острым углом к ней, более или менее симметрично отходят «складочки». На одной и той же поверхности слоя песчаника встречаются и мелкие бугры с тонкой полосчатостью и крупные — с грубыми «складками». Больше всего описанные образования напоминают известные в геологической литературе проблематичные образования *Cruziana*, встречающиеся в ордовикских отложениях. Для Тувы эти образования приобретают руководящее значение. Совместно с этими формами Е. В. Владимирской и А. В. Кривободровой были найдены колпачковидные образования в нескольких пунктах (на левом берегу Улуг-Хондергея — в 18 км вверх по течению от г. Чадана, затем — на правобережье Дагыр-Шеми, а также в районе горы Шемушдаг). Эти «колпачки» были определены В. А. Востоковой как *Scenella* sp., *Proplina* (?) sp., *Ceratopea* cf. *keithi* Ulrich. Последняя форма описана из верхней части нижнего ордовика Северной Америки. Предполагают, что она является крышечкой неизвестной пока гастроподы.

В самой верхней части шемушдагской свиты, у границы ее с чергакской свитой, Е. В. Владимирской и А. В. Кривободровой на участке к югу от сопки Утук-Хая в тонком прослое известняка были собраны остатки брахиопод, мшанок, трилобитов, наутилоидей. Брахиоподы плохой сохранности и могли быть определены только как *Lingula* sp. и *Camarotoechia* (?) sp. Мшанки, по определению Е. А. Модзалевской, представлены *Hallopora* sp., *Phaenopora* sp., *Batostoma* sp. и *Batostoma variableformis* sp. nov., последняя наиболее близка к *Batostoma variable* из верхов ордовика. Трилобиты, по заключению З. А. Максимовой, принадлежат роду *Calliops*, распространенному в среднем и верхнем ордовике. Из наутилоидей З. Г. Балашовым были определены *Sactoceras* sp., *Orthoceras* sp., *Endoceras* sp. Первые два рода имеют широкое распространение (ордовик — силур). Последний род известен только в ордовике. В залегающих выше породах чергакской свиты найдены уже остатки разнообразной силурийской фауны, в нижней части свиты — ландоверийские, а выше — венлокские.

В верхней подсвете шемушдагской свиты в бассейне р. Бол. Аянгаты (см. рис. 27, разрез 4), у перевала Адыр-Таш (см. рис. 27, разрез 11), а также в районе сопки Утук-Хая (см. рис. 27, разрез 5) Е. В. Владимирской и А. В. Кривободровой были найдены, по определению Э. Н. Янова, *Lingula bechei* (?) Salt. (типичный вид описан из ландоверии Англии).

В той же подсвете шемушдагской свиты в бассейне р. Эйлиг-Хем Е. В. Владимирской и А. В. Кривободровой была собрана большая коллекция остатков брахиопод, пеллеципод, гастропод, наутилоидей. Из брахиопод Э. Н. Яновым определены *Lingula* aff. *carens* V a r g. (типич-

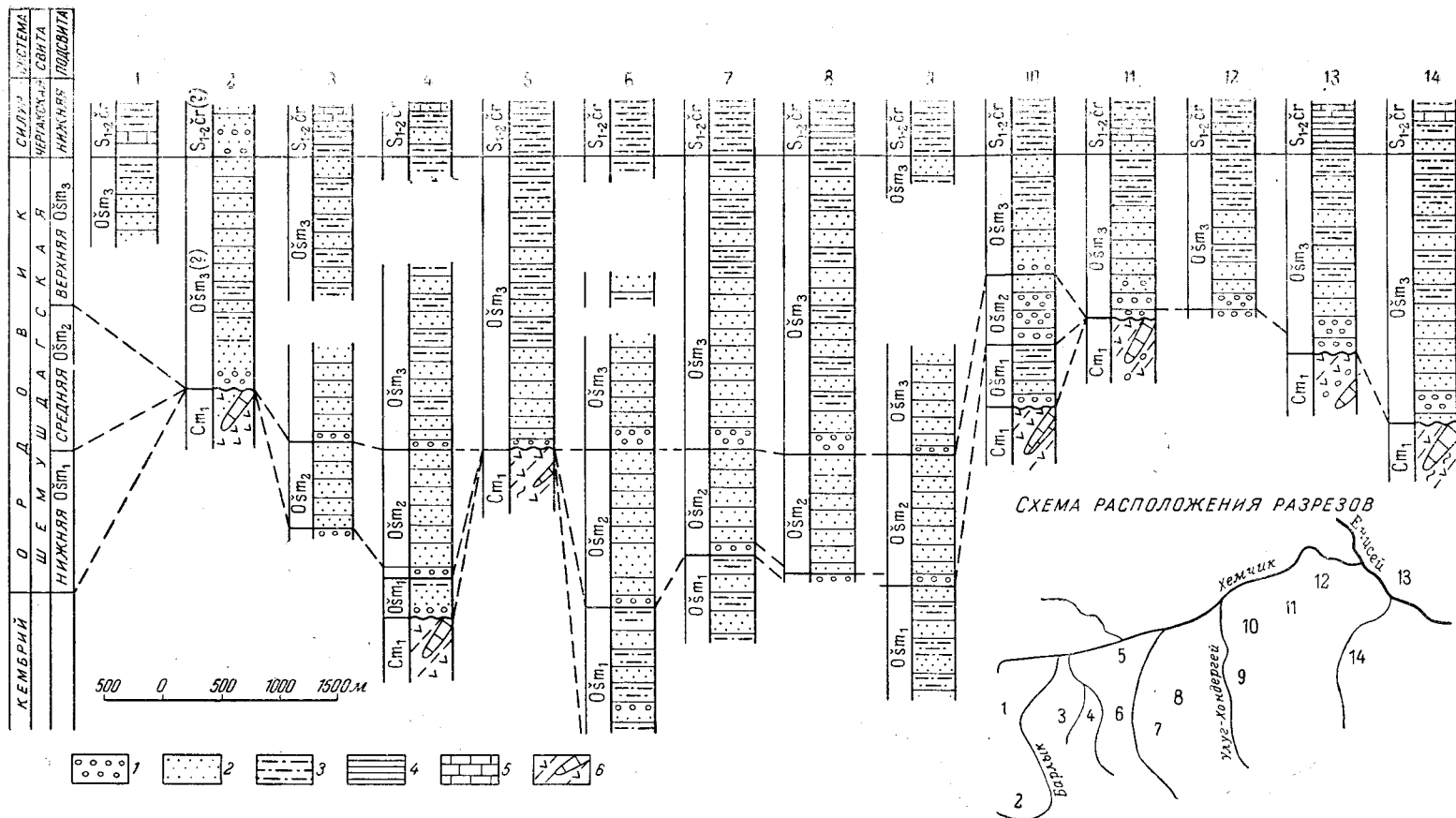


Рис. 27. Схема сопоставления разрезов шемущагской свиты (составила Е. В. Владимирская)

Разрезы: 1 — по р. Талайлык; 2 — по р. Барлык в нижнем течении; 3 — по р. Мал. Аягаты; 4 — на приворожье р. Бол. Аягаты; 5 — к северу от сопки Утук-Хая; 6 — на левобережье р. Чиргаки; 7 — по р. Дагыр-Шеми; 8 — по р. Шеми; 9 — по р. Улуг-Хондерегай; 10 — к северо-востоку от г. Чадана; 11 — в районе перевала Адыр-Таш; 12 — в районе урочища Шанчи; 13 — в бассейне нижнего течения Эйлиг-Хема; 14 — в среднем течении р. Чаа-Холь

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глинистые сланцы; 5 — известняки; 6 — осадочно-вулканогенный комплекс (эффузивы, сланцы и известняки). *O sm* — шемущагская свита; *S₂Cr* — чергакская свита

ный вид описан из низов силура Чехии). Наутилоидеи представлены *Sactoceras* sp., *Orthoceras* sp. и формами, близкими *Leurorthoceras* sp. (типичные представители последнего рода, по указанию З. Г. Балашова, характерны для верхнего ордовика).

Таким образом, устанавливается наличие ордовикской фауны как в низах, так и в верхах шемушдагской свиты, причем в низах она имеет, по-видимому, нижнеордовикский возраст. Если, кроме того, принять во внимание, что переход к вышележащей чергакской свите (с фауной силура) постепенный, то можно предполагать, что шемушдагская свита отвечает всему разрезу ордовика.

Один из хорошо изученных и типичных разрезов шемушдагской свиты, составленный для нижней и средней подсвит в районе горы Шемушдаг, на левобережье р. Чиргаки (см. рис. 27, разрез 6), по данным Е. В. Владимирской, имеет следующий вид (снизу вверх):

Основание свиты не вскрыто

1. Зеленовато-серые и лилово-серые песчаники и алевролиты. Песчаники средне-, мелкозернистые, известковистые, полимиктовые среднеплитчатые. Алевролиты глинистые тонкослоистые. Проблематические органические остатки <i>Cruziana</i> и колпачковидные створки гастропод	225 м
2. Светло-серые песчаники, грубозернистые полимиктовые, среднеплитчатые	50 „
3. Мелкогалечные конгломераты и гравелиты	40 „
4. Зеленовато-серые «перечные» песчаники средне- и неравномернозернистые, полимиктовые, толстоплитчатые	110 „
5. Вишнево-красные и зеленовато-серые тонкослоистые алевролиты с редкими прослоями мелкозернистых песчаников	125 „
6. Зеленовато-серые «перечные» средне-, крупнозернистые песчаники	70 „
7. Лиловато-серые и вишнево-красные правильно- и тонкослоистые алевролиты, аргиллиты, мелкозернистые песчаники. Линзы белых известняков с неопределимыми органическими остатками	180 „
8. Серые, светло-серые песчаники среднезернистые, среднетонкослоистые с внутрипластовой брекчией зеленовато-серых аргиллитов	175 „
9. Лилово-серые, вишнево-красные тонкослоистые, тонкополосчатые алевролиты и аргиллиты с редкими тонкими прослоями песчаников	220 „
10. Валунные и крупногалечные конгломераты и гравелиты	60 м
11. Зеленовато-серые грубозернистые песчаники и гравелиты	50 „
12. Зеленовато-серые с редкими прослоями вишнево-красных, песчаники мелко-, среднезернистые, полимиктовые	85 „
13. Серые, светло-серые мелко-, среднезернистые полимиктовые однообразные песчаники. В основании пачки тонкополосчатые. Встречается внутрипластовая брекчия зеленовато-серых аргиллитов и алевролитов	380 „
14. Светло-серые, участками «перечные» неравномернозернистые песчаники, среднеслоистые, неоднородные	190 „
15. Серые известковистые песчаники	50 „
16. Лиловато-серые песчаники тонкослоистые, тонкоплитчатые, тонкополосчатые с внутрипластовой брекчией вишнево-красных и лиловато-серых алевролитов и аргиллитов	210 „
17. Серые и «перечные» среднезернистые слабоизвестковистые, среднеплитчатые песчаники. В верхней части пачки тонкополосчатые. Рассеянная плоская мелкая галька голубовато-серого аргиллита	350 „
18. Валунные и крупногалечные неоднородные конгломераты с рассеянной галькой в верхней части пачки	100 „
19. Серые песчаники, среднезернистые полимиктовые с рассеянной галькой. Видимая мощность	300—400 „

Общая мощность разреза приблизительно 3000 м.

Пачки 1—9 в этом разрезе отвечают нижней подсвите, пачки 10—17 — средней и пачки 18—19 — низам верхней подсвиты.

Разрез верхней части верхней подсвиты описан Е. В. Владимирской и А. В. Кривободровой на участке к северу от сопки Утук-Хая (см. рис. 27, разрез 5), здесь верхняя (красноцветная) толща представлена снизу вверх такими породами:

1. Лилово-красные и серые песчаники с прослоями вишнево-красных алевролитов	40 м
2. Серые песчаники тонкополосчатые, толстоплитчатые с прослоями вишнево-красных аргиллитов и известковыми стяжениями	55 „
3. Серые и лилово-серые неоднородные правильнослоистые песчаники с известковыми стяжениями	50 „
4. Лилово-серые мелкозернистые, тонкослоистые песчаники слабо известковистые, тонкоплитчатые с прослоями лилово-красных песчаных алевролитов и многочисленными известковыми стяжениями	85 „
5. Лилово-красные и лилово-серые песчаники мелко-, среднезернистые, тонкослоистые, толстоплитчатые, переслаивающиеся с вишнево-красными тонкослоистыми алевролитами и аргиллитами	145 „
6. Вишнево-красные алевролиты тонко- и правильнослоистые с редкими прослоями лиловато-серых и лилово-красных мелкозернистых тонкослоистых песчаников и вишнево-красных аргиллитов	110 „
7. Розовато-серые, серые, лилово-серые, вишнево-красные среднезернистые песчаники, вишнево-красные тонкослоистые алевролиты и аргиллиты	90 „
8. Серые песчаники средне-крупнозернистые, зеленовато-серые алевролиты, неясные органические остатки	50 „
9. Вишнево-красные микрокослоистые, тонкополосчатые песчаники и песчаные алевролиты	45 „
10. Лилово-серые и серые среднезернистые однородные толстослоистые песчаники с прослоями зеленовато-серых и вишневых алевролитов <i>Lingula</i> sp.	110 „
11. Лилово-красные и серо-лиловые песчаники мелкозернистые, средне-, толстоплитчатые, слабоизвестковистые, иногда косослоистые, переслаивающиеся с вишнево-красными алевролитами и аргиллитами	185 м
12. Вишнево-красные алевролиты известковые, песчано-глинистые, неоднородные, тонкослоистые и тонкорассланцованные с редкими прослоями лиловато-серых мелкозернистых известковистых однородных песчаников	230 „
13. Вишнево-красные яркие неоднородные песчано-глинистые, известковые алевролиты. Редкие прослойки песчаников	170 „
14. Вишнево-красные алевролиты и песчаники, мелкозернистые, известковистые, косослоистые <i>Lingula bechei</i> (?) Salt.	30 „
15. Зеленовато-серые и серые алевролиты и песчаники	15 „
16. Песчаники мелкозернистые, слабоизвестковистые, глинистые, правильнослоистые, реже косослоистые, и алевролиты неоднородные песчано-глинистые. В основании лилово-серые, вверху появляются зеленовато-серые прослойки <i>Calliop</i> sp., <i>Endoceras</i> sp.	180 „

Общая мощность разреза 1590 м.

На последней пачке совершенно согласно с ней залегают принадлежащие чергакской свите грязно-зеленые известково-глинистые алевролиты и песчаники с прослоями известняков, содержащих силурийскую фауну (мшанки, брахиоподы, трилобиты).

Далее нами приводятся характеристика и распространение каждой подсвиты.

Нижняя подсвита широко распространена в центральной части Хемчикской зоны, где она слагает ядра крупных антиклиналей. В большинстве случаев разрез подсвиты неполный (низы ее не обнажены).

В составе подсвиты выделяются две толщи: нижняя — пестроцветная, относительно грубозернистая (алевролитопесчаниковая) и верхняя — красноцветная алевролитопесчаниковая.

Нижняя толща более значительной мощности сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами, реже аргиллитами. Встречаются маломощные прослойки межформационных конгломератов и гравелитов. Породы окрашены преимущественно в грязно-зеленый цвет, местами наблюдается чередование зеленовато-серых и вишнево-красных пачек. Характерен полимиктовый состав обломочного материала (кварц, полевые шпаты, слюда, кремнистые породы, сланцы, эффузивы). Цемент песчаников и алевролитов во многих случаях известковистый. Довольно часто встречается внутрислоевая и межслоевая конгломерация из плоских обломков и галек голубовато-серого или

вишнево-красного аргиллита или алевролита. Слоистость пород обычно правильная, иногда наблюдается микрокосослоистость. Поверхности напластования пород либо ровные, либо бугроватые со следами жизнедеятельности и остатками проблематичных форм или со знаками ряби и трещинами усыхания.

Верхняя толща сложена тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, окрашенными в коричневато-красный и вишнево-красный цвет. Породы имеют обломочный материал полимиктового состава и глинисто-карбонатный цемент. Характерна тонкая правильная слоистость (ровные поверхности напластования, покрытые многочисленными чешуйками слюды). Встречаются прослои межпластовой брекчии.

Общая мощность нижней подсвиты от 600 до 1000 м.

Средняя подсвита сложена преимущественно песчаниками и конгломератами; делится на две толщи — конгломератовую внизу и песчаниковую сверху.

Нижняя толща сложена грубогалечными и валунными конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками. Более грубый материал сосредоточен в нижней части толщи. Валуны достигают 50—60 см в поперечнике. Обычно преобладают гальки диаметром 3—10 см, округлой формы, полуокатанные и полуугловатые; распределены в цементирующей массе беспорядочно. Обломочный материал конгломератов представлен чаще всего кремнистыми породами и кварцем (35—55%), в меньшей степени песчаниками и алевролитами (от 5 до 30%), различными эффузивами (15—30%), карбонатными породами (5—10%), интрузивными и жильными породами (5—10%). В разрезе по р. Улуг-Хондергей резко увеличивается количество галек эффузивных пород и сокращается процент галек осадочных. Цементирующей массой конгломератов является неравномернозернистый полимиктовый песчаник с глинисто-карбонатным цементом. Вверх по разрезу количество галек и их размер уменьшается; появляются прослои крупнозернистых песчаников со знаками ряби (волновой и течений). Толща служит прекрасным маркирующим горизонтом при геологическом картировании. Мощность ее около 100 м.

Верхняя толща сложена полимиктовыми, преимущественно среднезернистыми песчаниками серого, зеленовато-серого и желтовато-серого цвета; многие из них по цвету напоминают размолотый черный перец («перечные» песчаники). Толща отличается исключительным однообразием. Изредка в ней встречаются тонкие прослои лилово-серых алевролитов и еще реже — гравелитов. Мощность толщи 800—1300 м.

Общая мощность средней подсвиты до 1400 м.

Верхняя подсвита имеет максимальное распространение, занимая большие площади на северной окраине и в центре Хемчикской котловины; разделяется на три толщи: нижнюю — конгломератовую, среднюю — песчаниковую и верхнюю — красноцветную.

Нижняя толща сложена конгломератами, пудингами и песчаниками с рассеянной редкой галькой. Валунные и крупногалечные конгломераты располагаются в нижней части разреза в виде пластов и вытянутых линз. Преобладают гальки диаметром 3—6 см; валуны достигают 20—30 см в диаметре. Валуны и гальки полуокатанные или полуугловатые. Состав обломочного материала разнообразный: кремнистые породы 10—40%, различные эффузивы 50—75%, гранит и гранодиорит 2—12%, жильные породы 5—10%; осадочные (песчаники и

алевролиты) от 1—2 до 10—12%. Цемент конгломератов — неравномернозернистый полимиктовый песчаник серо-зеленого цвета. В восточном направлении замечается увеличение количества эффузивных изверженных пород среди обломочного материала. Породы толщи — толсто-слоистые, толстоплитчатые с неровными бугроватыми поверхностями напластования. В отличие от конгломератовой толщи средней подсвиты здесь в составе обломочного материала отсутствуют карбонатные породы и преобладают изверженные; кроме того, характерно наличие пуддингов и песчаников с рассеянной хорошо окатанной галькой. Мощность нижней толщи порядка 100—200 м.

Средняя толща сложена преимущественно песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов; иногда встречаются небольшие линзочки конгломератов. Резко преобладает зеленовато-серая окраска пород. Песчаники средне- и мелкозернистые, полимиктовые, известковистые; в нижней части разреза наблюдается рассеянная хорошо окатанная галька до 3—5 см в поперечнике. Распределение карбонатного материала в песчанике обычно неравномерное. Наблюдаются округлые участки, или образования с повышенной известковистостью. Отдельные слои содержат значительное количество их. При выветривании эти образования разрушаются быстрее окружающей породы, превращаясь в небольшие округлые полости диаметром от 0,5—1 до 5—6 см (песчаники становятся «дырчатыми»). Породы толщи правильно-слоистые, преимущественно среднеслоистые. Часто встречается внутрипластовая брекчия зеленовато-серых и лилово-серых алевролитов или аргиллитов. В верхней части разреза возрастает число прослоев тонкослоистых пород и появляются красноцветные песчаники. Мощность средней толщи достигает 800—1000 м.

Верхняя (красноцветная) толща, как показали работы В. В. Волкова, не является стратиграфически выдержанным горизонтом; местами она исчезает, замещаясь по простиранию сероцветными песчаниками, неотличимыми от нижележащей толщи, причем сохраняется совершенно согласное залегание; местами же эта толща резко увеличивается в мощности. На левобережье Хемчика и правобережье Енисея (в районе рек Беделиг — Орта-Хем) эта толща становится пестроцветной. Обычно толща сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами большей частью вишнево-красной окраски. Пестроцветная толща состоит из перемежающихся вишнево-красных пачек с голубовато-серыми или зеленовато-серыми. Песчаники от крупно- до мелкозернистых, полимиктовые или олигомиктовые с глинисто-карбонатным или карбонатным цементом. Часто наблюдается межпластовая и внутрипластовая конглобрекчия. Изредка встречаются прослои серых и лиловато-серых «дырчатых» песчаников. Алевролиты и аргиллиты либо образуют тонкие прослои между слоями песчаников, либо мощные пачки. В верхней части толщи породы более тонкозернистые; появляются прослои грязно-зеленых алевролитов. Мощность толщи 1000—1600 м.

Общая мощность верхней подсвиты изменяется от 1000 до 2400 м, обычно близка к 2000 м.

Разрезы шемущагской свиты, наблюдающиеся в разных районах, обнаруживают большое сходство между собой. Исключением является разрез к северо-востоку от г. Чадана (см. рис. 27, разрез 10), отличающийся значительным содержанием грубообломочного материала, сокращенной мощностью всех подсвит и отсутствием красноцветной толщи в верхней подсвите.

Мощность шемущагской свиты изменяется от 2500 до 4500 м.

Западно-Саянская зона

Манчурекская свита

В Западно-Саянской структурно-фациальной зоне ордовикские отложения представлены манчурекской свитой, прослеживающейся от верховьев Алаша в бассейне р. Ак-Суг.

Манчурекская свита залегает на аласугской свите верхнего кембрия. Есть много оснований предполагать угловое несогласие между ними. Однако непосредственных контактов, подтверждающих это предположение, пока не обнаружено. Взаимоотношения манчурекской свиты с более молодыми образованиями не установлены, так как она слагает ядра синклиналиных складок или обнажается в тектонических блоках, не имея нормальных контактов с более молодыми отложениями.

По сравнению с другими ордовикскими свитами Тувы манчурекская свита менее изучена. Сложена она обломочными пестроцветными породами: песчаниками, алевролитами, аргиллитами, в меньшей степени конгломератами и гравелитами. Резко преобладают песчаники.

В нижней части манчурекской свиты в бассейне руч. Ак-Адыр, левого притока Манчурека, в 1960 г. Е. В. Владимирская собрала органические остатки, среди которых Е. А. Модзалевской были определены остатки мшанок *Nicholsonella polaris* Modz., *N. aff. polaris* Modz., *N. aff. pulchra* Ulr., *N. aff. panderosa* Ulr., *Batostoma akadryika* Modz. sp. nov., *B. artynika* Modz. sp. nov., *Batostoma* sp., *Homotrypella* aff. *aperta* Astr., *H. aff. stricta* Astr., *H. elenae* Modz. sp. nov., *Homotrypella* sp., *Ceramopora grandis* Modz. sp. nov., *Ceramopora* sp., *Stellipora mantchurekensis* Modz. sp. nov., *Stellipora* sp., *Hallopora* sp., *Eridotrypa* sp., *Phaenopora* sp., *Pachydictia* sp. Комплекс мшанок, по заключению Е. А. Модзалевской, близок к таковому из мангазейского яруса Сибири. Раковины брахиопод, по определению О. Н. Андреевой, принадлежат к *Dinorthidae* и *Samarotoechia* sp.; представители первого из этих семейств широко распространены в среднем и верхнем ордовике. Кроме того, были найдены неопределимые остатки раковин гастропод, пеллеципод и разрозненных члеников криноидей.

В 1961 г. Д. В. Осадчей в том же пункте были сделаны дополнительные сборы. Остатки брахиопод и мшанок оказались принадлежащими к вышеперечисленным формам. По заключению В. П. Нехорошева, просмотревшего коллекцию с остатками мшанок, «наличие рода *Phaenopora* указывает на то, что возраст отложений не старше верхней половины среднего ордовика (не старше мангазейского яруса Сибирской платформы)». Таким образом, находки окаменелостей подтвердили ордовикский возраст манчурекской свиты.

Мощность манчурекской свиты окончательно не выяснена. Предполагают, что она не менее 4000—5000 м.

Куртушибинско-Хамсаринская зона (западная часть)

Малиновская свита

Малиновская свита была впервые описана на левобережье р. Уюк в окрестностях пос. Малиновки, от которого и получила свое название. Свита прослеживается в западной части Куртушибинско-Хамсаринской структурно-фациальной зоны. Она протягивается непрерывной полосой вдоль водораздельной части Куртушибинского хребта на правобережье Енисея от верховьев р. Чинге-Хем до бассейна р. Уюк. Залегает мали-

новская свита с угловым несогласием на породах нижнего кембрия или на аласугской свите верхнего кембрия. Контакт с нижним кембрием описан Н. М. Задорожной в районе верховьев рек Орта-Хем и Куйлуг-Хем. Контакт малиновской и аласугской свит изучен В. Г. Богомолковым, а также Н. М. Задорожной в нескольких пунктах на левобережье Уюка.

Малиновская свита согласно перекрывается силурийскими отложениями (таскыльской свитой, по В. Г. Богомолову, атчольской — по В. А. Благоднарову).

Малиновская свита сложена красноцветными или сероцветными песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами, аргиллитами с редкими прослоями известняков. Иногда в породах отмечаются косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания.

Опорный разрез малиновской свиты изучен на левобережье р. Уюк, выше устья Тарлыка (левого притока р. Уюк) и ниже пос. Малиновка, на участке к северу от старой мельницы. Этот посещавшийся многими геологами разрез описывается Е. В. Владимирской, Н. М. Задорожной и А. В. Кривободровой в следующем виде (снизу вверх):

- | | |
|--|---------|
| 1. На песчаниках и алевролитах верхнекембрийской аласугской свиты несогласно, с размывом залегают конгломераты от мелко- до крупногалечных. В составе галек преобладают кварц, кварциты и красные кремнистые породы | 200 м |
| 2. Гравелиты и песчаники серые и лилово-серые, грубокослоистые | 40—60 „ |
| 3. Алевролиты вишнево-красные, полосчатые, чередующиеся с лиловыми слабоволнистыми тонкозернистыми песчаниками | 80 „ |
| 4. Конгломераты лилово-серые с угловатой неокатанной галькой | 40 м |
| 5. Песчаники лилово-серые, грубозернистые, грубокослоистые с прослоями внутрипластовой брекчи | 170 „ |
| 6. Конгломераты лиловые, мелкогалечные | 20 „ |
| 7. Песчаники розовато-лиловые, крупнозернистые | 50 „ |
| 8. Алевролиты темно-лиловые, переслаивающиеся с лиловыми мелкозернистыми песчаниками. Породы тонкослоистые и тонкоплитчатые | 100 „ |
| 9. Конгломераты лиловые, мелкогалечные | 20 „ |
| 10. Гравелиты и грубозернистые песчаники, грубокослоистые с рассеянной галькой кварца | 150 „ |
| 11. Песчаники белые кварцевые, грубозернистые с редкими прослоями светло-серых аргиллитов | 80 „ |
| 12. Алевролиты и песчаники темно-лиловые, тонкозернистые правильно- и тонкослоистые с редкими маломощными прослоями грубозернистых песков | 100 „ |
| 13. Песчаники светло-лиловые, грубозернистые, грубокослоистые с «плавающей» галькой кварца и прослоями мелкогалечных конгломератов | 130 „ |
| 14. Песчаники, алевролиты грязно-зеленые с прослоем песчанистого известняка | 75 „ |
| 15. Песчаники грязно-зеленые, мелкозернистые. В основании песчанистые известняки с <i>Syntrophinella</i> sp., <i>Nanorthis</i> sp., <i>Rhysostrophia</i> (?) sp., <i>Symphysurus</i> sp., <i>Halophialia</i> sp., <i>Scenella</i> sp. | 100 „ |
| 16. Алевролиты темно-серые, известковистые битуминозные, тонкослоистые и зеленовато-серые, мелкозернистые песчаники, линзы светло-серых, толстослоистых неоднородных известняков. В алевролитах <i>Orthambonites</i> aff. <i>bellus</i> Соор., <i>Paurorthis</i> cf. <i>fasciculata</i> Соор., <i>Glyptambonites glyptus</i> Соор., <i>Cybele</i> aff. <i>planifrons</i> Web., <i>Symphysurus</i> cf. <i>exactus</i> Tchug., <i>Carolinites</i> aff. <i>genacinaca</i> Ros., <i>Bulbaspis</i> cf. <i>ovulum</i> (Web.) <i>Plesiomagalaspis</i> aff. <i>estonica</i> Tjernv., <i>Ermanella</i> (?) sp., <i>Plussacrinus</i> cf. <i>ljabellum</i> Yelt | 350 „ |
| 17. Песчаники и алевролиты серого и желтовато-серого цвета, средне- и тонкослоистые | 100 „ |
| 18. Песчаники с прослоями гравелитов и линзой известняков в верхней части пачки. Песчаники желтовато-серые и зеленовато-серые. В известняках <i>Ceratopea</i> cf. <i>keithi</i> Ulrich, <i>Ceratopea</i> cf. <i>capuliformis</i> Oдер, <i>Ceratopea</i> cf. <i>tennesseensis</i> Oдер, <i>Chasmops</i> sp. | 250 „ |
| 19. Песчаники вишнево-красные, лиловые, реже желтовато-серые, от средне- до грубозернистых, полимиктовые, пятнистые с плавающей галькой. Прослои лилово-красных, мелкогалечных конгломератов и гравелитов с белой кварцевой галькой, мелкой и угловатой | 350 „ |

20. Переслаивание лиловых и голубовато-зеленх, тонкозернистых песчаников и алевролитов	80 м
21. Песчаники лилово-красные, грубозернистые, полимиктовые, толсто-слоистые. Иногда наблюдается косая слоистость и тонкая полосчатость. Встречаются редкие прослои мелкогалечных конгломератов и гравелитов, рассеянные гальки	650 „
22. Переслаивание песчаников, известняков и алевролитов. Песчаники зеленовато-серые мелкозернистые. Известняки темно-серые, массивные с гиолитами	175 „
23. Песчаники лилово-серые, мелкозернистые с косой слоистостью, среднеплитчатые	280 „

Общая мощность разреза около 3200 м.

Пачки 1—13 приведенного разреза отвечают нижней подсвите малиновской свиты, пачки 14—18 — средней и пачки 19—23 составляют верхнюю подсвиту.

Выше согласно залегают конгломераты и песчаники таскыльской (атчольской) свиты нижнего силура.

Ниже приводится сводная характеристика и описывается распространение каждой подсвиты.

Нижняя подсвита повсеместно сложена грубообломочными породами: конгломератами, гравелитами, песчаниками; алевролиты образуют редкие тонкие прослои. В восточной части области развития подсвиты породы преимущественно красноцветные; в западном направлении появляется значительное число сероцветных прослоев. Конгломераты крупногалечные и валунные неоднородные, образуют пачки от нескольких метров до 100—200 м мощностью. Обломочный материал плохо отсортирован. Вверх по разрезу подсвиты число слоев конгломератов и их мощность уменьшаются. Гальки и валуны конгломератов состоят из кварца, микрокварцитов (преимущественно сургучно-красных), эффузивных и изверженных пород; очень редко встречаются гальки осадочных пород.

Песчаники крупно-, среднезернистые неоднородные, часто с рассеянными гравийными зернами и угловатыми или полуугловатыми гальками. Среди красноцветных песчаников встречаются маркирующие пачки светло-серых, почти белых песчаников или тонкополосчатых пестроокрашенных алевролитов. Для западных разрезов, наряду с лилово-серой, характерна голубовато-серая и серая окраска пород. Породы нижней подсвиты преимущественно толстослоистые с неровными поверхностями напластования. Вверх по разрезу появляются прослои мелкозернистых песчаников и алевролитов. Переход к вышележащей подсвите постепенный.

Мощность нижней подсвиты от 400 до 1200 м.

Средняя подсвита сложена сероцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами с линзами и прослоями известняков. Песчаники — грязно-зеленые, серые, голубовато-серые средне- и мелкозернистые, известковистые с бугроватыми поверхностями напластования, правильно слоистые. Алевролиты и аргиллиты зеленовато-серого или темно-серого, почти черного цвета, тонко- и правильно слоистые. Известняки — серые, зеленовато-серые и неоднородные; местами окремнены. Прослои известняков по простиранию переходят в песчанистые известняки, а затем в известковистые песчаники. Известняки массивные или толстослоистые, кавернозные с поверхности выветривания. Карбонатность разрезов средней подсвиты увеличивается в восточном направлении. В верхней части подсвиты встречаются прослои лиловато-серых пород.

В средней подсвите во многих пунктах были собраны окаменелости: раковины брахиопод и гастропод, обломки скелетов мшанок, членики криноидей, щитки трилобитов и колпачковидные образования. По за-

ключению Г. Г. Астровой, изучавшей мшанки из сборов Г. А. Кудрявцева на левобережье Уюка в 1947 г., «многие формы принадлежат роду *Stigmatella* и ближе всего напоминают *Stigmatella claviformis* Ulrich, ряд других относится к роду *Eridotrypa* и особенно напоминают вид *Eridotrypa acdilos* Eichw., что дает возможность считать возраст вмещающих пород скорее всего ордовикским». Из тех же сборов колпачковидные образования были определены О. И. Никифоровой как *Angarella*(?) sp. Из коллекции, собранной здесь же Н. С. Зайцевым и В. В. Сажинной в 1955 г., остатки трилобитов были определены М. Н. Чугаевой как *Asaphus* sp., *Remopleurides* sp., *Raphiophorus* sp. (cf. *usunensis*? Tschug.), *Homotelus* sp. (cf. *rubzovensis*? Web.) и *Protopliomerops*? sp.

Из коллекций Е. В. Владимирской и А. В. Кривободровой (1956—1958 гг.), собранных на участке описания основного разреза (к северу от старой мельницы), также были сделаны многочисленные определения. Брахиоподы, по заключению О. Н. Андреевой, в основании подсвиты представлены *Syntrophinella* sp., *Nanorthis* sp., *Rhysostrophia*(?) sp., характерными для верхней части нижнего ордовика. Здесь же найдены трилобиты *Symphysurus* sp. и гастроподы в виде невысоких колпачков *Halophialia* sp., *Scenella* sp. и членики криноидей. В вышележащей пачке из брахиопод определены *Orthambonites* aff. *bellus* Cooper, *Paurorthis* cf. *fasciculata* Cooper, *Glyptambonites gliptus* Cooper, *Plectambonites* sp., *Samarellidae*(?), принадлежащие, по О. Н. Андреевой, уже к низам среднего ордовика. Из этой же пачки З. А. Максимова были определены трилобиты *Carolinites* aff. *genacinaca* Ross, *Apatokephalus striatus* sp. nov., *Apatokephalus* sp., *Bulbaspis* cf. *ovulum* (Web.), *Plesiomegalaspis* aff. *estonica* Tjernv., *Plesiomegalaspis* sp., *Cybele* aff. *planifrons* Web., *Cybele* subgen. et sp. nov., *Symphysurus* cf. *exactus* Tschug., *Symphysurus* sp., *Niobe* sp., *Ermanella*(?) sp., *Ampyx* sp., *Ampixina*(?) sp., *Tretaspis* sp., *Lisogorites*(?) sp. По ее заключению, вмещающие породы, вероятно, относятся к верхней части нижнего ордовика: «...наряду с *Apatokephalus*, обычно характеризующим верху триадаока, здесь присутствуют *Cybele*, появляющиеся с середины нижнего ордовика, но более обычные для среднего отдела системы. Представители рода *Carolinites* в Северной Америке встречаются в низах нижнего ордовика, но в 1953 г. близкий вид был описан Хинтце из верхней части нижнего ордовика. *Ermanella* — новый род, описанный из кривошхского яруса Сибирской платформы (низы среднего ордовика). *Plesiomegalaspis estonicus* Tjernv. характерен для верхней части нижнего ордовика Швеции и Прибалтики. Два вида близки к описанным из низов среднего ордовика Чу-Илийских гор (*Bulbaspis* cf. *ovulum* (Web.) и *Symphysurus* cf. *exactus* (Tschug.)). Гастроподы из этих же пластов оказались неопределимыми, наутилоидеи представлены родом *Michelinoceras* sp., имеющим широкое распространение. Мшанки определены Е. А. Модзалевской как *Hallopora* sp. и *Eridotrypa* sp. Криноидеи *Pentagonocyclicus subrugosus* Yelt. sp. nov. и *Plussacrinus* cf. *flabellum* Yelt., по заключению Р. С. Елтышевой, характерны для среднего ордовика.

В самой верхней части подсвиты в опорном разрезе были обнаружены колпачковидные крышечки гастропод, определенные В. А. Востокковой как *Ceratopea* cf. *keithi* Ulrich, *Ceratopea* cf. *capuliformis* Oeder, *Ceratopea* cf. *tennesseensis* Oeder. По заключению В. А. Востокковой, отложения с *Ceratopea* следует отнести к верхней части нижнего ордовика и низам среднего (*Ceratopea* описаны из верхней части канадиана в Северной Америке). Вместе с колпачками при их препарировке

был обнаружен трилобит *Chasmops* sp. (определение Е. А. Балашовой), не встречающийся ниже среднего ордовика.

Из сборов Н. М. Задорожной в известковистых песчаниках средней части малиновской свиты определены многие формы. В верховьях Эйлиг-Хема были собраны остатки гастропод *Ceratopea* cf. *capuliformis* O d e r., *Pararaphistoma*(?) sp., *Lesueurilla*(?) sp., наутилоидей — *Micelinocerap* sp., трилобитов *Asaphus* aff. *bröggeri* S c h m., *Isotelus*(?) *stacyi* S c h m. Указанные трилобиты характерны для верхней части нижнего ордовика и низов среднего. Из сборов в районе верховьев р. Таловка В. А. Востоковой определены *Orthonychia*(?) sp., *Ceratopea* cf. *capuliformis* O d e r. и отпечаток характерной гастроподы(?), по скульптуре напоминающей встреченную ранее в верхах чуньского яруса на Сибирской платформе (в бассейне р. Мойеро). На Куртушибинском хребте между верховьями ключей Андреевского и Никольского были найдены криноидеи *Chirocrinus* sp. и *Pentagonopentagonalis* ex gr. *tridens* Y e l t., характерные для среднего ордовика, а также *Ceratopea*. На северном склоне Куртушибинского хребта, на левобережье ключа Ивановка были найдены остатки трилобитов и гастропод плохой сохранности.

Мощность средней подсвиты 400—900 м.

Верхняя подсвита сложена песчаниками с прослоями гравелитов, алевролитов и конгломератов. Конгломератов значительно больше в западных разрезах, чем в восточных. Песчаники разнообразны: от мелко- до крупнозернистых лиловато-серого, зеленовато-серого, желтовато-серого цвета. В восточных разрезах преобладает лилово-серая окраска пород. В опорном разрезе в верхней части подсвиты Г. П. Александровым и О. И. Антоновой были обнаружены темно-серые оолитовые толстослоистые известняки с гиолитами. В западных разрезах встречались известковистые стяжения в алевролитах верхней части подсвиты.

Мощность верхней подсвиты от 800 до 1500 м. Мощности малиновской свиты порядка 1600—3600 м.

Куртушибинско-Хамсаринская зона (восточная часть)

Систигхемская свита

Систигхемская свита развита только в северо-восточной Туве в бассейне среднего течения Бий-Хема (Бол. Енисей). Выходы отложений систигхемской свиты на дневную поверхность можно наблюдать на правобережье указанной реки в бассейнах рек Систиг-Хем, Чаваш, Сейба, Ожу, а также в бассейнах рек Хоор-Ос, Эк-Хем, Сибирячка, Холодная, Улуг-О, Бус, являющихся левыми притоками Бол. Енисей. Систигхемская свита была выделена и палеонтологически охарактеризована В. А. Благоднавым в 1955 г. в бассейне р. Систиг-Хем.

Породы свиты с разрывом залегают на гранитоидах нижнепалеозойского интрузивного комплекса или несогласно перекрывают вулканогенные нижнекембрийские образования (рис. 28). В бассейне р. Систиг-Хем, в нижнем течении р. Ончан она с небольшим азимутальным и угловым несогласием лежит на песчаниках аласугской свиты. Перекрывается систигхемская свита совершенно согласно и с постепенным переходом отложениями атчольской или таскыльской свит. Верхняя граница систигхемской свиты условно приводится по полному исчезновению из разреза грубо- и среднеобломочных отложений и появлению мелко- или тонкозернистых красноцветных песчаников и алевролитов.

Сложена систигхемская свита по преимуществу терригенными отло-

жениями: песчаниками, гравелитами, конгломератами, реже алевролитами и аргиллитами. В верхней половине разреза на некоторых участках присутствуют прослой эффузивов кислого состава и их туфов. Цвет пород лиловый, лиловато-бурый, коричневый, реже зеленый и серый. Для значительного числа терригенных пород характерны косая слоистость, знаки ряби и трещины усыхания. Очень часто присутствует внутрислоевая брекчия.

В бассейнах рек Систиг-Хем, Чаваш, Сейба систигхемская свита по литологическим особенностям, окраске пород и другим признакам подразделена В. А. Благоднавым на три подсвиты: нижнюю (преимущественно песчаниковую с подчиненными прослоями гравелитов и конгломератов), среднюю (сложенную песчаниками, алевролитами и аргиллитами с остатками ангарелл) и верхнюю (состоящую из песчаников, гравелитов и конгломератов, с прослоями кислых эффузивов и их туфов).

Указанное членение свиты вследствие фациальной изменчивости отложений не выдерживается на всей площади ее распространения. Так, в долине Бол. Енисея ниже устья Систиг-Хема и в бассейнах некоторых его левых притоков систигхемская свита делится только на две части. Нижняя, большая, часть охватывает нижнюю и среднюю из указанных выше подсвит; верхняя — соответствует верхней подсвите. На хр. Таскыл в силу той же фациальной изменчивости систигхемская свита не расчленена совсем.

Нижняя подсвита представлена в основном буровато-лиловыми, серо-лиловыми и красновато-серыми песчаниками с резко подчиненным количеством конгломератов, гравелитов, алевролитов.

В бассейне р. Чаваш, ниже р. Кара-Пуш-Хем наблюдалось непосредственное налегание лиловых мелкозернистых песчаников нижней подсвиты систигхемской свиты на гнейсовидные габброиды, принадлежащие нижнепалеозойскому интрузивному комплексу. Песчаники заполняют неровности на поверхности интрузивных пород и трещины в них и содержат вблизи контакта большое количество мелких (0,5—1 см) их обломков.

В бассейне Систиг-Хема, в нижнем течении р. Ончан песчаники нижней подсвиты залегают со значительным несогласием на песчаниках нижней подсвиты аласугской свиты. Для последней здесь характерны выдержанные северо-западные простирания с чередующимся юго-западным и северо-восточным падением слоев под углами 50—60°. Породы систигхемской свиты на левом берегу р. Ончан образуют спокойную синклинальную складку с оборванным северо-восточным крылом, причем в центральной части складки наблюдаются падения слоев на юго-восток и северо-восток под углами 10—15°. Общее простирание осей складок в аласугской и систигхемской свитах приблизительно одинаковое.

Наиболее полно нижняя подсвита представлена вблизи устья р. Хамсара в районе впадения в нее р. Уза, где породы ордовика ложатся на гранитоиды нижнепалеозойского (таннуольского) интрузивного комплекса. Разрез подсвиты на этом участке следующий:

1. Лиловато-серые в основном неравномернозернистые песчаники, изредка содержащие отдельную гальку и гравийные зерна. Среди песчаников присутствуют прослой небольшой мощности гравелитов, мелкогалечных конгломератов и алевролитов

330 м

2. Лиловато-серые и лиловые валунные конгломераты с хорошо окатанными, но плохо отсортированными валунами и гальками преимущественно кислых эффузивов и гранитоидов. Цементом служит неравномернозернистый песчаник

35 „

3. Лиловато-серые и лиловые разнообразные по зернистости песчаники

220 „

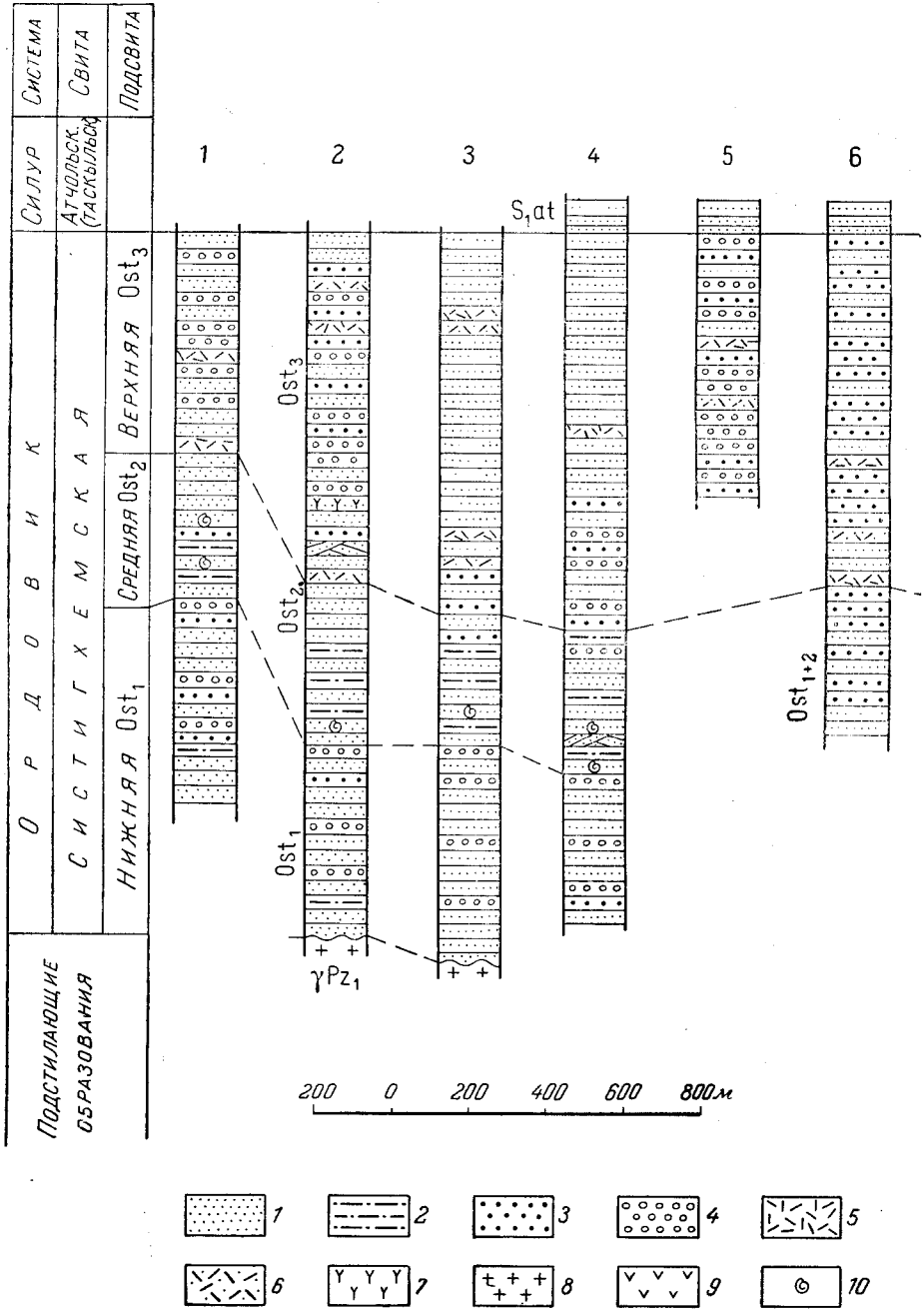
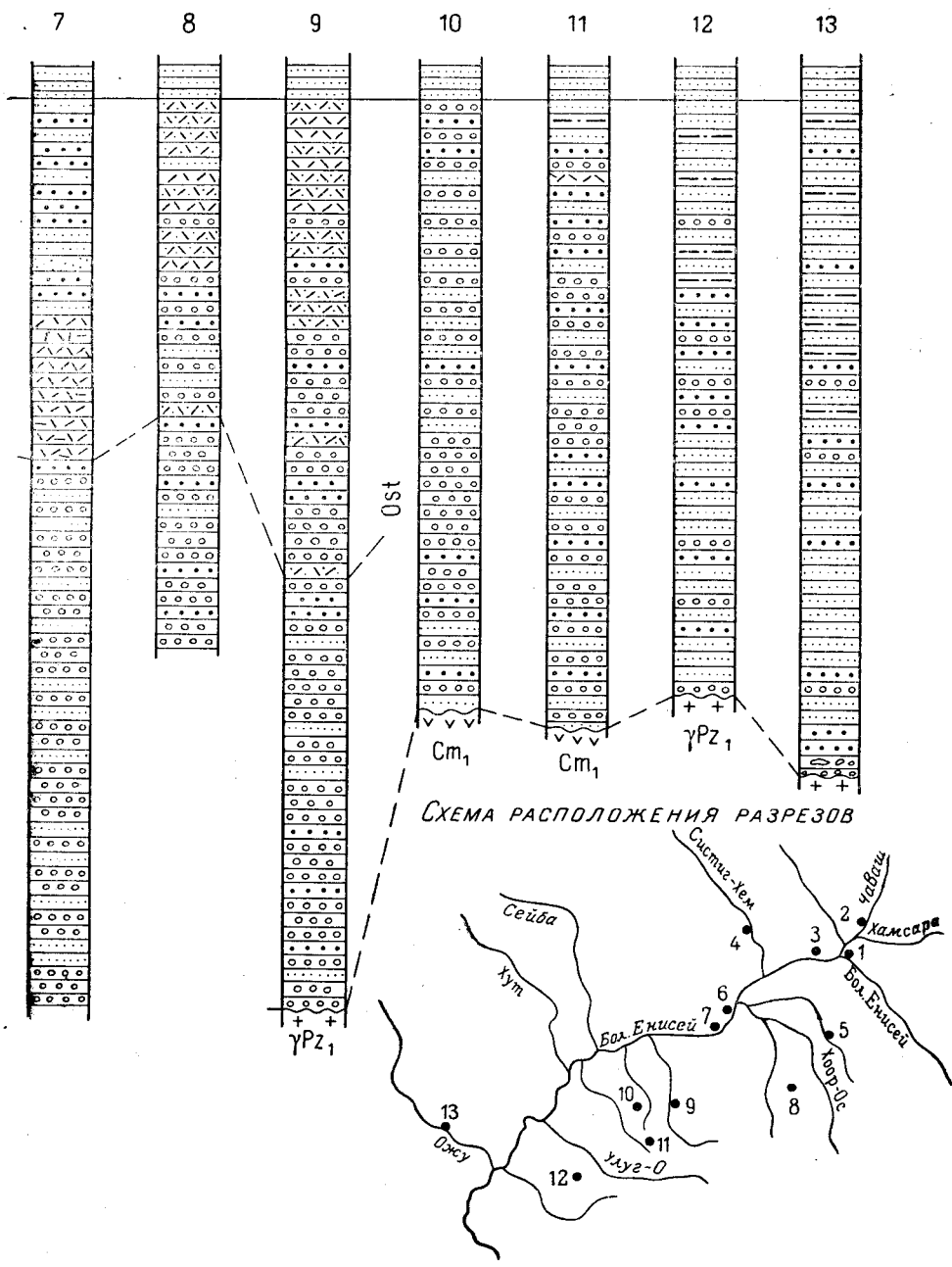


Рис. 28. Схема сопоставления разрезов систиг
 Разрезы: 1 — стрелка Бол. Енисей — Хамсары; 2 — р. Чаваш, ниже р. Кара-Пуш-Хем; водораздел Хор-Оса и Хадын-Баша; 9 — р. Эк-Хем, 10 — р. Сибирячка; 11 — верховье 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — гравелиты; 4 — конгломераты; 5 — эффузивы кислого лезойского комплекса; 9 — эффузивы



хемской свиты (составил В. А. Благодрагов)

3 — р. Урупер; 4 — р. Сисиге-Хем; 5 — р. Хелескелиг; 6 и 7 — правобережье Бол. Енисея; 8 — р. Холодная; 12 — водораздел рек Буса и Улуг-О; 13 — р. Ожу
состава; 6 — туфы кислого состава; 7 — туфы смешанного состава; 8 — гранитоиды нижнепалеозойского кембрия; 10 — фауна (ангареллы)

Суммарная мощность здесь составляет около 600 м.

В обломочном материале перечисленных пород в значительном количестве присутствуют кислые эффузивы, содержание которых нередко достигает 80%. Остальные 20% приходится на долю интрузивных пород, кварца, кислого плагиоклаза, средних эффузивов, калиевого полевого шпата и карбоната. Очень редко (в виде исключения) встречаются гальки песчаников, сходных с песчаниками аласугской свиты. Количество галек интрузивных пород возрастает с запада на восток. В конгломератах галька и валуны обычно хорошо окатаны, но плохо отсортированы; цемент песчаный. В песчаниках окатанность обломков весьма различная, а цемента очень мало.

На других участках подсвита имеет примерно такое же строение и такую же мощность. Исключение представляет участок верхнего течения р. Сейба, где в основании подсвиты наблюдается песчано-алевролитовая пачка, отсутствующая в других местах. Мощность подсвиты здесь возрастает до 1500 м.

Средняя подсвита сложена в основном сероцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами; изредка присутствуют гравелиты и конгломераты.

Разрез подсвиты и ее контакт с подстилающими отложениями изучены в ряде пунктов в долине р. Систиг-Хем, бассейне Чаваша и других местах. На междуречье Уза—Оя-Дезиг (бассейн Чаваша) этот разрез имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Залегающие на лиловых песчаниках нижней подсвиты неравнозернистые коричневато-серые полимиктовые песчаники с прослоями серых и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников и алевролитов. В верхней части слоя найдены остатки брахиопод, определенных Е. В. Владимирской как <i>Angarella</i> sp.	около 20 м
2. Переслаивание лиловато-серых, серых и лиловых мелко-, средне- и неравнозернистых песчаников. В подчиненном количестве присутствуют прослои зеленовато-серых, бурых, лиловато-бурых алевролитов	около 25 „
3. Средне- и неравнозернистые песчаники (с обломками розовых гранитов)	10 „
4. Среднезернистые лиловые песчаники с прослоями бурых алевролитов	около 15 „
5. Переслаивание мелко- и среднезернистых коричневато-бурых, серых и лиловых песчаников	25 „
6. Чередование средне- и мелкозернистых серых и лиловых песчаников с немногочисленными прослоями алевролитов и гравелитов	около 150 „
7. Серые, коричневато-серые, средне- и неравнозернистые песчаники	около 50 „

Суммарная мощность около 300 м.

Описанные песчаники и алевролиты по петрографической характеристике довольно близки соответствующим породам из нижней подсвиты систигхемской свиты и отличаются от них более значительным количеством известковистого материала в цементе.

В долине р. Систиг-Хем для средней подсвиты характерно переслаивание пестроокрашенных песчаников, алевролитов, аргиллитов, реже гравелитов, в которых в нижней трети разреза присутствуют весьма обильные *Angarella* ex gr. *lopatini* A s a t. и *Angarella* sp. (сборы В. А. Благонравова, определения Е. В. Владимирской). Вместе с ангареллами найдена, по определению В. А. Востоковой, гастропода *Archaeophialia* sp.(?). Здесь же в бассейне р. Карга И. И. Даниловым был найден трилобит *Ogygites*(?) sp.

На правом берегу р. Бий-Хем вблизи устья р. Урунер разрез средней подсвиты (нижний контакт ее здесь не вскрыт) начинается пере-

слаиванием различно окрашенных песчаников, алевролитов и аргиллитов, в которых В. А. Благодеровым найдены брахиоподы, определенные Е. В. Владимирской как *Angarella ex gr. lopatini* A s a t. и *Angarella* sp. Мощность этой части разреза составляет около 20 м. Выше залегают различные по зернистости и окраске песчаники, среди которых имеются немногочисленные прослои алевролитов, аргиллитов, конгломератов и гравелитов. Суммарная мощность разреза здесь несколько превышает 300 м.

Несколько иной разрез средней подсвиты систигхемской свиты описан на стрелке Хамсары и Бий-Хема. Там преимущественно развиты розовато- и желтовато-серые неравнозернистые песчаники, имеющие мощность около 300 м. В этих породах, содержащих редкие прослои мелкогалечных конгломератов, а также лиловато-зеленых и зеленовато-серых песчаников, П. А. Никитчиным и А. М. Данилевич были найдены единичные отпечатки *Angarella* sp.

На остальных участках своего распространения средняя подсвита сложена пестроцветными или сероцветными терригенными породами, содержащими нередко остатки тех же брахиопод, которые сосредоточены, как правило, в нижней половине или даже в нижней трети разреза. Эта часть разреза представлена обычно частым чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов.

В. Г. Богомоловым в области развития пород систигхемской свиты в верховье р. Сейба были описаны темно-серые битуминозные известняки со своеобразными вытянутыми колпачковидными образованиями, похожими, по заключению В. А. Востоковой, на аналогичные окаменелости, найденные Н. М. Задорожной в верховьях р. Эйлиг-Хем и определенные в обоих случаях как *Orthonychia*(?) sp. Вместе с ними были обнаружены *Ceratopea* sp., трилобит *Protoptliomerops*(?) sp. и отпечатки мелких тонкоробристых замковых брахиопод. Мощность подсвиты в верховье р. Сейба, по данным Н. Н. Хераскова и М. В. Дуранте, достигает 750—800 м.

В целом мощность средней подсвиты систигхемской свиты колеблется от 300 до 800 м.

Верхняя подсвита состоит из песчаников, гравелитов и конгломератов, среди которых присутствуют прослои кислых эффузивов и их туфов. Характерны красные, лиловые, коричневые и розовые тона окраски. Нижняя граница подсвиты проводится по появлению в непрерывном разрезе прослоев кислых эффузивов и их туфов или крупногалечных конгломератов.

Детальные разрезы верхней подсвиты описаны в долинах Систигхема, Чаваша (междуречье Уза — Оя-Дезиг) на стрелке Бол. Енисея и Хамсары и в других местах.

На междуречье Уза — Оя-Дезиг наблюдается следующий разрез:

1. Залегающие на коричневато-серых песчаниках средней подсвиты лиловые кварц-полевошпатовые порфиры	5 м
2. Коричневые неравнозернистые песчаники с галькой и гравийными зёрнами кислых эффузивов	около 200 „
3. Серые с желтоватым оттенком пепловые туфы с обломками зеленых рассланцованных пород	4 „
4. Неравнозернистые коричневые песчаники, переходящие в мелкогалечные конгломераты	3 „
5. Серовато-зеленые пепловые туфы	10 „
6. Бурые мелко- и крупногалечные конгломераты, чередующиеся с неравнозернистыми, гравийными песчаниками и содержащие прослои мелкозернистых песчаников	около 400 „
7. Бурые конгломераты, гравелиты, песчаники с прослоями кислых эффузивов и туфов, мощность которых обычно не превышает 10 м	около 300 „

Суммарная мощность около 1000 м.

Обломочный материал песчаников, конгломератов и гравелитов плохо отсортирован и представлен в основном кислыми эффузивами, интрузивными и кремнистыми породами, кварцем и полевыми шпатами. Окатанность обломков в песчаниках и гравелитах весьма различная, часто обломки имеют угловатую форму. Галька и валуны конгломератов в основном хорошо окатаны. Размер гальки часто достигает 10 см, нередко встречаются валуны до 0,5—0,8 м и даже до 1,5 м в поперечнике (рис. 29). Сложены гальки и валуны в основном интрузивными породами.

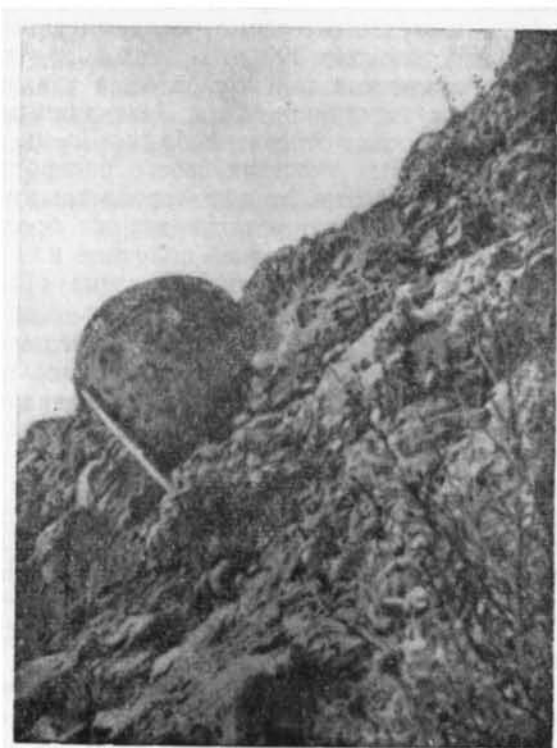


Рис. 29. Крупногальчатые конгломераты средней подсвиты систигхемской свиты. Бассейн левобережья р. Бий-Хем, среднее течение

зивными породами разнообразного состава (габброидами, гранодиоритами, гранитами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами и др.), а также кислыми эффузивами и кремнистыми породами. Цементов во всех породах очень мало; состав его кварцевый, известковистый, халцедоновый. Часто он представлен более мелким материалом того же состава, что и крупные обломки. Иногда в цементе присутствуют новообразованные хлорит, эпидот, серицит.

Верхняя подсвита отличается значительной фациальной изменчивостью, выражающейся прежде всего в невыдержанности пачек и прослоев вулканогенных пород, которые в одних местах отсутствуют совсем, в других же занимают значительное место в разрезе подсвиты. Изменчивым является также состав и количественные соотношения грубообломочных пород.

Мощность верхней подсвиты систигхемской свиты составляет 1000—1200 м.

Общая мощность систигхемской свиты варьирует от 1600 до 3500 м.

Общие выводы

Ордовикские отложения Тувы обладают рядом общих особенностей. Во всех структурно-фациальных зонах они представлены мощным комплексом терригенных пород, в котором резко преобладают песчаники. Значительную роль в разрезе играют алевролиты, гравелиты и конгломераты. В резко подчиненном количестве встречаются аргиллиты. Крайне редки карбонатные и карбонатно-глинистые отложения. Только на востоке Тувы встречены в подчиненном количестве в верхней части ордовикских отложений вулканогенные образования. Широко развиты среди ордовикских толщ Тувы красноцветные породы. Они особенно широко распространены на востоке Тувы, а также развиты и на западе, где присутствуют в манчурекской свите и характерны для низов и верхов шемущдагской и малиновской свит. Намечается и некоторая общая последовательность смены одних пород другими в разрезе ордовика Тувы, что позволяет делить ордовикские отложения в большинстве случаев на три части, соответствующие подсвитам шемущдагской, малиновской и систигхемской свит (см. табл. 6)*.

Таблица 6

Схема сопоставления ордовикских отложений Тувы

Стратиграфические подразделения	Структурно-фациальные зоны						
	Хемчикская зона	Западно-Саянская зона	Куртушибинско-Хамсаринская зона				
			западная часть		восточная часть		
Перекрывающие отложения	<i>Чергакская свита</i> (силур)		?	<i>Таскыльская свита</i> (силур)			
O_3	<i>Шемущдагская свита</i>	Верхняя подсвита	<i>Манчурекская свита</i>	<i>Малиновская свита</i>	Верхняя подсвита	<i>Систигхемская свита</i>	Верхняя подсвита
O_{1-2}		Средняя подсвита			Средняя подсвита		Средняя подсвита
O_1		Нижняя подсвита			Нижняя подсвита		Нижняя подсвита
Подстилающие отложения	Нижний кембрий		Аласугская свита (верхний кембрий)		Нижний кембрий или гранитоиды нижнего палеозоя		

* Приводимое сопоставление подсвит ордовикских отложений разных районов является условным, так как в палеонтологическом комплексе этих подсвит в разных частях Тувы отсутствуют общие формы.

Нижняя часть разреза ордовика Тувы представлена красноцветными и пестроцветными отложениями, преимущественно песчаниками с прослоями и пачками гравелитов, конгломератов и алевролитов. Средняя часть объединяет сероцветные породы: песчаники, алевролиты, аргиллиты. Здесь же встречаются единичные прослои и линзы известняков. Основные находки органических остатков приурочены к этой части разреза. Верхняя часть сложена снова красноцветными, пестроцветными (в меньшей степени сероцветными) песчаниками, гравелитами, конгломератами и алевролитами. Характерно заметное уменьшение зернистости отложений, а также увеличение числа и мощности алевролитоглинистых прослоев кверху. На востоке Тувы в верхней части разреза присутствуют вулканические породы.

Ордовикские отложения Тувы, как правило, слабо метаморфизованы. Степень метаморфизма ордовика несколько повышается в пределах Хемчикско-Куртушибинской зоны разломов.

Ордовикские отложения залегают с резким угловым несогласием на нижнекембрийских толщах и с менее четко выраженным несогласием на верхнекембрийских породах (аласугская свита). Перекрываются они согласно силурийскими отложениями, с которыми связаны постепенными переходами.

После предордовикского тектоно-денудационного перерыва, имевшего разную продолжительность в различных структурно-фациальных зонах, в начале ордовика в Туве приблизительно одновременно начинается осадконакопление — образование отложений нижних подсвит шемушдагской, малиновской, манчурекской и систигхемской свит. Накопление осадков происходило, видимо, в мелководных бассейнах необычной солености, располагавшихся в межгорных впадинах. Грубообломочный характер отложений и их большая мощность свидетельствуют о размыве соседних областей, сложенных преимущественно породами нижнего кембрия, так как обломочный материал ордовика состоит в основном из нижнекембрийских пород и гранитоидов таннуольского комплекса. Последние особенно характерны для ордовикских отложений в бассейнах рек Хамсара и Чаваш. Гальки и обломки из пород аласугской, сютхольской и ишкинской свит встречаются крайне редко.

На мелководные условия указывают следы жизнедеятельности организмов (*Cruziana* и др.), знаки ряби, трещины высыхания. О том, что процесс происходил в водной среде, свидетельствует наблюдающаяся в ряде случаев известковистость и правильная слоистость отложений. Изредка встречающаяся косая слоистость говорит о подвижности водной среды (рис. 30, I). Почти полное отсутствие органических остатков в нижних подсвитах ордовикских отложений может указывать на необычную соленость бассейна этого времени или на чрезвычайно неблагоприятные условия для захоронения фауны.

В конце раннеордовикской эпохи характер осадконакопления меняется. Во всех районах Тувы появляются сероцветные прослои, пачки или толщи с органическими остатками. Очевидно, к этому времени относится соединение бассейнов Тувы с другими морями Алтае-Саянской области и, возможно, Сибирской платформы. В ордовикских отложениях Алтая и малиновской свите найдены одинаковые окаменелости, а ангареллы, характерные для Сибирской платформы, обнаружены на северо-востоке Тувы. Находки *Ceratopea* во всех районах Тувы позволяют говорить о соединении в это время бассейнов Хемчикской и Куртушибинско-Хамсаринской зон. Соединение ордовикского бассейна Тувы с морскими бассейнами смежных областей несколько дольше сохранялось на севере, где в средних подсвитах малиновской и манчурекской свит присутствуют остатки среднеордовикской фауны. В это

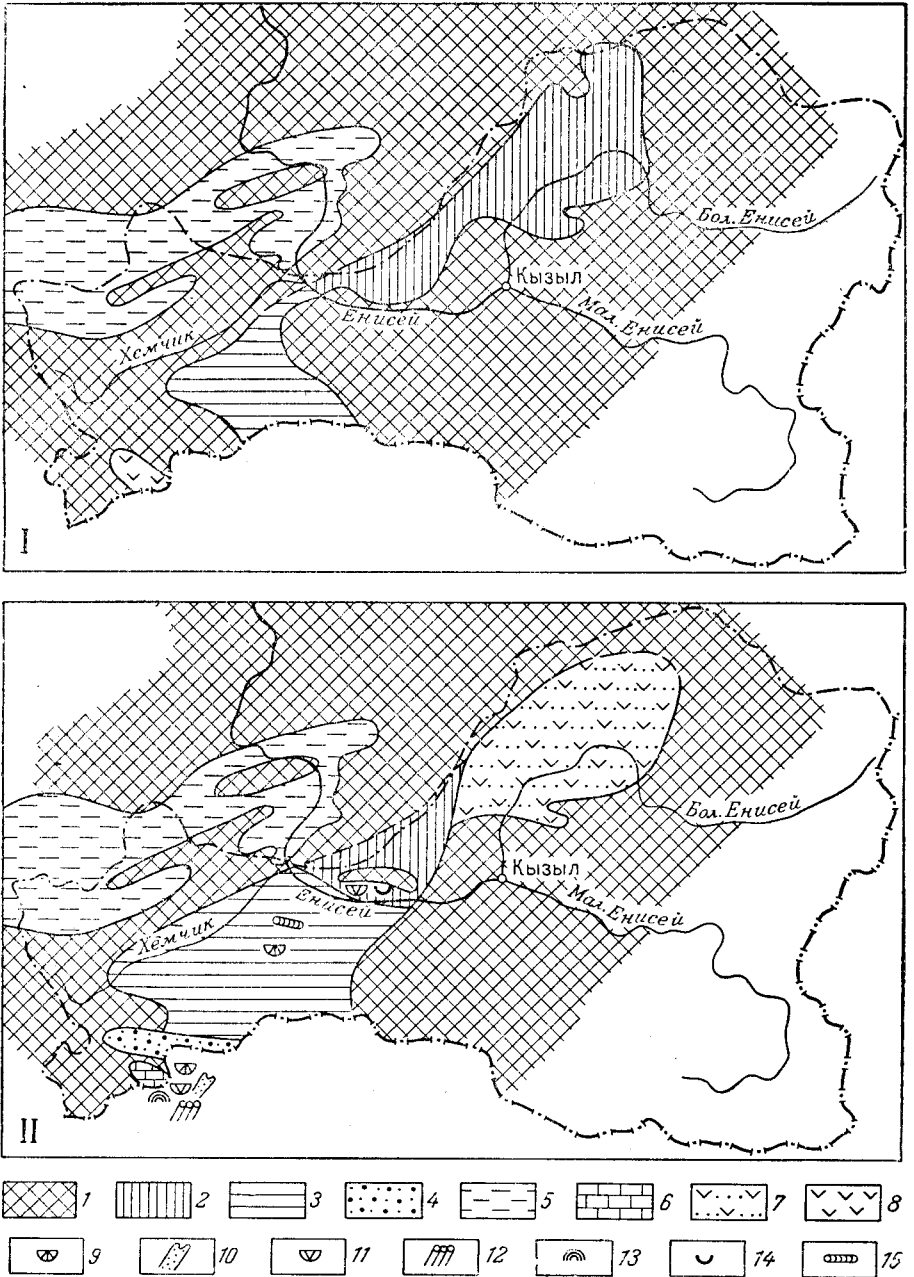


Рис. 30. Фациально-литологические схемы для раннешемудгагского (I) и позднешемудгагского (II) времени, по А. В. Кривободровой и Е. В. Владимирской

1 — области размыва; 2—8 — области накопления отложений (2 — красноцветных грубообломочных песчаных галечников, 3 — пестроцветных песчано-глинистых, 4 — пестроцветных песчаных, 5 — пестроцветных и сероцветных песчано-глинистых, 6 — карбонатных, 7 — красноцветных грубообломочных и эффузивов, 8 — эффузивов и туфов); 9—15 — находки органических остатков (9 — брахиоподы, 10 — мшанки, 11 — трилобиты, 12 — кораллы, 13 — строматопоры, 14 — пелециподы, 15 — наутилоиды)

время в Туве накапливаются преимущественно песчано-глинистые отложения и на отдельных участках — карбонатно-глинистые. Исключением является район хр. Таскыл. Здесь преобладают грубообломочные породы (песчаники, конгломераты и гравелиты). Это, вероятно, объясняется близостью значительно приподнятой области размыва, располагающейся южнее.

Во время формирования верхней части разреза ордовикских отложений (см. рис. 30, II) область осадконакопления значительно расширяется (породы верхних подсвит являются наиболее распространенными). Для запада Тувы (в области развития шемушдагской свиты), где в мелководных условиях происходило накопление мощных песчаниковых и алевролитовых толщ, типично появление красноцветов. К концу ордовикского периода здесь отлагаются тонкозернистые осадки. В Западно-Саянской зоне характер осадконакопления в общем мало изменился. Зато резкое изменение наблюдается в районе развития малиновской свиты. Вместо режима, связанного с накоплением сероцветных отложений, восстанавливается режим, близкий к существовавшему в начале ордовика. Происходит образование преимущественно красноцветных песчаных толщ с подчиненными прослоями и пачками более грубообломочного материала. Сходным характером отложений обладает верхнесистигхемская подсвита в бассейне р. Систиг-Хем. Накапливавшиеся в это время на отдельных участках в северо-восточной Туве (главным образом в районе хр. Таскыл) кислые эффузивы и их туфы чередовались с грубообломочными отложениями, характер которых, по-прежнему, указывает на близость размывающей горной области.

Таким образом, новый этап геологического развития Тувы, начавшийся в ордовике, знаменуется общим прогибанием, захватывающим с течением времени все большие и большие площади и достигшим максимума в середине силура. Следует отметить резкое изменение характера осадконакопления в середине ордовикского периода и появление вулканизма в позднеордовикскую эпоху на северо-востоке. На сложность тектонического режима в ордовикский период (наличие отдельных положительных движений на фоне преобладающего погружения) указывает присутствие конгломератовых толщ в основании средней и верхней подсвит шемушдагской свиты и горизонтов конгломератов в малиновской и систигхемской свитах. Постепенный переход от ордовика к силуру говорит об отсутствии фазы складчатости (таконской) на этой территории.

Ордовик Тувы плохо палеонтологически охарактеризован. Органические остатки представлены специфическими формами и приурочены к определенным небольшим интервалам разреза. Значительная часть разреза ордовика ископаемой фауны не содержит. Органические остатки найдены в средних подсвитах малиновской и систигхемской свит, в нижней подсвите шемушдагской свиты и в нижней половине манчурекской свиты. Таким образом, палеонтологическими находками охарактеризована средняя часть разреза ордовика Тувы. Однако за исключением *Ceratopea*, общих форм в ордовикской фауне разных районов не отмечено. Верхняя часть разреза ордовика охарактеризована лишь фауной верхней подсвиты шемушдагской свиты.

Наиболее важное значение для определения возраста ордовикских отложений Тувы имеют следующие окаменелости, присутствующие в средней части разреза: брахиоподы, представленные раковинами, отпечатками и ядрами *Angarella lopatini* A s a t., *Angarella* sp. (систигхемская свита), *Syntrophinella* sp., *Nanorthis* sp., *Orthambonites* aff. *bellus* C o o p., *Paurorthis* cf. *fasciculata* C o o p., *Glyptambonites glyptus* C o o p., *Plectambonites* sp. (малиновская свита); мшанки *Nicholsonella*

polaris Modz., *N. aff. pulchra* Ulr., *N. aff. panderosa* Ulr., *Homptrypella aff. aperta* Astr., *H. aff. astricta* Astr., *Phaenopora* sp., *Pachidictya* sp. (манчурекская свита); трилобиты *Apatokephalus* sp., *Cybele aff. planifrons* Web., *Symphysurus cf. exactus* Tchug., *Asaphus bröggeri* Schm., *Bulbaspis cf. ovulum* (Web.), *Ermanella*(?) sp., *Chasmop* sp. и многие новые виды (малиновская свита). Для малиновской свиты, кроме того, характерны крышечки гастропод, описанные как *Ceratopea*: *Ceratopea cf. keithi* Ulr., *Ceratopea cf. capuliformis* Oder, *Ceratopea cf. tennesseensis* Oder. Первая форма обнаружена и в шемушдагской свите. Колпачковидные крышечки, определенные как *Ceratopea* sp., найдены и в систигхемской свите. Членики и участки стебля криноидей *Plussacrinus cf. flabellum* Yelt., *Pentagonopentagonalis* ex gr. *tridens* Yelt. собраны только в породах малиновской свиты. В целом приведенный список окаменелостей содержит исключительно ордовикские формы. Часть из них характерна для нижнего ордовика (ангареллы). Как уже сказано, крышечки гастропод (*Ceratopea*), по заключению В. А. Востоковой, могут встречаться в нижнем ордовике и в низах среднего. Приведенный список трилобитов включает формы, характерные для верхней части нижнего и низов среднего ордовика. Мшанки, найденные в манчурекской свите, указывают на принадлежность вмещающих пород мангазейскому ярусу среднего ордовика. Таким образом, средняя часть ордовикских отложений Тувы охарактеризована окаменелостями нижнего и среднего ордовика.

В верхней части ордовика Западной Тувы обнаружены следующие ордовикские формы: трилобиты — *Calliops* sp., наутилоидеи — *Endoceras* и *Leurorthoceras* sp. Выше по разрезу встречаются силурийские окаменелости. Присутствие в переходных слоях к силуру ордовикских органических остатков, а также находки средне- и нижнеордовикских окаменелостей в средней части ордовикских отложений позволяют предполагать значительную полноту разреза ордовика в Туве.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийская система в Туве представлена обоими отделами, имеет значительное распространение и по сравнению с другими системами палеозоя наиболее богата органическими остатками. Отложения силура известны во всех структурно-фациальных зонах Тувы, за исключением Сангиленской.

В результате многолетнего изучения силурийских отложений Тувы их стратиграфия в настоящее время разработана достаточно хорошо. Проведенное в различных структурно-фациальных зонах расчленение силура на свиты унифицировано и дополнено выделением биостратиграфических горизонтов, прослеживающихся по всем зонам, так что сопоставление отложений различных районов в большинстве случаев вполне достоверно. Это позволяет считать силурийскую систему на территории Тувы, сравнительно хорошо изученной, поэтому выводы об особенностях геологического развития территории в силурийское время можно считать вполне обоснованными.

О наличии силурийских отложений в Туве было известно давно. Уже в монографии З. А. Лебедевой (1938) отмечалось широкое распространение в Туве фаунистически охарактеризованных силурийских песчано-сланцевых отложений и приводилось их описание по отдельным районам с подробной палеонтологической характеристикой. Правда, к нижнему силуру кю также были ошибочно отнесены широко развитые в Туве эффузивные толщи нижнего и среднего кембрия (встречающиеся среди них тела кембрийских археоциатовых известняков З. А. Ле-

бедева трактовала как тектонические блоки). В 1937 г. были изданы монографические работы Б. Б. Чернышева (1937) по брахиоподам и кораллам и Н. Е. Чернышевой (1937) по трилобитам, сохранившие большое значение до настоящего времени.

В 1932 г. В. А. Кузнецов (Татаринов и др., 1934) в бассейне р. Хемчика выделил чергакскую свиту силура и алашскую красноцветную формацию (силур — нижний девон).

М. В. Занин в 1946 г. расчленил силурийские отложения бассейна р. Улуг-Хондергей на западе Тувы на три связанные постепенными переходами толщи: нижнюю — песчаниковую, среднюю — сланцево-известняковую и верхнюю — песчаниковую. Органические остатки были найдены только в средней толще. Нижняя толща была условно отнесена к ландовери, средняя — к венлоку, а верхняя — к лудлову. Залегающие выше эффузивы М. В. Занин считал нижнедевонскими. А. Л. Додин и П. С. Матросов те же эффузивы условно относили к верхнему силуру (верхи лудлова — даунтон). В настоящее время нижняя из выделенных М. В. Заниным толщ рассматривается как принадлежащая ордовику (шешуздагская свита), средняя соответствует чергакской свите верхнесилурийского возраста.

В 1946 г. А. А. Предтеченским, Ф. Я. Паном и А. К. Рублевым силурийские отложения были выделены и подразделены на две свиты в бассейне среднего течения р. Бий-Хем. В нижней свите впоследствии были обнаружены ордовикские окаменелости, и в настоящее время она отнесена к ордовику.

В 1950 г. П. С. Матросов разработал схему стратиграфии силурийских отложений Тувы, обобщив все данные, накопленные по их изучению за предшествующие годы. В этой схеме выделялись три яруса силура: ландовери, венлок и лудлов, разделяющиеся на ряд свит. Палеонтологическое обоснование схемы страдало целым рядом погрешностей, в связи с чем в дальнейшем она была существенно изменена (значительная часть отложений, отнесенных в этой схеме к ландоверийскому ярусу, оказалась принадлежащей к ордовику). Тем не менее в качестве первой сводки по стратиграфии силурийских отложений Тувы работа П. С. Матросова имела большое значение.

Изучению силурийских отложений Тувы на протяжении ряда лет (1945—1953 гг.) много внимания уделял В. А. Кузнецов, предложивший следующую схему их строения. В западной части Тувы он выделил илихемскую свиту, чергакскую свиту и алашскую формацию, а в центральной — элегестскую свиту и алашскую формацию.

Илихемская свита — песчано-сланцевая толща с конгломератами в основании, развитая на северной окраине Тувинской котловины — залегает с угловым несогласием на кембрийских отложениях. Взаимоотношения ее с другими силурийскими толщами невыяснены; автор не исключает, что эта свита может быть аналогом нижних горизонтов вышележащей чергакской свиты. Чергакская свита представляет собой широко развитый в Западной Туве мощный комплекс песчано-глинистых и известняково-сланцевых отложений с конгломератами в основании, залегающий с угловым несогласием на нижнекембрийских отложениях. На основании изучения окаменелостей, собранных в верхней части свиты, она отнесена к нижней половине силура. В Центральной Туве возрастным аналогом чергакской свиты является элегестская свита, представленная другими фациями. Отложения, объединяемые В. А. Кузнецовым в алашскую красноцветную эффузивно-осадочную формацию Центральной и Западной Тувы, залегают, по его представлениям, с угловым несогласием то на чергакской или элегестской свите силура, то на более древних толщах. Исходя из наметив-

шихся соотношений с подстилающими толщами, автор был склонен относить эту формацию к самым верхам силура (лудлов—даунтон), но органические остатки, найденные им в некоторых горизонтах, включенных в состав формации, оказались, по мнению палеонтологов, нижнесилурийскими. Дальнейшие исследования П. С. Матросова, Г. М. Владимирского, Е. В. Владимирской, А. В. Кривободровой, Н. Н. Предтеченского и других подтвердили ошибочность выделения алашской формации, в которую В. А. Кузнецовым были включены отложения разновозрастных толщ силура и девона, контактирующие друг с другом по тектоническим разрывам.

В 50-х годах в разных местах Тувы отложения, относившиеся к силуру, разделялись на ряд толщ и свит, корреляция которых была затруднена из-за отсутствия надежной биостратиграфической основы, так как не было произведено необходимых послойных сборов фауны и достаточно полного, комплексного, изучения ее, что было достаточно трудно осуществить из-за обилия местных форм. О. И. Никифорова и О. Н. Андреева с некоторой условностью разделяли силурийские отложения Западной и Центральной Тувы на ландоверийские и венлокские по присутствию (наряду с другими формами) в первом случае *Rhipidomella asiatica* Nikif. sp. nov., во втором — *Tuvaella račkovskii* Tšern., *T. gigantea* Tšern.

В Восточной Туве в 50-е годы было выделено несколько новых свит (В. Б. Агентов, В. А. Благодрагов, В. Г. Богомоллов, Ю. В. Чудинов и др.), из которых одни (атчольская, дерзигская) содержали окаменелости, указывающие на их силурийский возраст, другие (таскыльская, семибратинская, мынасская) не содержали ископаемых органических остатков и относились к силуру условно.

В 1956—1962 гг. Е. В. Владимирская и А. В. Кривободрова занимались специальным тематическим изучением силура; ими были изучены все основные опорные разрезы на западе и в центре республики. Было ословно собрано большое количество окаменелостей, подвергшихся тщательному изучению. Дополнительно были изучены взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями, точно установлен объем силурийской системы в Туве, проведено ее расчленение с палеонтологическим обоснованием выделенных подразделений, выделены и сопоставлены различные типы разрезов. Тем самым была разработана современная схема стратиграфии силура, значительно уточнившая принятую Межведомственным стратиграфическим совещанием 1956 г. рабочую схему стратиграфии для ордовика и силура Тувы.

В результате всех проведенных исследований в настоящее время принята достаточно обоснованная унифицированная схема стратиграфии силура Тувы (табл. 7 и рис. 31). Силурийская система рассматриваемой территории подразделяется сейчас на следующие горизонты (снизу вверх): нижнечергакский, верхнечергакский и хондергейский. Из них первые два соответствуют нижнему и низам верхнего отдела силура; хондергейский горизонт принадлежит верхнему силуру. Расчленение силурийских отложений на свиты отражает местные особенности их разрезов в различных зонах. В Западной и Центральной Туве нижнечергакскому горизонту соответствует нижняя подсвита чергакской свиты, а в Восточной Туве она включает в себя атчольскую свиту (Каахемская зона) и таскыльскую свиту (Куртушибинско-Хамсаринская зона). К верхнечергакскому горизонту отнесены верхняя подсвита чергакской свиты в западной части Тувы, дерзигская и семибратинская свиты — в восточной. Хондергейский горизонт представлен хондергейской и мынасской свитами.

Схема сопоставления силурийских свит различных структурно-фациальных зон Тувы

Подразделения общепринятой стратиграфической шкалы		Структурно-фациальные зоны											
		Хемчикская	Куртушибинско-Хамсаринская	Центрально-Тувинская	Восточно-Таннуольская	Каахемская	Западно-Саянская						
Перекрывающие отложения		Кендейская свита, D ₁	Кызылбулакская серия, D ₁₋₂	D ₁ Кендейская свита	Самагалтайская свита	Самагалтайская свита, D ₁	D ₁	Кызылбулакская свита, D ₁₋₂					
Силурийская система		Верхний отдел		Хондере́йский го-ризонт		Хондере́йская свита		Хондере́йская свита		Хондере́йская свита		Хондере́йская свита	
		Нижний отдел		Неразделенные отложения нижнечергакского и верхнечергакского горизонтов		Верхнечергакский горизонт		Хондере́йская свита		Хондере́йская свита		Хондере́йская свита	
		Нижнечергакский горизонт		Верхнечергакский горизонт		Хондере́йская свита		Хондере́йская свита		Хондере́йская свита		Хондере́йская свита	
		Чергакская свита		Верхняя подсвита		Верхняя подсвита		Верхняя подсвита		Верхняя подсвита		Верхняя подсвита	
		Нижняя подсвита		Таскыльская свита		Семибратинская свита		Хондере́йская свита		Хондере́йская свита		Хондере́йская свита	
		Нижняя подсвита		Нижняя подсвита		Нижняя подсвита		Нижняя подсвита		Нижняя подсвита		Нижняя подсвита	
		Чергакская свита		Чергакская свита		Чергакская свита		Чергакская свита		Чергакская свита		Чергакская свита	
		Нижняя подсвита		Нижняя подсвита		Нижняя подсвита		Нижняя подсвита		Нижняя подсвита		Нижняя подсвита	
		Амчольская свита		Дерзигкая свита		Дерзигкая свита		Дерзигкая свита		Дерзигкая свита		Дерзигкая свита	
		Верхнесилурийские отложения (шиштыкская свита)		Верхнесилурийские отложения (шиштыкская свита)		Верхнесилурийские отложения (шиштыкская свита)		Верхнесилурийские отложения (шиштыкская свита)		Верхнесилурийские отложения (шиштыкская свита)		Верхнесилурийские отложения (шиштыкская свита)	
		Нижнесилурийские отложения		Нижнесилурийские отложения		Нижнесилурийские отложения		Нижнесилурийские отложения		Нижнесилурийские отложения		Нижнесилурийские отложения	
Подстилающие отложения		Верхнемушкетарская подсвита, O		См ₁		См ₃		Систигхемская свита, O		См ₁		См ₁	
		Систигхемская свита, O		Систигхемская свита, O		Систигхемская свита, O		Систигхемская свита, O		Систигхемская свита, O		Систигхемская свита, O	
		Гранитоиды таннуольского комплекса		Гранитоиды таннуольского комплекса		Гранитоиды таннуольского комплекса		Гранитоиды таннуольского комплекса		Гранитоиды таннуольского комплекса		Гранитоиды таннуольского комплекса	
		Систигхемская свита, O		Систигхемская свита, O		Систигхемская свита, O		Систигхемская свита, O		Систигхемская свита, O		Систигхемская свита, O	

Значительно отличается разрез силурийских отложений в Западном Саяне, где он изучался в разные годы И. К. Баженовым (1934), А. С. Митропольским (1937), А. Г. Сивовым (1944), Е. В. Владимирской (1958), Г. М. Владимирским (1959), Л. П. Зоненшайном (1962), А. Ф. Адамовичем, И. Б. Филипповой, А. Б. Дергуновым и др. Силурийские образования распространены преимущественно во внутренних частях горной области, где слагают ряд разобщенных тектонических депрессий. Наибольшие поля, занятые силуром, расположены в осевой части Западно-Саянского хребта, в верховьях р. Кантегир и в бассейнах левых притоков р. Хемчик: Алды-Ишкин и Ак-Суг.

В основу приводимого далее краткого описания силурийских отложений Западного Саяна положены данные Л. П. Зоненшайна (1961, 1963).

Описание отложений всех зон дается по свитам.

Нижнечергакский и верхнечергакский горизонты нерасчлененные

Чергакская свита

Нижнечергакский и верхнечергакский нерасчлененные горизонты объединяют нижнюю и верхнюю подсвиты чергакской свиты, т. е. всю чергакскую свиту.

Чергакская свита широко распространена в Туве; она присутствует в большинстве структурно-фациальных зон (за исключением Сангиленской, Западно-Саянской и Куртушибинско-Хамсаринской), причем наибольшие площади слагает в Западной Туве. На отдельных изолированных участках (среди полей кембрийских или девонских отложений) чергакская свита обнажается в Центральной Туве и на хр. Танну-Оба.

Первоначально название чергакской свиты, как уже указывалось выше, было дано В. А. Кузнецовым (1934) комплексу отложений, состоявших тогда силурийскими, но в действительности относящихся и к силуру, и к ордовику. Нижняя часть этого комплекса, принадлежащая ордовику, ныне выделяется под названием шемусдагской свиты, а за верхней, относящейся к силуру, сохранено название чергакской. Современное понимание чергакской свиты нашло свое отражение в решениях Межведомственного совещания 1956 г.

Чергакская свита прослеживается почти непрерывной полосой по правобережью р. Хемчик от верховьев на восток по правым его притокам — рекам Барлык, Аянгаты, Чиргаки, Шеми, Улуг-Хондергей и далее в бассейн р. Чаахоль. Отдельные выходы свиты известны на юго-западе в бассейне р. Мугур и в верховьях р. Барлык, а также на левобережье Хемчика — в районе оз. Мешкен-Холь, в бассейне рек Хонделен, Алаш, Ак-Суг и ниже устья Алды-Ишкина. Далее свита слагает значительные участки на правобережье Верх. Енисея (напротив устья р. Хемчик и в бассейне рек Беделиг, Эйлиг-Хем, Эжим, верхнего течения Баян-Кола, а также в районе урочища Кызыл-Чира). По левобережью Верх. Енисея свита обнажается в бассейне р. Элегест и на небольших участках к востоку от него. Отдельные выходы чергакской свиты прослеживаются по южной окраине Восточного Танну-Ола — в бассейне р. Кадвой и в районе пос. Самагалтая. Отложения, похожие на чергакскую свиту, известны также в окрестностях г. Турана и в районе пос. Зубовки; правда, здесь они выделяются под названием дерзигской свиты и будут описаны ниже.

Чергакская свита залегает согласно с постепенным переходом на ордовикских отложениях, граница проводится по основанию первой

мощной пачки сероцветных пород. В тех случаях, когда ордовик отсутствует, чергакская свита ложится с отчетливым угловым несогласием на породы нижнего или верхнего кембрия.

Перекрывается чергакская свита либо хондергейской свитой верхнего силура, с которой связана постепенным переходом, либо непосредственно вулканогенно-осадочным комплексом нижнего девона, залегающим на чергакской свите с угловым несогласием. Граница между чергакской и хондергейской свитами проводится по последнему прослою карбонатных или карбонатно-глинистых пород, содержащему характерные окаменелости верхнечергакского горизонта. В ряде случаев эта граница совпадает со сменой сероцветных пород чергакской свиты красноцветными отложениями хондергейской свиты. Однако часто наблюдаются прослои и пачки красноцветных пород и в верхней части чергакской свиты.

Чергакская свита представляет собой комплекс песчано-глинистых, глинисто-карбонатных и карбонатных отложений. Вверх по разрезу последовательно повышается тонкозернистость и карбонатность пород. Чергакская свита резко выделяется среди всех отложений Тувы богатством и разнообразием органических остатков*. Особенно часто встречаются раковины, ядра или отпечатки брахиопод, а также остатки скелета мшанок. По многочисленным находкам окаменелостей чергакская свита отнесена Е. В. Владимирской и А. В. Кривободровой к нижнему силуру и самым низам верхнего силура, причем нижняя подсвита соответствует ландоверийскому ярусу, а верхняя — венлоку и низам лудлова. Е. В. Владимирской и А. В. Кривободровой проведено расчленение чергакской свиты на две подсвиты по остаткам брахиопод. Для верхней части чергакской свиты характерны брахиоподы тувеллы. По подошве слоев с первыми тувеллами проводится граница подсвит. С появлением тувелл совпадает повышение карбонатности отложений.

Характер чергакской свиты значительно изменяется по простиранию. В связи с этим выделяются различные типы разрезов чергакской свиты, существенно отличающиеся друг от друга: хемчикский, алашский, эйлигхемский, элегестский и кадвойский.

Мощность чергакской свиты в зависимости от приуроченности к тому или иному типу разреза резко изменяется от 100—250 до 3000—4000 м.

Хемчикский тип разреза. К нему отнесены разрезы, наблюдающиеся в центральной части Хемчикской котловины, а также по ее западной, восточной и южной окраинам. Для этого типа разрезов характерно резкое преобладание грязно-зеленых песчано-сланцевых отложений. Среди них изредка встречаются прослои и линзы карбонатных пород. Песчаники средне- и мелкозернистые, реже крупнозернистые, слабоизвестковистые. Сланцы тонко- и правильно слоистые, глинистые и алевроглинистые. Органические остатки плохой сохранности распределяются неравномерно как по разрезу, так и по площади распространения свиты. Чрезвычайно однообразный, монотонный характер свиты при большой мощности сильно затрудняет ее изучение. Вполне отчетливо намечается увеличение числа карбонатных прослоев и появление линз коралловых

* В определении коллекций органических остатков принимали участие многие палеонтологи. Строматопоры определены В. И. Яворским, табуляты и гелиолитиды — В. Д. Чехович, ругозы — Т. В. Николаевой, мшанки — В. П. Нехорошевым и Е. А. Модзалевской, лингулы — Э. Н. Яновым, криноидеи — Р. С. Елтышевой, трилобиты — З. А. Максимовой, остракоды — А. Ф. Абушик, гастроподы — В. А. Востоковой, наутилоидеи — З. Г. Балашовым, ихтиофауна — Д. В. Обручевым, граптолиты — А. М. Обухом. Брахиоподы определены Е. В. Владимирской при консультации О. И. Никифоровой.

известняков в западном направлении. В ряде случаев (в бассейне Аянгаты, Улуг-Хондергей) (см. рис. 31, разрезы 3, 6) наблюдается некоторое увеличение числа прослоев и мощности грубозернистых пород по направлению к югу.

Наиболее полный и хорошо палеонтологически охарактеризованный опорный разрез этого типа изучен в долине р. Пичи-Шуй в западной части Хемчикской котловины (см. рис. 31, разрез 1), где представлены обе подсвиты. Нижняя из них, залегающая резко несогласно на нижнекембрийских отложениях, имеет мощность 626 м, а верхняя, вероятно, — более 2000 м. На чергакской свите с угловым несогласием залегают вулканогенные породы нижнего девона. Другими опорными разрезами чергакской свиты, относящимися к тому же типу, являются разрез по р. Мал. Аянгаты (см. рис. 31, разрез 3) и разрез к северо-востоку от г. Чадана (см. рис. 31, разрез 7), в центральной части котловины. В этих разрезах чергакская свита залегают совершенно согласно на шемушдагской свите ордовика (соединена с ней постепенным переходом); нижняя подсвита чергакской свиты достигает значительной мощности, от 1500 до 1900 м.

Общая мощность чергакской свиты в разрезе хемчикского типа превышает 2500—3000 м.

Алашский тип разреза. Наблюдается на левобережье Хемчика, по северной окраине Хемчикской котловины (бассейн рек Сухая, Хонделен, Алаш, Алды-Соор).

Отличительными особенностями этого типа разрезов являются: сокращенная мощность, повышенная карбонатность пород, присутствие красноцветных прослоев, наличие богатого палеонтологического комплекса. Характерно залегание чергакской свиты с резким угловым несогласием на метаморфических сланцах верхнего кембрия; перекрывается она либо согласно хондергейской свитой, либо несогласно кендейской свитой нижнего девона. Важнейшими опорными разрезами являются разрезы Хонделен (см. рис. 31, разрез 8) и Алаш, где устанавливаются нижняя и верхняя подсвиты. В обоих разрезах нижняя подсвита начинается красноцветными мелкогалечными конгломератами и гравелитами; выше развиты переслаивающиеся известково-глинистые сланцы и известняки. Верхняя подсвита обычно сложена преимущественно известняками серого и красного цвета, массивными и толстослоистыми. Остатки фауны более разнообразны и встречаются значительно чаще, чем в хемчикском типе разреза.

Мощность разрезов алашского типа чергакской свиты незначительная, обычно порядка 150—600 м.

Особым характером отличаются породы чергакской свиты в бассейне Алды-Соора, левого притока Алды-Ишкина (см. рис. 31, разрез 9). Этот разрез является промежуточным между алашским и эйлигхемским типами, а также между тувинскими и западно-саянскими разрезами. Мощность силура здесь от 1300 до 2000 м.

Эйлигхемский тип разреза. К этому типу отнесены отложения чергакской свиты северной окраины Тувинской котловины в районах нижнего течения р. Хемчик и правобережья Енисея (напротив устья Хемчика по р. Беделиг, в нижнем течении р. Эйлиг-Хем). Чергакская свита, представленная только своей нижней частью, залегают здесь согласно и с постепенным переходом на шемушдагской свите. Верхняя граница свиты не установлена. В состав чергакской свиты входят однообразные пепельно-серые, зеленовато-серые и серые листоватые глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников и еще реже — известняков. Палеонтологически эти отложения охарактеризованы крайне скудно, в отличие от других типов разрезов здесь отсутствуют кораллы, изредка попа-

даются брахиоподы и мшанки, зато большую роль играют наутилоидеи и трилобиты. Видимая мощность 1000—1500 м.

Элегестский тип разреза. Наблюдается в Центральной Туве, где силурийские отложения развиты на небольших изолированных участках (в среднем течении р. Элегест, по обоим берегам Верх. Енисея в районе урочища Кызыл-Чира и сопок Оттык-Таш, а также по северному склону хр. Восточный Танну-Ола). Этот тип разреза характеризуется сравнительно небольшой мощностью фаунистически охарактеризованных (обычно верхних) толщ, тонкозернистостью, повышенной карбонатностью, резким увеличением количества органогенных коралловых известняков и появлением красноцветов в верхней части свиты. Кроме того, он выделяется среди других типов разреза по многообразию органических остатков.

Чергакская свита в разрезах этого типа залегает с отчетливым угловым несогласием на нижнекембрийских породах. Перекрывается она либо красноцветами хондергейской свиты, с которыми она связана постепенным переходом, либо эффузивами нижнего девона (в урочище Кызыл-Чира). Последние ложатся на различные горизонты чергакской свиты. К наиболее интересным разрезам этого типа относится разрез, изученный в урочище Кызыл-Чира (см. рис. 31, разрез 11) и разрез по р. Элегест (там же, разрез 12). В первом из них чергакская свита достигает значительной мощности — 1500—2000 м — и представлена обеими подсвитами; к нижней подсвите отнесены песчано-конгломератовые породы, а к верхней — покрывающие их палеонтологически охарактеризованные карбонатно-глинистые отложения (граница между подсвитами проводится условно по первому прослою известняков). Непосредственно на чергакской свите в этом разрезе несогласно залегают эффузивы кендейской свиты.

Во втором разрезе, изученном в среднем течении р. Элегест, нижняя подсвита полностью выпадает, а мощность верхней подсвиты, несогласно залегающей непосредственно на нижнекембрийских породах, не превышает 700 м. Вместе с тем по полноте палеонтологической характеристики этот разрез не только является самым хорошим среди разрезов данного типа, но и может считаться одним из лучших для силура Тувы вообще. Общая мощность чергакской свиты в элегестском типе разрезов колеблется от 300 до 2000 м.

В более восточных пунктах разрезы элегестского типа обнаруживают большое сходство с разрезами, относящимися к следующему типу.

Кадвойский тип разреза. К нему относятся разрезы, наблюдающиеся по южной окраине Тувы, где силурийские отложения слагают небольшие участки, причем во многих случаях (за исключением района г. Самагалтая) в основании чергакской свиты располагается песчано-конгломератовая толща, залегающая с отчетливым угловым несогласием на породах нижнего кембрия. Этот тип разреза характеризуется грубозернистостью нижней и верхней частей чергакской свиты; средняя часть, наоборот, тонкозернистая и содержит наибольшее число окаменелостей. Характерны также повышенное количество красноцветных пород, отсутствие коралловых и строматопоровых известняков и широкое развитие брахиоподовых ракушнякав. Лучшими разрезами кадвойского типа являются разрезы Кадвой (см. рис. 31, разрез 13) и Самагалтай (см. рис. 31, разрез 14). В первом из них представлена как нижняя подсвита мощностью не менее 500 м, так и верхняя, неполная мощность которой составляет 600 м. В разрезе «Самагалтай» чергакская свита представлена одной верхней подсвитой в 110 м мощностью, залегающей с угловым несогласием на породах нижнего кембрия.

Мощность чергакской свиты кадвойского типа изменяется в значительных пределах — от 100—300 до 1500—1800 м. Она сокращается в восточном направлении за счет выпадения нижних частей разреза. Одновременно повышается красцветность отложений и уменьшается карбонатность. Разрез Самагалтай близок к разрезам аналогов чергакской свиты восточной окраины Тувы.

Из большого числа опорных разрезов, сгруппированных в перечисленные типы, нами в качестве наиболее характерных подробно рассматриваются лишь четыре: Пичи-Шуй (хемчикский тип), Хонделен (алашский тип), Элегест (элегестский тип), «Кадвой» (кадвойский тип).

В разрезе Пичи-Шуй нижняя подсвита представлена (снизу вверх) следующими пачками:

- | | |
|--|-------|
| 1. Конгломераты валунные и грубогалечные | 3 м |
| 2. Мелкогалечные конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники желтовато-бурого цвета | 16 „ |
| 3. Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы. Песчаники представлены двумя разновидностями. Первая разновидность — желтовато-серые крупнозернистые известковистые, среднеслойные с остатками брахиопод <i>Rhipidomella asiatica</i> Nikif., <i>Stropheodonta</i> sp., <i>Sstegorhynchella angaticensis</i> Tchern. и мшанок <i>Mesotrypella</i> sp.; вторая — темно-серые мелкозернистые тонкослойные песчаники | 23 „ |
| 4. Известняки серые, неоднородные, средне-, толстослойные, с плохо сохранившимися остатками брахиопод, криноидей, мшанок. Найден обломок колонии <i>Palaeofavosites</i> (?) | 38 „ |
| 5. Песчаники и сланцы. Песчаники, серые или зеленовато-серые мелкозернистые, преобладают в нижней части пачки. Зеленовато-серые глинистые и песчано-глинистые сланцы преобладают в верхней части пачки | 96 „ |
| 6. Сланцы зеленовато-серые песчано-глинистые и глинистые хрупкие | 85 „ |
| 7. Известняки темно-серые, пятнистые, слабо битуминозные с многочисленными органическими остатками. Среди них определены строматопоры <i>Clathrodictyon vesiculosum</i> Nich et Mur., <i>Clathrodictyon vesiculosum</i> var. <i>densatum</i> Yavor.; табуляты <i>Palaeofavosites</i> cf. <i>elegans</i> Sok., Pf. cf. <i>alveolaris</i> (Goldf.), Pf. ex gr. <i>groenlandicus</i> Poul., <i>Halysites</i> sp.; мшанки <i>Hallopora</i> aff. <i>polita</i> Modz. sp. nov., <i>Bythopora unica</i> Modz. sp. nov. Здесь же найдены остатки криноидей и рогоз | 9 м |
| 8. Песчано-глинистые сланцы зеленовато-серого цвета, тонкослойные и хрупкие | 170 „ |
| 9. Сланцы с прослоями известняков в верхней и нижней частях пачки. Известняки серые и темно-серые неоднородные толстослойные. В основании пачки ракушняк с разрозненными и перебитыми створками раковин брахиопод <i>Rhipidomella</i> sp., <i>Camarotoechia</i> sp., <i>Stegorhynchella angaticensis</i> Tchern. | 16 „ |
| 10. Глинистые сланцы с подчиненными тонкими прослоями известняков | 135 „ |
| 11. Глинистые сланцы, серые и светло-серые известняки и известковые песчаники. Редкие остатки брахиопод и криноидей | 35 „ |

Общая мощность подсвиты 626 м.

Верхняя подсвита сложена грязно-зелеными песчаниками, алевролитами и сланцами с прослоями и линзами известняков. В основании верхней подсвиты располагается характерный коралловый горизонт. Он изучен в превосходном обнажении на правом склоне долины правого нижнего притока Пичи-Шуй (у каменоломни). Это массивные светло-серые и белые известняки с остатками строматопор, криноидей, мшанок и особенно кораллов. Отсюда определены *Clathrodictyon regulare* Ros., *Palaearea* cf. *lopatini* Lind., *Protoramulosum* ex gr. *kazakhstanicum* Nicol., *Palaeofavosites* ex gr. *forbesiformis* Sok., Pf. cf. *forbesiformis* var. *porosa* Sok., Pf. ex gr. *alveolaris* Goldf., Pf. ex gr. *paulus* (?) Sok., Pf. *arcticus* (?) Poul., *Multisolenia* sp., *Favosites* ex gr. *lichenaroides* Sok., *Heliolites* aff. *interstinctus* L., *Heliolites* sp., *Halysites* sp., *Stelliporella* ex gr. *parvistella* Roem., *Alveolites* aff. *labechei*

Е. Н., *Tuvaella račkovskii* Tchern., *Stegorhynchella angaciensis* Tchern., *Tannuspirifer* ex gr. *pedashenkoi* Tchern. Выше по разрезу следует однообразная мощная (примерно 1500 м) толща серых и зеленовато-серых глинистых сланцев с прослоями брахиоподовых ракушников и реже линзами коралловых известняков. Вся толща охарактеризована богатым и разнообразным комплексом органических остатков. Самая верхняя часть разреза (400 м) представлена следующими пачками (снизу вверх):

1. Серые и зеленовато-серые сланцы и песчаники с прослоями лилово-серых алевролитов и песчаников. Тонкие редкие прослои (10—20 см) глинистых брахиоподово-мшанковых известняков с *Dalmanella* sp., *Camarotoechia ubsuensis* Tchern., *Heterotrypa* sp. 80 м
2. Часто чередующиеся зеленовато-серые и красноцветные песчаники, сланцы и редкие прослои известняков с *Heterotrypa* aff. *enormis* Astr. 80 „
3. Чередующиеся красноцветные и сероцветные песчаники, алевролиты и сланцы. Прослой глинистых неоднородных известняков, в том числе тонкие прослои темно-серых битуминозных известняков, переполненных разрозненными, несколько окатанными и поэтому неопределимыми раковинами остракод 100 „
4. Зеленовато-серые и красноцветные песчаники и алевролиты с редкими и тонкими (2—3 см) прослоями ракушников и мшанковых известняков с *Ampexopora nobilis* Modz. sp. nov., *A. baitalensis* Modz., *Heterotrypa incebrata* Modz., *Nicholsonella pseudofloridae* Modz., *Eridotrypa* aff. *spinosa* Bassl., *Protathyris didyma* Daln., и *Delthyris* ex gr. *elevatus* Daln. Самая верхняя часть пачки сложена розовато-серыми толстослоистыми песчаниками и красными алевролитами 150 „

Своеобразие самой верхней части чергакской свиты в разрезе Пичи-Шуй состоит в присутствии остракодовых известняков, находках *Protathyris didyma* Daln. (единственные в Туве) и мшанок, характерных для верхнего силура Западного Саяна и Тувы.

Мощность верхней подсвиты установить не удалось, предполагается, что она превышает 2000 м.

В разрезе Хонделен (описанном по правобережью р. Хонделен в ее среднем течении, непосредственно у одноименного поселка) чергакская свита залегает с резким угловым несогласием на метаморфических сланцах верхнего кембрия.

Разрез нижней подсвиты представлен следующими пачками (снизу вверх):

1. Гравелиты, мелкогалечные конгломераты и песчаники лилово-красного и вишнево-бурого цвета; преобладают первые 7 м
2. Алевролиты вишнево-бурые тонкозернистые с рассеянными песчаными зернами кварца 14 „
3. Сланцы серые и зеленовато-серые глинистые и известково-глинистые с подчиненными прослоями голубовато-серых мергелей 23 „
4. Известняки с прослоями сланцев. Известняки представлены двумя разновидностями: 1) светло-серые на свежем расколе (ржаво-бурые с поверхности выветривания), без органических остатков и 2) серые органогенные с разрозненными поломанными скелетными элементами криноидей, брахиопод, трилобитов, мшанок, табулят, ругоз, принадлежащих *Dalmanella* sp., *Stropheodonta filosa* var. *elegestica* Tchern., *Stegorhynchella angaciensis* Tchern., *Camarotoechis* sp., *Dalmanitirus* sp., *Phaenopora* ex gr. *viliensis* Nekh., *Ph. cf. bajangolica* Astr., *Homotrypa hondelensis* Modz. 5 м
5. Сланцы и рассланцованные алевролиты зеленовато-серого цвета с линзовидными прослоями органогенных известняков с брахиоподами *Hesperorthis* (?) sp., *Dalmanella* sp., *Strophomena* sp., *Meristella* (?) sp., одиночными окатанными ругозами *Dinophyllum* ex gr. *flagellatum* Scheff 20 „
6. Известняки, известково-глинистые и глинистые сланцы с *Dalmanella* sp., *Stropheodonta* cf. *filosa* var. *elegestica* Tchern., *Hesperorthis* (?) sp., *Plectatrypa* ex gr. *imbricata* (Sow.), *Meristella* (?) sp. редкими члениками криноидей и обломками скелетов мшанок 26 „
7. Известняки красные и лилово-красные крупнокристаллические криноидные, толстослоистые с остатками кораллов *Multisolenia tortuosa* Fritz, *Palaeo-*

favosites aff. *balticus* Rukh., *P.* aff. *alveolaris* Goldf., брахиопод *Dalmanella* sp., *Stegorhynchella angaciensis* Tchern., трилобитов *Dalmanites* sp., *Lichas* sp., *Phacops* sp.

6 м

8. Известково-глинистые, глинистые сланцы и известняки серые с многочисленными органическими остатками строматопор *Gystostroma simplex* var. *tuvense* Yavor., *Clathrodictyon regularis* Rosen., *C. vesiculosum* Nich et Mur., табуляты *Palaeofavosites* sp., *Mesofavosites* sp., *Halysites* cf. *catenularia* L., *Heliolites* sp., брахиопод *Dalmanella* sp., *Stropheodonta filosa* var. *elegestica* Tchern., *Stegorhynchella angaciensis* Tchern., *Camarotoechia* sp., криноидей *Pentagonopentagonalis* ex gr. *quinquelobatus* Yelt

28 „

Мощность нижней подсвиты 130 м.

Выше наблюдаются следующие отложения, относящиеся к верхней подсвите чергакской свиты:

9. Известняки лилово-красные и буро-красные неоднородные криноидно-мшанковые и коралловые со строматопорами *Clathrodictyon vesiculosum* var. *densatum* Yavor., *Hermatostroma* sp., табулятами *Mesofavosites* sp. nov., *Favosites* sp., *Palaeofavosites* aff. *simplex* Tchern., *Heliolites* aff. *bellus* Kov., ругозами *Palaeophyllum* ex gr. *tubuliferum* Reim., *Dinophyllum* ex gr. *flagellatum* Soshk., *Streptelasma* cf. *crassiseptatum* Smith., *Calostylis* aff. *denticulata* Kjerulf., *Cyathophylloides* sp., *Cyathactic* ex gr. *tenuiseptatus* Soshk., *Cyathactis* sp., брахиоподами *Tuvaella rackovskii* Tchern., *Dalmanella* sp., криноидеями *Pentagonocyclicus borealis* Yelt., *P. tuvaensis* Yelt. sp. nov.

22 м

10. Известково-глинистые зеленовато-серые сланцы и ржаво-бурые известняки

12 „

11. Известняки лилово-красные и красно-бурые толстослоистые с включениями песчаного и гравийного материала, а в верхней части пачки с гальками и валунами, обломками колоний кораллов, строматопор, мшанок и тонким прослоем ракушняка с *Dalmanella* sp., *Tuvaella rackovskii* Tchern., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Stropheodonta filosa* var. *elegestica* Tchern., *Stegorhynchella angaciensis* Tchern., *Eospirifer tuvaensis* Tchern.

13 „

Мощность верхней подсвиты 60 м.

Суммарная мощность чергакской свиты в бассейне р. Хонделен 180 м: верхняя подсвита в этом разрезе имеет сокращенную мощность и представлена нижними пластами (отсутствуют слои с *Tuvaella gigantes* Tchern. и *Camarotoechia ubsuensis* Tchern.). На известняках чергакской свиты согласно залегают конгломераты хондергейской свиты.

В разрезе Элегест непосредственно на нижнекембрийских отложениях с угловым несогласием залегают верхняя подсвита чергакской свиты, представленная следующими пачками (снизу вверх):

1. Красноцветные (красновато-лиловые) неравномернозернистые песчаники, гравелиты, мелкогалечные конгломераты

50 м

2. Песчаники светло-серые известковистые правильнослоистые с редкими и плохой сохранности остатками *Stegorhynchella angaciensis* Tchern.

150 „

3. Зеленовато-серые песчаники и глинистые алевролиты с прослоями серых органогенных известняков с *Tuvaella rackovskii* Tchern., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Stegorhynchella angaciensis* Tchern., *Camarotoechia naliukini* Tchern.

100 „

4. Известняки светло-серые массивные строматопоро-коралловые с разнообразными окаменелостями: строматопорами *Stromatopora typica* Ros., *La-bechia elegestica* Riab., *L. frutelosa* Yavor., *L. communis* Yavor., *Rosenella memorabilis* Yavor., *Clathrodictyon fastigiatum* Nich.; табулятами и гелюлитидами *Multisolenia formosa* Sok., *M. tortuosa* Fritz., *Mesofavosites* ex gr. *obliquus* Sok., *Favosites* cf. *forbesi* var. *similis* Sok., *F.* cf. *forbesi* Edw. et Haime, *F. subforbesi* Sok., *F.* aff. *subforbesi* Sok., *F.* aff. *pseudoforbesi* Sok., *F.* aff. *niagarensis* Hall, *F.* aff. *maubasensis* Kov., *F.* cf. *hisingeri* Edw. et Haime, *F.* aff. *oculiporoides* Sok., *F.* aff. *kogulaensis* Sok., *Alveolites rackovskii* Tchern., *A.* cf. *hemisphaericus* Tchern., *Subabveolites* sp., *Syringopora tuvaensis* Tchern., *Halysites* aff. *compactus* Roem., *H.* ex gr. *lebedevae* Tchern., *Stelliporella parvistella* Roem., *S. parvistella* var. *sibirica* Tchern.; ругозами *Evenkiella* ex gr. *helenae* Sosh., *Cyathactis* ex gr. *socialis* Sosh., *Mesactis* ex gr. *glevensis* Ryd., *Entelophyllum* ex gr. *articulatum* Wahl.; брахиоподами *Tuvaella rackovskii* Tchern., *Dalmanella* sp., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Stropheodonta filosa* var. *elegestica* Tchern.,

- Stegorhynchella angaciensis* Tchern., *Camarotoechia naliokini* Tchern., *C. aff. mongolica* Tchern., *Delthyris elevatus* Dalm.; мшанками *Stigmatella eximia* Modz., *Heterotrypa aff. explanatum* Bass.; криноидеями *Crotalocrinus rugosus* Mill., *Pentagonopentagonalis bilobatus* Yelt., *Pentagonocyclicus borealis* Yelt., *P. elenae* Yelt.; трилобитами *Dalmanitirus weberi* N. Tchern., гастроподами *Hormotoma* sp.; наутилондеями *Cidarvilococeras* sp. 50 м
5. Светло-серые ракушняка и грязно-зеленые алевролиты, содержащие хорошей сохранности раковины брахиопод *Tuvaella rackovskii* Tchern. (много), *Dalmanella* sp., *Stropheodonta* sp., *Leptaena rhomboidalis* Wilck. (много), *Stegorhynchella angaciensis* Tchern. (очень много), *Camarotoechia aff. mongolica* Tchern., *Delthyris elevatus* Dalm., *Atrypa reticularis* L., щитки трилобитов *Dalmanitirus parvus* Z. Max., раковины гастропод *Hormotoma*, *Poleumita cf. globosus* Schloth. 20 м
6. Серые и зеленовато-серые алевролиты и песчаники, чередующиеся с ракушняками светло-серыми, тонкослоистыми с остатками брахиопод хорошей сохранности *Tuvaella rackovskii* Tchern., *Dalmanella* sp., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Stegorhynchella angaciensis* Tchern., *Camarotoechia naliokini* Tchern., *Tannuspirifer pedashenkoi* Tchern. и мшанок *Pachydictya* sp., *Phaeonopora* ex gr. *viluensis* Nekh., *Ph.* ex gr. *quadrata* Astr., *Heterotrypa elegestensis* Modz., *Lioclema* sp. 10 „
7. Светло-серые толстослоистые коралловые известняки с редкими и тонкими выклинивающимися прослоями алевролитов. Многочисленные остатки строматопор *Clathrodictyon vesiculosum* Nich.; табулят и гелиолитид *Mesofavosites aff. subobliquus* Yanet., *Favosites aff. eichwaldi* Sok., *F.* ex gr. *eichwaldi* Sok., *F. hisingeri* Edw. et Haime, *F. aff. kogulaensis* Sok., *F. aff. subforbesi* Sok., *F. cf. forbesi* var. *similis* Sok., *F. forbesi* var. *tuvaensis* Tchern., *F. aff. maubasensis* Kov., *Alveolites aff. hemisphericus* Tchern., *A. rackovskii* Tchern., *Syringopora aff. tuvaensis* Tchern., *Stelliporella parvistella* var. *sibirica* Tchern.; ругоз *Evenkiella* ex gr. *helenae* Sosh., *Cyathactis* sp., *Zelophyllum* sp., мшанок *Lioclema maslovi* Astr., *Heterotrypa incelebata* Modz., *Stigmatella* sp. В верхней части пачки располагаются комковатые известняки, где, кроме кораллов, встречаются брахиоподы *Tuvaella rackovskii* Tchern., *Dalmanella* sp., *Camarotoechia* sp. 9 м
- В этом коралловом горизонте, по данным В. Д. Чехович, по сравнению с первым (пачка 4) совершенно отсутствуют *Multisolenia*, зато появляются и очень многочисленны *Favosites forbesi* var. *tuvaensis* Tchern., *F. aff. maubasensis* Kov., *Alveolites rackovskii* и *Syringopora aff. tuvaensis* Tchern. Общая мощность пачки 9 м
8. Зеленовато-серые песчаники и алевролиты. В верхней части пачки прослой темно-серого органогенного известняка ракушняка с раковинами брахиопод *Dalmanella* sp., *Stropheodonta filosa* var. *elegistica* Tchern., *Camarotoechia ubsuensis* Tchern., *Tannuspirifer pedashenkoi* Tchern.; встречаются раковины гастроподы *Bacunella trilobata* Sow. В осипи найдены отпечатки эвриптерид 8 „
9. Песчаники и алевролиты тонкослоистые серого, лилово-серого и лилового цвета, переслаивающиеся между собой. Ходы червей (?) 5 „
10. Зеленовато-серые и серые песчаники, зеленовато-серые алевролиты и светло-серые известняки с остатками брахиопод плохой сохранности *Tuvaella gigantea* Tchern., *Dalmanella* sp., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Stegorhynchella angaciensis* Tchern., *Camarotoechia ubsuensis* Tchern., *Tannuspirifer pedashenkoi* Tchern. и остатками мшанки *Heterotrypa incelebata* Modz. 40 „
11. Переслаивающиеся лиловые и зеленовато-серые песчаники и алевролиты (преобладают лиловые). В песчаниках разнотельные створки брахиопод *Camarotoechia čumurtukensis* Tchern., *Tannuspirifer pedashenkoi* Tchern. 10 м
12. Серые и зеленовато-серые песчаники и алевролиты с редкими прослоями известняков *Camarotoechia ubsuensis* Tchern., *Tannuspirifer pedashenkoi* Tchern. 45 „
13. Лиловые алевролиты и песчаники с разрозненными створками *Lingula minima* Sow., чешуйками цефаласпид и остракодами *Herrmannina* sp. 22 „
14. Переслаивающиеся зеленовато-серые, серые и лилово-серые песчаники, алевролиты, известняки с *Lingula minima* Sow. 21 „
- Задерновано. Высыпки серых, лиловых песчаников, алевролитов, реже известняков 110 „
15. Серые и лиловые песчаники и алевролиты. Редкие прослои известняков 9 „
16. Известняки, переслаивающиеся с серыми и лиловыми песчаниками и алевролитами. Брахиоподы *Camarotoechia čumurtukensis* Tchern., гастроподы *Hormotoma* sp., *Stylonema* sp. 15 „
17. Зеленовато-серые алевролиты и песчаники. Редкие прослои лиловых разновидностей 14 „

Мощность верхней подсвиты чергакской свиты в описанном разрезе 700 м.

Разрез Кадвой (см. рис. 31, разрез 13) был изучен по правобережью р. Кадвой, на участке к югу от тракта Самагалтай — Хандагайты. В основании чергакской свиты здесь располагается базальная конгломерато-песчаниковая толща, залегающая несогласно на нижнем кембрии. Она сложена лиловато-серыми грубозернистыми неоднородными песчаниками с линзовидными прослоями конгломератов. Эта часть разреза описана Г. Н. Лукашевым в тектоническом клине на правом берегу р. Кадвой, в 700 м к югу от пересечения реки трактом.

Более высокая часть разреза описана Е. В. Владимирской и А. В. Кривободровой в 600 м к западу. Здесь в осевой части антиклинали обнажаются полимиктовые разнородные лилово-серые песчаники. Доступная для наблюдения мощность 100 м. Они сменяются выше по разрезу следующими пачками:

1. Конгломераты крупногалечные и валунные, неоднородные, лилово-серые	30 м
2. Мелкогалечные конгломераты, гравелиты, крупнозернистые песчаники	65 „
3. Песчаники желтовато-серые и светло-серые разнородные, известковистые, тонкопереслаивающиеся. Обломки раковин лингул, пелеципод, следы позания червей	60 „
4. Известковистые песчаники и известково-глинистые алевролиты, ядра брахиопод <i>Dalmanella</i> sp., <i>Stropheodonta</i> sp., <i>Camarotoechia</i> sp., отпечатки хвостов трилобитов <i>Dalmanitrus</i> cf. <i>parvus</i> Z. Max.	50 „
5. Известковистые песчаники, известково-глинистые алевролиты и известняки с <i>Leptaena rhomboidalis</i> Wilck., <i>Stropheodonta</i> sp., <i>Stegorhynchella angaciensis</i> Tchern., <i>Camarotoechia naliokini</i> Tchern., <i>C. mongolica</i> Tchern., <i>Heterotrypa</i> aff. <i>tenuis</i> Astr., <i>Phaenopora</i> sp., <i>Dalmanitrus</i> sp., <i>Pentagonocyclicus angustilobatus</i> Yelt., <i>P. violaceus</i> Yelt. sp. nov., <i>Pentagonopentagonalis</i> ex gr. <i>quinquelobatus</i> Yelt., <i>Tetragonotetragonalis</i> sp.	15 „

Общая мощность нижней подсвиты в бассейне р. Кадвой не менее 500 м.

Верхняя подсвита описана там же, где и нижняя, и подразделена на две толщи. Нижняя из них представлена следующими пачками (снизу вверх):

1. Известковистые песчаники, алевролиты, известняки с <i>Tuvaella rackovskii</i> Tchern., <i>Dalmanella</i> (?) sp., <i>Stropheodonta filosa</i> var. <i>elegestica</i> Tchern., <i>Stegorhynchella</i> sp., <i>Camarotoechia naliokini</i> Tchern., <i>Amplexopora</i> aff. <i>petchihuensis</i> Modz., <i>Dalmanitrus weberi</i> N. Tchern., <i>Amplexopora</i> aff. <i>petchihuensis</i> Linds., <i>Michelinoceras</i> sp.	40 м
2. Желтовато-серые песчаники, алевролиты, известняки с <i>Tuvaella rackovskii</i> Tchern., <i>Pentagonocyclicus ophiuroides</i> Yelt. sp. nov., <i>Hormotoma</i> sp., <i>Planitrochus</i> cf. <i>amicus</i> Perner	25 „
3. Алевролиты грязно-зеленые с подчиненными прослоями песчаников и известняков <i>Tuvaella rackovskii</i> Tchern., <i>Stegorhynchella angaciensis</i> Tchern., <i>Leptaena rhomboidalis</i> Wilck., <i>Stropheodonta</i> sp., <i>Stegorhynchella angaciensis</i> Tchern., <i>Fistulipora</i> sp., <i>Heterotrypa</i> sp., <i>Pentagonocyclicus elenae</i> Yelt.	160 „
4. Известково-глинистые темно-серые и зеленовато-серые алевролиты и известняки с <i>Tuvaella rackovskii</i> Tchern., <i>Stegorhynchella angaciensis</i> Tchern., <i>C. cf. ubsuensis</i> Tchern., <i>Eospirifer radiatus</i> Sow., <i>Cyrtia</i> ex gr. <i>exporrecta</i> Wahl., <i>Atrypa reticularis</i> L., <i>Monotrypa kisildzarenis</i> Astr., <i>Cyclocyclicus</i> ex gr. <i>echinatus</i> Yelt. sp. nov., <i>Pentagonocyclicus elegans</i> Yelt., <i>Pentagonopentagonalis</i> ex gr. <i>muscaliformis</i> Yelt., <i>Beraunia</i> aff. <i>bifrons</i> Pern., <i>Bellerophon</i> sp., <i>Holopea</i> sp., <i>Poleumita</i> sp.	8 „
5. Песчаники и алевролиты грязно-зеленые с известковыми желваками <i>Tuvaella rackovskii</i> Tchern.	20 „

Мощность нижней толщи 250 м.

Разрез верхней толщи верхней подсвиты имеет следующий вид:

6. Песчаники и алевролиты грязно-зеленые, редкие прослои известняков <i>Tuvaella gigantea</i> Tchern., <i>Leptaena rhomboidalis</i> Wilck., <i>Camarotoechia ubsuensis</i> Tchern., <i>Calymenae</i> sp.	30 м
7. Светло-серые и серые кварцитовидные песчаники	25 „

8. Песчаники зеленовато-серые, редкие прослойки алевролитов и известняков *Tuvaella gigantea* Tchern., *Stropheodonta filosa* var. *elegestica* Tchern., *Camarotoechia cumurtukensis* Tchern., *Tannuspirifer* cf. *pedashenkoi* Tchern., отпечатки трилобитов и гастропод 30 м
9. Желто-серые, лилово-серые песчаники, вишнево-бурые и грязно-зеленые алевролиты 10 „
10. Грязно-зеленые алевролиты и песчаники, редкие линзовидные прослойки известняков *Tuvaella gigantea* Tchern., *Camarotoechia absuensis* Tchern., *C. cumurtukensis* Tchern., *Dalmaniturus parvus* Z. Max., многочисленные пеллециподы 50 „
11. Лилово-серые песчаники и вишнево-красные алевролиты. Чешуи цефаласпид 110 „
12. Зеленовато-серые и серые песчаники, алевролиты, редкие прослойки известняков *Lingula lewisii* Sow., *Camarotoechia* sp. nov., *Spirifer* sp., *Euroderceras* cf. *osmanense* Foerste et Teichert 75 „

Мощность верхней толщи 330 м.

Мощность верхней подсвиты 600 м, а общая неполная мощность изученного разреза чергакской свиты в бассейне р. Кадвой около 1200 м.

Обобщение данных по всем опорным разрезам (см. рис. 31) позволяет составить следующую сводную характеристику чергакской свиты по подсвитам. *Нижняя подсвита* наиболее развита в западной части Тувы, особенно в центральной части Хемчикской впадины (хемчикский тип разреза). Здесь она представлена мощной толщей грязно-зеленых песчано-глинистых пород с редкими прослоями песчанистых известняков. Органические остатки редки и плохой сохранности. К окраинам Хемчикской впадины характер нижней подсвиты меняется. На западе (бассейн рек Пичи-Шуй, Барлык) в разрезе появляются мощные линзы коралловых известняков, уменьшается число прослоев песчаников и их мощность, резко возрастает роль глинистых пород. По северной окраине Хемчикской котловины (алашский тип разреза) мощность подсвиты сокращается, появляются красноцветные породы, увеличивается карбонатность отложений, палеонтологический комплекс становится богаче. В районе нижнего течения р. Хемчик и на правобережье Енисея (эйлигхемский тип разреза) нижняя подсвита представлена монотонной толщей глинистых пепельно-серых сланцев. По направлению на восток и юг возрастает грубозернистость пород, исчезают прослойки известняка, все реже становятся находки окаменелостей. Из разреза подсвиты, по-видимому, выпадают нижние толщи и пачки.

Участвующие в строении подсвиты породы образуют тонкое пере-слаивание. Вверх по разрезу размер зерен уменьшается и появляются прослойки карбонатных пород. В тех случаях, когда чергакская свита залегает на породах кембрия, в ее основании присутствуют конгломераты, от валунных до мелкогалечных, с полимиктовым составом обломочного материала. Песчаники нижней подсвиты от крупно- до мелкозернистых полимиктовые с известковым или известково-глинистым цементом, обычно оливково-зеленого цвета. Мощность их прослоев от 10—20 до 50—80 см. Алевролиты зеленовато-серые глинисто-известковистые тонкослоистые, часто рассланцованные; образуют прослойки от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Аргиллиты и глинистые сланцы известны по всему разрезу подсвиты, но преобладают в ее верхней части. Известняки в нижней подсвите встречаются редко, особенно в центральной части Хемчикской котловины. По ее северной и западной окраинам в разрезе подсвиты присутствуют довольно мощные линзы известняков. Известняки серого и темно-серого цвета, реже розовато-лиловые, средне- и мелкокристаллические, иногда афанитовые. Они часто неоднородные и пятнистые из-за неравномер-

ного распределения песчанистого и песчано-глинистого материала. Мощность прослоев известняков от 5—10 до 50—60 см, а линзы их достигают нескольких метров мощности.

Органические остатки в нижней подсвите чергакской свиты обычно плохой сохранности. Чаще встречаются остатки брахиопод и мшанок. Первые найдены в виде редких разрозненных створок или в виде ракушняков. Мшанки присутствуют в виде обломков скелета или его отпечатков, а криноидеи представлены разрозненными члениками стеблей. Еще реже встречаются разрозненные раковины наутилоидей и хвостовые щитки трилобитов. Кораллы и строматопоры найдены в линзах и прослоях известняков. Здесь они часто хорошей сохранности, хотя в некоторых случаях расланцованы и смяты.

В нижней подсвите собраны следующие окаменелости: строматопоры — *Clathrodiction vesiculosum* Nich. et Mur., *C. vesiculosum* var. *densatum* Yavor., *C. regularis* Ros., *Cystostroma simplex* var. *tuvense* Yavor.; кораллы (табуляты и гелиолитиды) — *Palaeofavosites elegans* Sok., *P. alveolaris* Goldf., *P. ex gr. groenlandicus* Poul., *P. balticus* Rukh., *P. forbesiformis* Sok., *P. paulus* Sok., *P. ex gr. rudis* Sok., *Multisolenia tortuosa* Fritz, *Mesofavosites ex gr. fleximurinus* Sok., *Favosites gothlandicus* Lam., *F. ex gr. favosus* Goldf., *Halysites catenularia* Lam., *Propora cf. conferta* Edw. et Haime, *Catenipora cf. gothlandica* Yabe; ругозы — *Pycnastis mitratus* Schl., *Streptelasma ex gr. viluense* Nick., *Dinophyllum aff. flagellatum* Scheff.; брахиоподы — *Lingula aff. carrens* Barr., *Hesperorthis* sp., *Rhipidomella asiatica* Nikif., *Dalmanella* sp., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Stropheodonta cf. filosa* var. *elegestica* Tchern., *Camarotoechia naliokini* Tchern., *C. mongolica* Tchern., *Stegorhynchella angačensis* Tchern., *Pelctatrypa ex gr. imbricata* Sow., *Meristella*(?) sp.; мшанки — *Cyclotrypa* sp., *Fistulipora* sp., *Eridotrypa aff. solida* Bass., *E. aff. spinosa* Bass., *Homotrypa hondelensis* Modz., *Homotrypa separata* Modz. sp. nov., *Homotrypella vladimirskaya* Modz. sp. nov., *Heterotrypa*(?) *spinosa* Modz. sp. nov., *H.*(?) *dekayaformis* Modz. sp. nov., *Bithopora unica* Modz. sp. nov., *Lioclema maslovi* Astr., *Hallopora polita* Modz., *H. elegantula* Hall, *H. viatrix* Astr., *H. concinna* Modz. sp. nov., *H. aff. magnopora* Foerste, *H. wesenbergiana* Dyb., *Mesotrypella atashensis* Astr., *M. utukhaensis* Modz., *Batostoma aff. variableformis* Modz. sp. nov., *Diplotrypa niglectoformis* Astr., *D. sascha* Modz. sp. nov., *Ceramopora aff. niagarensis* Bassl., *Chasmatorpora* sp., *Phaenopora aff. fimbriata* James, *P. limbataeformis* Nech., *P. deflecta* Astr., *P. ex gr. viluensis* Nekh., *P. bajangolica* Astr., *Pachydictia ex gr. dichotoma* Nekh.; криноидеи — *Tetragonotetragonalis ex gr. quadrichamatus* Yelt., *Pentagonopentagonalis ex gr. quinquelobatus* Yelt., *P. muscaliformis* Yelt., *Pentagonocyclicus borealis* Yelt., *P. borealis* Yelt., *P. angustilobatus* Yelt., *P. ex gr. violaceus* Yelt. sp. nov.; трилобиты — *Dalmanites* sp., *Dalmaniturus parvus* Z. Max., *Lichas* sp., *Phacops* sp., *Eomonorachus*(?) *aff. convexus* Ullr. et Delo, *Chasmops*(?) *cf. bebrix* (Billings), *Asaphiderum* gen. indet.; наутилоидеи — *Orthoceras mutabile* Barr., *O. cf. dicipiens* Barr., *O. cf. visilatun* Barr., *O. cuvieri* Barr., *O. cf. purchisoni* Barr., *O. cf. bacchus* Barr., *Elrodoceras cf. telleri* Foerste et Teichert, *Michelinoceras* sp., *Armenoceras* sp., *Sactoceras* sp.

Нижнесилурийский возраст подсвиты не вызывает сомнения, так как окаменелостей, характерных для более молодых горизонтов, там не найдено. Несколько форм, близких к ордовикским (при обилии силурийских), указывают на низкое положение вмещающих отложений в общем разрезе силура. Характерны следующие ландоверийские (и

близкие к ним) формы: *Palaeofavosites* ex gr. *groenlandicus* Poul., *P. balticus* Rukh., *P. forbesiformis* Sok., *P. ex gr. rudis* Sok., *P. paulus* Sok., *Mesofavosites* ex gr. *fleximurinus* Sok., *Favosites* ex gr. *favosus* Goldf., *Streptelasma* ex gr. *viluense* Nick., *Hesperorthis* sp., *Plectatrypa* ex gr. *imbricata* Sow., *Phaenopora limbataeformis* Nekh., *Pachidictya* ex gr. *dichotoma* Nekh., *Tetragonotetragonalis* ex gr. *quadrichamatus* Yelt. Ландоверийский возраст подсвита подтверждается и тем, что перекрывающая ее подсвита содержит венлокские окаменелости.

Мощность нижней подсвита чергакской свиты (в зависимости от типа разреза) колеблется в пределах от 50 до 1900 м.

Верхняя подсвита чергакской свиты распространена как в Западной, так и в Центральной Туве. Она залегает либо на нижней подсвите и связана с ней постепенным переходом (граница проводится по первому появлению тувелл), либо на нижекембрийских отложениях с отчетливым угловым несогласием.

Верхняя подсвита или постепенно сменяется вышележащей хондергейской свитой верхнего силура, или несогласно перекрывается осадочно-эффузивной толщей нижнего девона.

От нижней подсвита верхняя отличается тонкозернистостью отложений, резким увеличением числа известковых прослоев, значительно большим количеством органогенных известняков (ракушняки, коралловые известняки), частыми находками и лучшей сохранностью окаменелостей, своеобразным и богатым комплексом фауны. Для верхней подсвита отмечаются те же закономерности в изменении характера разреза по площади, что и для нижней. В самых западных районах ее распространения среди мощных сланцевых толщ присутствуют линзы коралловых известняков. По северной окраине Хемчикской котловины и в Центральной Туве верхняя подсвита представлена в значительной степени карбонатными и карбонатно-глинистыми отложениями, содержащими органические остатки хорошей сохранности. Здесь же отмечается появление красноцветных пород.

Входящие в состав подсвита песчаники преимущественно мелкозернистые и правильно слоистые, обычно зеленовато-серого и желтовато-серого цвета; обладают полимиктовым составом зерен и карбонатным или карбонатно-глинистым цементом. Алеврито-глинистые породы, как правило, серые и зеленовато-серые. Известняки представлены в основном двумя разновидностями: одни образуют тонкие прослои среди алеврито-глинистых пород, другие — мощные линзы (от 5 до 30 м мощностью), иногда пачки (до 50 м мощностью). Первые — серого цвета, часто с зеленоватым оттенком, неоднородные, пятнистые, обычно с примесью песчаного и глинистого материала; иногда по простиранию переходят в известковые песчаники. Мощность прослоев таких известняков 2—10 см, реже больше. В них часто встречаются отдельные створки и целые раковины брахиопод, которые иногда образуют сплошные ракушняки; здесь же в меньшем количестве находятся мшанки, криноидеи, трилобиты. Вторая разновидность, встречающаяся в мощных линзах, представлена темно-серыми и серыми массивными, часто битуминозными известняками. В отдельных случаях известняки окрашены в лилово-красный и розовый цвет. В них в большом количестве найдены остатки кораллов, строматопор, мшанок, криноидей. Брахиоподы встречаются редко.

Во всех разрезах, где удалось наблюдать самую верхнюю часть чергакской свиты (Пичи-Шуй, Элегест, Оттык-Таш, Самагалтай, Кадвой, Хондергей) отмечается появление в ней красноцветных песчано-глинистых прослоев, которых вверх по разрезу становится все больше и больше.

В верхней подсвите найдены: строматопоры — *Actinostroma intermedium* Явор., *A. podolicum* Явор., *A. istokense* Явор., *Clathrodictyon vesiculosum* Nich. et Mur., *C. fastigiatum* Nich., *C. vesiculosum* var. *densatum* Явор., *C. regularis* Ros., *Stromatopora tuvensis* Явор., *S. typica* Ros., *S. aff. ržonsnickii* Явор., *Labechia regularis* var. *tuvensis* Явор., *L. frutелosa* Явор., *L. communis* Явор., *Rosenella memorabilis* Явор.; ругозы — *Cyathactis* sp., *C. ex gr. socialis* Soshk., *C. cf. tenuiseptatus* Soshk., *Mesactis* cf. *glevensis* Ryd., *Phaulactis* sp., *Streptelasma* sp., *Streptelasma* cf. *crasseptatum* Smith., *Palaeophyllum* cf. *tubuliferum* Reim., *Tuvaephyllum columnatum* Nicol. sp. nov., *Entelophyllum articulatum* (Wahl.), *E. ex gr. visbiense* Wdkd., *Protoramulophyllum* ex gr. *kazachstanicum* Nicol., *Dinophyllum* ex gr. *flagellatum* Scheff., *Lamprophyllum* ex gr. *de geeri* Wdkd., *Zelophyllum* sp., *Ketophyllum* ex gr. *elegantellum* Wdkd., *Kyphophyllum lindstromi* Wdkd., *Evenkiella helenae* Soshk., *E. ex gr. obrutschevi* Soshk., *Calostylis* aff. *denticulata* Kjerulf., *Cyathophylloides* sp., *Palaearea* cf. *lopatini* Lind., *Brachielasma* ex gr. *radiata* Scheff., *Homophyllum* sp., табуляты и гелиолитиды — *Palaeofavosites* ex gr. *elegans* Sok., *P. ex gr. alveolaris* Sok., *P. aff. simplex* Tchern., *P. ex gr. forbesiformis* Sok., *P. forbesiformis* var. *porosa* Sok., *P. arcticum* Paul., *P. ex gr. paulus* Sok., *Multisolonia tortuosa* Fritz., *M. aff. formosa* Sok., *M. cf. ninae* Tchern., *Mesofavosites* aff. *subobliquus* Yanet., *M. aff. alveolitoides* Sok., *Favosites forbesi* var. *tuvaensis* Edw. et Haime, *F. forbesi* Edw. et Haime, *F. forbesi* var. *similis* Sok., *F. subforbesi* Sok., *F. hisingeri* Edw. et Haime, *F. niagarensis* Hall, *F. maubasensis* Kov., *F. aff. oculiporoides* Sok., *F. aff. kogulaensis* Sok., *F. alashensis* Tchern., *F. gothlandicus* Lam., *F. ex gr. eichwaldi* Sok., *F. ex gr. lichenaroides* Sok., *F. (?) festivus* Tchern., *Parastriatopora* aff. *mutabilis* var. *balchaschica* Kov., *Alveolites račkovskii* Tchern., *A. aff. labechei* Edw. et Haime, *A. hemisphaerucus* Tchern., *A. aff. nuratavensis* Chech., *Subalveolites* sp., *Syringopora tuvaensis* Tchern., *S. ex gr. bifurcata* d'Orbigny, *Halysites* aff. *compactus* Roem., *Heliolites* ex gr. *lebedevae* Tchern., *H. aff. yavorskii* Tchern., *H. aff. bellus* Kov., *H. interstinctus* Lam., *Propora* cf. *conferta* Edw. et Haime, *Catenipora* cf. *gothlandica* Yabe, *Stelliporella parvistella* Roem., *S. parvistella* var. *sibirica* Tchern., *Thamnopora* sp., *Pseudoproheliolites* gen. et sp. nov. Chech.; брахиоподы — *Lingula minima* Sow., *L. lewisii* Sow., *Tuvaella račkovskii* Tchern., *T. gigantea* Tchern., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Stropheodonta filosa* var. *elegestica* Tchern., *Stegorhynchella angačiensis* Tchern., *Camarotoechia naliokini* Tchern., *C. mongolica* Tchern., *C. ubsuensis* Tchern., *C. čumurtukensis* Tchern., *Atrypa reticularis* L., *Naliokinia sibirica* Bubl., *Eospirifer tuvaensis* Tchern., *Eospirifer* ex gr. *radiatus* Sow., *Spirifer* ex gr. *elevatus* Dalm., *Tannuspirifer pedashenkoi* Tchern., *Protathyris didyma* Dalm.; криноидеи — *Pentagonopentagonalis* ex gr. *quenquelobatus* Yelt., *P. kendeiensis* Yelt. sp. nov., *P. muscaliformis* Yelt., *Pentagonocyclicus borealis* Yelt., *P. ex gr. angustilobatus* Yelt., *P. elenae* Yelt., *P. bilobatus* Yelt., *P. cf. bullosus* Yelt., *P. ex gr. violaceus* Yelt. sp. nov., *P. ex gr. elegans* Yelt., *P. tuvaensis* Yelt. sp. nov., *P. vladimirskaya* Yelt. sp. nov., *P. ophiuroides* Yelt. sp. nov., *P. subfloreus* Yelt. sp. nov., *P. urjensis* Yelt. sp. nov., *Cyclocyclicus* ex gr. *altidentatus* Yelt. sp. nov., *C. ex gr. bohemicus* Yelt. sp. nov., *C. ex gr. echinatus* Yelt. sp. nov., *Crotalocrinus rugosus* Miller, *Encrinites ioanensis* Barr., *Syndetocrinus* aff. *uralicus* Yakovl., *Myelodactylus* sp., *Anthocrinus* sp., *Enallocrinus*; трилобиты — *Dalmaniturus neberi* N. Tchern.,

D. parvus Z. Max., *Calymene* gr. *blumenbachi* Brough., *Encrinurus* sp., *Phacops* sp., *Scutellum* sp.; остракоды — *Herrmannina* sp.; гастроподы — *Bacunella* sp., *Trochonema* sp., *Poleumita* cf. *globosus* Schloth.; мшанки — *Cyclotrypa* sp., *Fistulipora* sp., *Eridotrypa* aff. *solida* Bass., *E.* aff. *spinosa* Bass., *Heterotrypa* *incelebrata* Modz., *H. elegestensis* Modz. sp. nov., *H. enormis* Astr., *H.* aff. *tenuis* Astr., *H. zubovkiensis* Modz., *H.* aff. *explanatum* Bass., *Stigmatella* *eximia* Modz., *S. indefinita* Astr., *Nicholsonella* aff. *floridae* Hall, *N. pseudofloridae* Modz. sp. nov., *Lioclema* aff. *explanatum* Bass., *L. classica* Modz. sp. nov., *L. varium* Astr., *L. tapsaensis* Astr., *L. tuvaensis* Astr., *L. irinae* Astr., *L. perexiguum* Astr., *L. turanensis* Modz., *L. maslovi* Astr., *Amplexopora* *similis* Astr., *A. obducta* Astr., *A. petchischuensis* Modz. sp. nov., *A. nobila* Modz. sp. nov., *A. baitalensis* Modz. sp. nov., *Discotrypina* *hemiphragmis* Astr., *Batostoma* *microcellata* Astr., *Monotrypa* *kizildjarensis* Astr., *M. accommodata* Modz., *M. amplexiformis* Modz. sp. nov., *Trematopora* *ondumensis* Astr., *T.* aff. *beichemensis* Astr., *Semicoscinium* *fragilis* Astr., *Stictoporella* *asiatica* Astr., *Phaenopora* *quadrata* Astr., *P. contracta* Astr., *P.* ex gr. *viluensis* Nekh., *P. bajangolica* Astr., *P. angulata* Astr., *Phaenopora* sp., *Pachidictya* sp.; наутилоидеи — *Lechritrochoceras* cf. *telleri* Foerste, *Orthoceras*(?) *cuvieri* Barr., *Sactoceras* cf. *depressum* Foerste, *Elrodoceras* cf. *osmanense* Foerste et Teichert, *Anomeioceras* cf. *brevicameratum* Foerste, *Offleyoceras* cf. *arcticum* Foord., *Michelinoceras* sp., *Sactoceras* sp.; граптолит *Monograptus priodon* Bronn. — единственная находка, сделанная Р. А. Зубаковым в Западной Туве в бассейне р. Чадан.

Приведенный большой список содержит ландоверийские, венлокские и лудловские окаменелости, занимающие вполне определенное положение в разрезе. Имеющиеся в списке ландоверийские формы находятся в самом основании подсвиты. Однако в перечисленных слоях наряду с ландоверийскими встречено значительное количество венлокских форм, на этом основании указанные слои отнесены к самым низам верхней подсвиты. Несмотря на большое число новых видов и эндемичных форм, в списке чрезвычайно обильны венлокские окаменелости (кораллы, наутилоидеи). Они собраны почти по всему разрезу подсвиты. Венлокский возраст подтверждается и находкой граптолита. Самая верхняя часть подсвиты характеризуется иным палеонтологическим комплексом: здесь появляются лудловские кораллы, мшанки, брахиоподы, поэтому эта часть верхней подсвиты чергакской свиты отнесена к низам лудлова. На основании всего вышеизложенного, возраст верхней подсвиты в целом определяется Е. В. Владимирской и А. В. Кривободровой как венлок и самые низы лудлова.*

Мощность верхней подсвиты колеблется в значительных пределах: от нескольких десятков метров до 1000—2000 м.

В Восточной Туве (окрестности г. Турана и у пос. Зубовки) Е. В. Владимирской и А. В. Кривободровой выделяется восточно-тувинский, или зубовский, тип разреза чергакской свиты, отличающийся от других разрезов свиты увеличением красноцветности отложений, их грубозернистостью, обедненной палеонтологической характеристикой. Эти же отложения В. Б. Агентовым и др. выделяются под названием дерзигской свиты и будут описаны ниже.

* В 1966 г. Е. В. Владимирская пришла к выводу о венлокском возрасте верхнечергакской подсвиты, считая слои с лудловскими формами, переходными и входящими в состав верхов венлокского яруса. В соответствии с этим на прилагаемой к тому геологической карте обе подсвиты чергакской свиты показаны нижнесилурийскими.—
Прим. ред.

Нижнечергацкий горизонт

Атчольская свита

Отложения атчольской свиты распространены в северо-восточной части Тувы и обнажены южнее крупного Оттугтайгинского широтного разлома в среднем течении р. Ат-Чол, в бассейнах Бол. и Мал. Бус, в нижнем течении р. Улуг-О, в верховье Дерзига, в долине Бол. Енисея (у излучины Маралья Шея), в урочище Тараскыр (бассейн р. Туран) и других местах. Самые западные выходы этих отложений, которые по существу находятся уже в Центральной Туве, известны в бассейне р. Чинжаш.

Атчольская свита, как это было доказано в 1960 г. В. А. Благоднавым, совершенно согласно залегает на систигхемской свите ордовика и повсюду связана с последней постепенным переходом*. Вверх по разрезу отложения атчольской свиты повсеместно совершенно согласно сменяются породами дерзигской свиты, возраст которой, как это будет показано ниже, соответствует венлокскому и, по-видимому, частично лудловскому.

Нижняя граница атчольской свиты проводится по преобладанию в едином разрезе красноцветных мелко- и тонкозернистых песчаников и алевропесчаников, которые постепенно вытесняют средне- и грубообломочные сероцветные породы систигхемской свиты.

Верхняя граница атчольской свиты проводится по появлению в том же едином разрезе сероцветных тонкослоистых песчаников и алевролитов или известняков-ракушнякав, переполненных остатками брахиопод и мшанок.

Представлена атчольская свита в основном мелко- и среднезернистыми красноцветными песчаниками и алевролитами. В низах разреза присутствуют своеобразные «пятнистые» алевропесчаники, обладающие очень характерным обликом, что обусловлено довольно своеобразной макротекстурой: светлые, лиловато-бурые песчаные участки (пятна), сложенные мелким песчаным материалом, четко выделяются на более темном фоне общей мелкозернистой массы породы.

Разрез свиты, впоследствии названной (по предложению Ю. В. Чудинова) атчольской, впервые был описан Д. М. Орловым в 1955 г. по р. Ат-Чол и представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Красно-коричневые слоистые алевролиты с прослоем (10—13 м) зеленых известковистых сланцев, содержащих обильные остатки брахиопод, мшанок, трилобитов. В алевролитах отпечатки гастропод. Среди брахиопод Е. В. Владимирской определена *Leptaena cf. rhomboidalis* Wilck. — форма, известная с верхнего ордовика и широко распространенная в силурийских отложениях Тувы. Другие формы брахиопод, по мнению Е. В. Владимирской, являются новыми. Трилобиты, по определению З. А. Максимовой, представлены силурийскими формами *Dalmaniturus* (?) sp., *Scutellum* sp., гастроподы определены В. А. Востоковой как *Straparollus* sp. 60 м
2. Красно-бурые полимиктовые «пятнистые» песчаники, иногда с горизонтальной слоистостью 70 „
3. Красные мелкозернистые полимиктовые песчаники и коричнево-красные пятнистые алевропесчаники (преобладают последние). В нижней части пачки остатки гастропод 180 „

* До 1960 г. стратиграфическое положение атчольской свиты и характер ее соотношения с подстилающей систигхемской свитой трактовались по-разному. Ю. В. Чудинов полагал, что эти две свиты связаны между собой постепенным переходом. В. Г. Богомолов считал, что атчольская свита моложе таскыльской и что на систигхемской свите она залегает с угловым и азимутальным несогласием. На несогласное налегание атчольской свиты на систигхемскую указывал также Б. В. Образцов. Е. В. Владимирская считает, что в разрезе Ат-Чол отложения, относимые другими исследователями к систигхемской свите, в действительности являются базальными слоями силура.

4. Переслаивание красных, красно-бурых алевролитов с мелко- и средне-зернистыми косослоистыми песчаниками (преобладают последние)	160 м
5. Красные, красно-бурые мелкозернистые полимиктовые песчаники	80 „
6. Красные, красно-бурые мелкозернистые полимиктовые песчаники и алевролиты	150 „
7. Красные, красно-бурые мелкозернистые полимиктовые песчаники, обычно косослоистые	370 „
8. Красные, красно-бурые мелкозернистые полимиктовые песчаники с прослоями алевролитов	300 „

Общая мощность разреза 1500 м.

На других участках своего распространения атчольская свита, сохраняя свой типичный облик благодаря преобладанию тонкообломочных красноцветных пород, все же имеет некоторые отличительные черты и неодинаковую мощность.

Так, в долине Бол. Енисея, западнее описанного разреза, по р. Ат-Чол в составе свиты появляются прослои и пачки сероцветных пород иногда значительной мощности. Наблюдаются они и западнее, в бассейне р. Сарлыг, и в урочище Тараскыр, где мощность атчольской свиты увеличивается до 2300—2400 м.

На крайнем западном участке своего распространения в бассейне р. Чинжаш обнажена только нижняя часть атчольской свиты, которая представлена здесь вишнево-красными пятнистыми песчаниками и алевролитами с единичными прослоями зеленовато-серых алевролитов и серых среднезернистых песчаников. Видимая мощность этих отложений составляет всего около 600 м.

В верховье р. Дерзиг, восточнее описанного выше стратотипа по р. Ат-Чол, рассматриваемые отложения представлены серо-розовыми и красными среднезернистыми песчаниками и алевролитами, переслаивающимися между собой. Мощность прослоев алевролитов варьирует от 0,1 до 1 м, песчаников от 0,15 до 0,5 м. Изредка (преимущественно в нижней части) отмечаются прослои косослоистых грубозернистых песчаников и гравелитов. Полная мощность отложений здесь около 600 м.

Сравнивая описанные в разных местах разрезы, можно установить, во-первых, что атчольская свита обладает некоторой фациальной изменчивостью, выражающейся в появлении на отдельных участках пачек сероцветных и зеленоцветных пород при господствующей роли красноцветов и, во-вторых, что ей свойственно большое непостоянство мощности — от 600 до 2300 м.

Таскыльская свита

Таскыльская свита условно отнесена к нижнечергакскому горизонту. Ее отложения развиты в среднем течении Бол. Енисея в районе хр. Таскыл, в бассейнах рек Холодная, Сибирячка (левые притоки Бол. Енисея), Ожу, Хуннуг, Хут, Сейба и Систиг-Хем (правые притоки Бол. Енисея).

Таскыльская свита, впервые выделенная Ю. В. Чудиновым в 1957 г. в районе хр. Таскыл, повсеместно совершенно согласно надстраивает разрез систигхемской свиты ордовика. Также совершенно согласно она перекрывается породами семибратинской свиты. Нижняя граница таскыльской свиты проводится по исчезновению из разреза грубообломочных и среднеобломочных отложений, типичных для систигхемской свиты, которые уступают место мелко- и тонкозернистым красноцветным песчаникам. Верхняя граница соответствует смене красноцветных пород серыми и зеленовато-серыми.

Преобладающие в составе свиты мелко- и тонкозернистые песчаники и алевролиты имеют лиловато-бурую, красно-бурую, лиловую или

серо-лиловую окраску. Реже наблюдаются среднезернистые и, как исключение, крупнозернистые песчаники, а также аргиллиты. Очень характерны для рассматриваемых отложений трещины усыхания, знаки ряби и косая слоистость различных типов.

Наиболее полный разрез таскыльской свиты был составлен В. А. Благонаравовым и другими в 1959 г. на хр. Таскыл в верховье р. Холодная. Здесь свита подразделяется на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя подсвита, представленная переслаиванием мелко- и тонкозернистых светло-лиловато-бурых полимиктовых песчаников с известковистым цементом, имеет мощность порядка 350 м.

Средняя подсвита характеризуется чередованием красновато-бурых, лиловато-бурых и лиловато-серых алевролитов, тонко- и мелкозернистых полимиктовых песчаников. В верхах подсвиты присутствуют прослои косослоистых песчаников. Мощность средней подсвиты около 700 м.

Верхняя подсвита сложена серо-лиловыми и розовато-серыми мелкозернистыми и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками нередко с характерной перекрещивающейся косой слоистостью. В верхах подсвиты появляются единичные прослои зеленовато-серовато-лиловых песчаников. Мощность верхней подсвиты 1000 м.

Общая мощность таскыльской свиты в верховье р. Холодная составляет примерно 2000 м.

Трехчленное строение и такую же мощность имеет таскыльская свита во всем бассейне р. Холодная, в долине Бол. Енисея, в бассейнах рек Хут и Ожу.

В полосе распространения таскыльской свиты от хр. Таскыл до р. Ожу в северо-западном направлении отмечается уменьшение количества прослоев среднезернистых песчаников в верхней подсвите до полного их исчезновения. Таким образом, здесь наблюдается некоторая фациальная изменчивость. В бассейне р. Сейба и отчасти в среднем течении р. Хут из-за плохой обнаженности не удается провести подробного расчленения таскыльской свиты. В ряде мест (например, в бассейне р. Хакшил) отчетливо выделяется лишь верхняя подсвита (благодаря характерной перекрещивающейся косой слоистости), а отложения нижней и средней подсвит в настоящее время остаются неразделенными. На других участках указанной территории невозможно выделить даже и верхнюю подсвиту, вследствие чего таскыльская свита здесь вообще не расчленена.

К северо-востоку от хр. Таскыл мощность отложений, относимых к таскыльской свите, заметно сокращается, и в бассейне р. Систиг-Хем она не превышает 500 м.

Здесь в составе свиты широко распространены красно-лиловатые мелкозернистые и тонкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты, среди которых наблюдаются прослои от 1 до 10 м мощности средне- и неравномернозернистых песчаников.

Из приведенного описания атчольской и таскыльской свит отчетливо видно, что обе они совершенно согласно залегают на систигхемской свите ордовика, с которой связаны постепенным переходом, а вверх по разрезу также постепенно сменяются сопоставляющимися между собой свитами силурийских, преимущественно сероцветных отложений: таскыльская — семибратинской, атчольская — дерзигской. Одинаковые соотношения с подстилающими и покрывающими отложениями, общ-

ность в целом литологического состава и весьма близкие мощности свит позволяют с известной долей условности считать, что атчольская и таскыльская свита занимают один и тот же стратиграфический объем.

Верхнечергакский горизонт

Дерзигская свита

Дерзигская свита отнесена к верхнечергакскому горизонту. Она распространена исключительно в Восточной Туве и приурочена преимущественно к северной и в меньшей мере к центральной ее частям. Название свите дано В. Б. Агентовым в 1957 г. Отложения рассматриваемой свиты обычно представлены на небольших участках, нередко ограниченных разрывными нарушениями. Выходы на дневную поверхность имеются в верховье р. Дерзиг, в бассейнах рек Улуг-О и Биче-О, в долине Бол. Енисея против устья р. Уюк, в междуречье Уюка — Ховалыга (приток Ожу), в верхнем течении Кара-Хема (приток О-Хема), на правом берегу Мал. Енисея у пос. Зубовки и в других местах.

Дерзигская свита обычно соединена постепенными переходами с атчольской, местами с разрывом непосредственно залегает на более древних породах. В долине Каа-Хема у пос. Зубовки свита трансгрессивно налегает на гранитоиды нижнепалеозойского интрузивного комплекса. Перекрывается она вулканогенными образованиями кызылбулакской серии нижнего — среднего девона, залегающей на силурийских и более древних отложениях с разрывом и угловым несогласием.

Нижняя граница дерзигской свиты проводится там, где среди непрерывного разреза красноцветов, типичных для атчольской свиты, появляются слои известняков-ракушняков или серо-зеленых алевролитов и песчаников.

Сложена дерзигская свита лиловато-серыми, зеленовато-серыми и лиловато-красными песчаниками и алевролитами с прослоями известняков, мергелей и известковистых сланцев. В известняках повсеместно содержатся остатки брахиопод и мшанок.

Наиболее полный разрез дерзигской свиты описан В. Б. Агентовым и другими в верховье Дерзига. Здесь в основании свиты по р. Балачтыг-Хем (левый приток р. Дерзиг) залегает пачка тонкослоистых серо-зеленых и малиновых плотнокослоистых алевролитов. Выше наблюдается переслаивание серых плотных алевролитов и известняков с редкими остатками силурийских брахиопод. Затем идут кавернозные известняки с маломощными прослоями зеленоватых известковистых алевролитов. Далее следует пачка переслаивающихся серо-зеленых тонкослоистых алевролитов и серых песчаных известняков с фауной брахиопод. Отмечаются прослой розовых и розовато-серых крупнозернистых песчаников.

В. Е. Гендрелом в 1947 г. в известняках собрана фауна брахиопод, среди которой Н. А. Штрейс определил *Camarotoechia naliivkini* Tchern., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Stegerhynchus ulukhemensis* Tchern. По сборам Я. Д. Шенкмана в 1955 г., Е. В. Владимирской определены *Camarotoechia absuensis* Tchern.; *Naliivkinia* ex gr. *sibirica* Vubl., а из сборов В. Б. Агентова, Г. Г. Астрова определила *Lioclema perexiguum* Astr. Мощность низов дерзигской свиты здесь достигает 320 м.

Более высокие горизонты изучены в долине р. Верх. Харава (левый приток Дерзига), где в основании видимого разреза обнажены серые песчаники, переслаивающиеся с известняками. В известняках В. Б. Агентовым собраны остатки брахиопод *Stegerhynchus ulukhemensis*

Тchern., *Naliokinia sibirica* Uubl. (определения О. И. Никифоровой). Эти горизонты, видимо, соответствуют самым верхам разреза, описанного по Балачтыг-Хему. Вышележащие отложения представлены снизу вверх следующими пачками:

- | | |
|--|-------|
| 1. Переслаивающиеся крупно- и мелкозернистые грязно-лиловые и бурые песчаники. Преобладают крупнозернистые разности, слагающие слои мощностью 20—50 см. Мощность прослоев мелкозернистых песчаников составляет 10—15 см. В самых верхах появляются маломощные редкие прослои алевролитов | 250 м |
| 2. Чередующиеся вишнево-красные, бурые алевролиты и мелкозернистые песчаники, вверху преобладают алевролиты. Редкие прослои известняков с <i>Stegerhynchus ulukhemensis</i> Tchern. | 300 „ |
| 3. Серо-розовые крупнозернистые аркозовые песчаники с редкими прослоями светлых серо-зеленых алевролитов | 250 „ |
| 4. Зеленые и коричнево-красные алевролиты, переслаивающиеся со светло-розовыми среднезернистыми песчаниками. Наблюдаются 10—15-метровые пластовые интрузии кварцевых габбро-диабазов | 300 „ |
| 5. Плотные разнозернистые красноцветные песчаники, чередующиеся с алевролитами и переходящие выше в светло-серые среднезернистые песчаники. В отдельных пачках преобладают алевролиты | 600 м |

Суммарная мощность разреза по р. Верх. Харава 1800 м.

Общая мощность дерзигской свиты в верховье Дерзига составляет 1900—2100 м.

На других участках свита сохраняет в общих чертах тот же характер (чередование пестроцветных и красноцветных песчаников с подчиненными им прослоями органогенных известняков или мергелей), но в деталях строение ее разрезов довольно изменчиво, а мощность всюду меньше, чем в опорном разрезе. Так, в бассейне р. Биче-О она составляет 800 м, а в бассейне р. Туран лишь около 650 м.

Очень сильно от типичных разрезов дерзигской свиты отличается разрез ее отложений, наблюдающийся у пос. Зубовки, на правом берегу р. Бурен-Хем. Здесь различные по зернистости известковистые песчаники и конгломераты красных тонов залегают на размытой поверхности гранитоидов нижнепалеозойского (таннуольского) интрузивного комплекса. Среди преобладающих средне- и мелкозернистых песчаников встречаются отдельные прослои алевролитов. В нижней части видимого разреза в известковистых песчаниках малинового цвета в различные годы рядом исследователей (А. И. Педашенко, З. А. Лебедевой, В. П. Масловым, Г. Н. Лукашевым, Е. В. Владимирской, А. В. Кривободровой и др.) были собраны обильные остатки брахиопод, среди них были определены *Tuvaella račkovskii* Tchern., *Naliokinia sibirica* Uubl., *Strophomena* sp., *Camarotoechia beikhemensis* Tchern., *C. mongolica* Tchern., *Stegerhynchus ulukhemensis* Tchern. Г. Г. Астрова там же обнаружила комплекс мшанок: *Lioclema maslovi* Astr., *L. varia* Astr., *L. tuvaensis* Astr., *Amplexopora obscura* Astr., *A. similis* Astr., *Trematopora ondumensis* Astr., а Т. В. Николаевой были определены кораллы *Evenkiella* ex gr. *obrutschevi* Soshk.

Мощность разреза непосредственно у пос. Зубовки составляет всего 130 м, а на левом берегу р. Бурен-Хем мощность аналогичных отложений достигает 500 м. Комплекс окаменелостей, собранных у пос. Зубовки, соответствует установленному в бассейне р. Дерзиг и позволяет определенно говорить об одинаковом возрасте вмещающих пород.

Мощность дерзигской свиты, как это видно из приведенных разрезов, довольно непостоянна и колеблется от нескольких десятков метров до 2100 м.

По заключению Е. В. Владимирской, палеонтологически охарактеризованную часть дерзигской свиты следует сопоставить с верхней подсвитой чергакской свиты, а верхнюю (красноцветную) — с хондергейской свитой.

Семибратинская свита

Семибратинская свита условно отнесена к верхнечергакскому горизонту. Отложения свиты распространены незначительно и известны только в среднем течении Бол. Енисея, где они выходят на поверхность в районе хр. Семь Братьев, и в бассейнах правых притоков Енисея (Сейба, Хут, Ожу и др.). Название свиты предложено Ю. В. Чудиновым в 1957 г.

Семибратинская свита, как уже отмечалось выше, повсюду совершенно согласно залегает на таскыльской свите и связана с ней постепенными переходами. Перекрывается она также согласно мынаской свитой, венчающей мощный непрерывный разрез ордовикско-силурийских отложений и условно датированной верхним силуром. Нижняя граница семибратинской свиты проводится по смене красноцветных песчаников, характерных для таскыльской свиты, зелеными или зеленовато-серыми. Верхняя граница ее отвечает смене в разрезе серо-зеленых и зеленых терригенных пород лиловато-серыми и лиловыми.

Представлена семибратинская свита в основном серо-зелеными пестрыми средне- и мелкозернистыми песчаниками, среди которых изредка присутствуют прослойки зеленых и коричневых алевролитов, грубозернистых песчаников и гравелитов. В песчаниках и алевролитах очень часто отчетливо выражена косая слоистость.

Наиболее полный разрез семибратинской свиты наблюдается на хр. Семь Братьев. Он начинается переслаиванием неясно косослоистых серовато-зеленых песчаников с бурыми полимиктовыми песчаниками. Встречаются единичные маломощные (до 1 м) прослойки гравелитов и коричневых алевролитов. Мощность около 200 м.

Выше следует пачка монотонных, пестрых серо-зеленых, насыщенных красными обломочными зернами, средне- и мелкозернистых известковистых песчаников, издающих при ударе специфический (битумный) запах. Слоистость в них выражена слабо. Изредка отмечаются прослойки гравелитов и грубозернистых песчаников, а также отдельные маломощные горизонты с частым чередованием серо-зеленых мелкозернистых песчаников и ярко-зеленых известковистых тонкоплитчатых алевролитов. Толщина слоев колеблется от 30 до 60 см. Мощность 1200—1300 м.

В верхней части разрез представлен серо-зелеными мелкозернистыми песчаниками с прослоями желтовато-розовых мелкозернистых разностей. Появляются слои песчаников, обогащенные автокластическими обломками алевролитов грязно-зеленого цвета. Мощность 350—400 м.

По составу песчаники и алевролиты полимиктовые. Обломочный материал окатан слабо и представлен преимущественно зернами кварца, плагиоклаза, реже — калиевого полевого шпата. Обломки пород принадлежат обычно кислым эффузивам и туфолавам, в меньшей степени — микрокварцитам. Цемент известковистый с примесью гидрокислов железа и кремнистого материала.

В бассейнах рек Сейба и Хут по направлению к западу в строении свиты все большую роль начинают играть тонкообломочные породы. В бассейне р. Ожу господствуют тонко- и мелкозернистые песчаники, в которых увеличивается количество известковистого материала. Гру-

бая косая слоистость уступает место линзовидно-волнистой прерывистой слоистости. Мощность свиты здесь составляет 2000 м.

Общая мощность семибратинской свиты на всех участках ее распространения 1800—2000 м.

Хондергейский горизонт

Хондергейский горизонт представлен хондергейской и мынаской свитами. Кроме того, к нему отнесены верхнесилурийские отложения смежных частей Западного Саяна. Хондергейская свита распространена в Западной и Центральной Туве, а мынаская — на северо-востоке Тувы. Не исключено, что верхняя часть дерзигской свиты Восточной Тувы может быть отнесена к хондергейскому горизонту.

Хондергейский горизонт связан постепенным переходом с нижележащим верхнечергакским горизонтом. Перекрывается хондергейский горизонт осадочно-эффузивной толщей нижнего или нижнего — среднего девона. Девонские отложения обычно залегают с угловым несогласием на хондергейском горизонте. Лишь в отдельных местах на южном склоне хр. Восточный Танну-Ола и в районе оз. Хадын наблюдается постепенный переход от силура (хондергейская свита) к девону (самагалтайская свита).

Хондергейская свита

Хондергейская свита была выделена Е. В. Владимирской в 1955 г. по р. Улуг-Хондергей, от которой и получила свое название.

Наиболее широко свита распространена на правом берегу р. Хемчик. Почти непрерывной полосой ее выходы прослеживаются от бассейна р. Чиргакы до р. Чадан. Выделяется хондергейская свита в междуречье Чинге-Хема и Улуг-Шуя на западе Тувы. Небольшие участки она слагает по левобережью Хемчика в бассейне р. Хонделен в Западной Туве и установлена в ряде разрезов в Центральной Туве, где она обнажается в районе сопок Оттык-Таш (напротив устья р. Баян-Кол), в бассейне р. Элегест, в районе пос. Бай-Хак, у оз. Хадын. На несколько большей площади хондергейская свита обнажена в бассейне р. Кадвой и у г. Самагалтая на южном склоне хр. Восточный Танну-Ола.

Хондергейская свита представлена параллельно- или косослоистыми серо-лиловыми и вишнево-красными, изредка серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками и алевролитами. Встречаются прослои красноцветных гравелитов и конгломератов. В песчаниках и алевролитах нередко наблюдаются знаки ряби и трещины усыхания.

В верхнем течении Улуг-Хондергея (см. рис. 31, разрез 6), по его правому берегу изучен опорный разрез свиты. Граница с нижележащей чергакской свитой проведена условно по кровле последней пачки сероцветных пород. По Е. В. Владимирской и А. В. Кривободровой, хондергейская свита здесь представлена следующими толщами (снизу вверх):

- | | |
|---|-------|
| 1. Переслаивающиеся тонкозернистые песчаники и алевролиты зеленовато-серого, серо-лилового и вишнево-красного цвета | 250 м |
| 2. Чередующиеся лилово-серые мелкозернистые песчаники и вишнево-красные алевролиты. Встречаются округлые известковые участки (0,5—2 см в поперечнике) | 260 „ |
| 3. Вишнево-красные алевролиты с прослоями песчаников того же цвета. Светло-серые известковые участки | 580 „ |
| 4. Песчаники лилово-серые, вишнево-красные, реже серые (обычно они кварцитовидные). Песчаники мелкозернистые правильнослоистые, иногда с косой микрослоистостью (микрокосослоистостью). Встречается межпластовая брекчия аргиллитов | 550 „ |

5. Переслаивающиеся пачки лиловых и вишневых песчаников и алевролитов, с преобладанием первых. Песчаники средне- и мелкозернистые правильно- и тонкослоистые

580 м

Общая мощность изученного здесь разреза хондергейской свиты 2220 м.

На этом же участке хондергейская свита перекрывается с видимым согласием эффузивами нижнего девона, но по данным В. В. Волкова, проследившего их границу на значительной площади, нижний девон в действительности залегает на ней несогласно.

Такой же разрез весьма характерен для правобережья Хемчика, где хондергейская свита сложена красноцветными однообразными преимущественно правильнослоистыми и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. По данным В. В. Волкова и других исследователей, мощность свиты здесь достигает 2500—3000 м. Органических остатков не найдено.

Условно хондергейская свита выделяется на левобережье Хемчика в бассейне Хонделена. К ней отнесены красноцветные конгломерато-песчаниковые толщи, залегающие на чергакской свите и подстилающие грубообломочные и валунные туфоконгломераты кендейской свиты нижнего девона. Условность выделения хондергейской свиты в этом районе объясняется тем, что присутствующая в разрезе верхняя под-свита чергакской свиты маломощна, следовательно, нельзя исключать, что красноцветные отложения здесь начали накапливаться еще в чергакское время. Мощность отложений, условно относимых к хондергейской свите, в бассейне р. Хонделен около 350 м.

Совершенно другим типом разреза обладает хондергейская свита на южном склоне хр. Восточный Танну-Ола (разрезы Кадвой и Самагалтай) и в Центральной Туве. Разрез Кадвой (см. рис. 31, разрез 13) является полным и наиболее палеонтологически охарактеризованным. Приведенное ниже описание этого разреза, по данным Е. В. Владимирской, А. В. Кривободровой и других, начинается с характеристики нижней пачки, согласно залегающей на чергакской свите.

1. Вишнево-коричневые и лиловые тонкослоистые алевролиты с известковистыми желваками, округлой или неправильной почковидной формы. Встречаются редкие плохой сохранности обломки раковин лингул и чешуй цефаласпид

130 м

2. Переслаивающиеся лилово-серые правильно- и косослоистые мелкозернистые песчаники и красно-бурые неоднородные (комковатые) алевролиты. Редкие тонкие прослои грубозернистых песчаников и гравелитов с известковым цементом. Среди обломочного материала попадают в большом количестве мелкие округлые гальки известняка. В 5 м от основания пачки найдены единичные плохой сохранности разрозненные створки лингул — *Lingula lewisii* Sow. и мелкие чешуйки цефаласпид. В 25 м выше основания пачки встречен тонкий прослой, переполненный отсортированными раковинками остракод, из них определены *Herrmannina* sp. *Briartina* ex gr. *arctica* Jones. В средней части пачки в интервале разреза мощностью 10 м в алевролитах найдены в большом количестве остракоды и фрагменты панциря цефаласпид, обломки раковин пелеципод (?). Из остракод определены *Herrmannina* ex gr. *phascolus* His. (от типичных представителей отличаются мелкими размерами) и *Briartina* ex gr. *arctica* Jones. Лингулы представлены *Lingula lewisii* Sow. Большинство обломков панциря цефаласпид не определены. Однако по сборам в 1957 г. из этой же пачки удалось определить край щита *Tannuaspiis* (?). В верхней части пачки фауна встречается очень редко: единичные остракоды *Herrmannina* sp. и еще реже раковины лингул

110 ..

3. Песчаники с подчиненными прослоями алевролитов. Песчаники в виде двух разновидностей. Первая представлена лилово-серыми полосчатыми тонкозернистыми песчаниками, часто с тонкой косою слоистостью. Вторая разновидность — вишнево-коричневые пятнистые тонкозернистые песчаники. Редкие тонкие прослои мелкообломочных известняков. В 70 м от подошвы пачки в алевролитах найдены многочисленные раковины лингул хорошей сохранности. Иногда наблюдаются обе створки раковины вместе, что свидетельствует

об отсутствии движения воды. Вместе с лингулами обнаружены остракоды *Herrmannina* sp.

4. Вишнево-красные алевролиты, неоднородные, песчанистые, правильно-слоистые с прослоями песчаников, число которых увеличивается вверх по разрезу. В алевролитах редкие и плохой сохранности остракоды, а также *Lingula minima* Sow. и *L. lewisii* Sow.

5. Переслаивающиеся лилово-серые песчаники и вишнево-красные неоднородные алевролиты. На поверхностях напластования песчаников наблюдаются трещины усыхания и знаки ряби течений. В алевролитах встречаются светло-серые известковые желваки и раковины *Lingula minima* Sow., *L. lewisii* Sow.

6. Алевролиты вишнево-красные с подчиненными прослоями песчаников *Lingula minima* Sow.

7. Переслаивающиеся лилово-серые мелкозернистые песчаники и вишнево-красные неоднородные пятнистые алевролиты. Разрозненные створки раковин лингул

8. Вишнево-красные пятнистые песчано-глинистые алевролиты с редкими раковинами лингул и неопределенными остатками лепердитий

9. Переслаивающиеся красноцветные алевролиты и песчаники. Многочисленные и хорошей сохранности *Lingula minima* Sow., плохой сохранности и редкие остракоды *Herrmannina* aff. *villsensis* Ulr. et Bassl. В песчаниках наблюдаются пласти с разнонаправленной косою слоистостью наряду с пластиами, характеризующимися правильной слоистостью

10. Лиловые песчаники и алевролиты. Встречены прослой грубозернистого песчаника с обломками чешуй цефаласпид и прослой обломочного голубовато-серого известняка мощностью 30 см. В самой верхней части пачки располагаются два прослоя светло-серых, почти белых неравномернозернистых толстоплитчатых косослоистых кварцитовидных песчаников

Общая мощность хондергейской свиты около 1000 м.

Выше согласно залегают отложения, выделенные как самагалтайская свита и условно отнесенные к нижнему девону. Граница проводится по основанию характерной пачки светло-серых почти белых песчаников и гравелитов.

В разрезе Самагалтай (см. рис. 31, разрез 14) хондергейская свита сложена красноцветными песчаниками и алевролитами. Сероцветные породы встречаются лишь в виде редких и тонких прослоев. Песчаники от тонко- до крупнозернистых, тонко- и толстослоистые, окрашены в лиловый, розовато-красный и розовато-серый цвет. Встречаются неоднородные пятнистые песчаники. Алевролиты вишнево-красные и лиловатые однородные известковистые и неоднородные комковатые с многочисленными известковистыми стяжениями. Комплекс органических остатков такой же, что и в разрезе Кадвой.

А. В. Кривободровой в хондергейской свите разреза Самагалтай были найдены остатки *Lingula minima* Sow., *L. lewisii* Sow., *Herrmannina* sp., и чешуи цефаласпид. Из коллекций А. В. Ильина и В. М. Моралева, Е. Н. Поленовой в 1956 г. были определены *Leperditia* aff. *phacobus* var. *lata* Chmel., *L. dujaica* T. Schgm. Мощность свиты здесь около 400 м.

Небольшая мощность свиты и более грубозернистый состав отложений отличают Самагалтайский разрез от Кадвойского.

На небольших участках хондергейская свита встречается в Центральной Туве: в бассейне р. Элегест, в районе сопок Оттык-Таш, у оз. Хадын, в бассейне р. Ургайлыг. Она везде сложена красноцветными песчаниками и алевролитами с редкими и плохой сохранности остатками лингул, остракод и чешуей цефаласпид. Мощность хондергейской свиты в Центральной Туве достигает 300—500 м.

Мынасская свита

Отложения мынасской свиты развиты только на правобережье Бол. Енисея в бассейнах рек Сейба, Хуг, Ожу и на левобережье р. Туран. Впервые эта свита была выделена в долине р. Мынас (приток Хута).

В. Г. Богомоловым, который в 1958 г. предложил назвать ее мынасской.

Залегая согласно на семибратинской свите, мынасская свита с разрывом перекрывается кызылбулакской преимущественно вулканогенной серией нижнего девона. Нижняя граница мынасской свиты проводится условно по преобладанию в разрезе лилово-серых и лиловых песчаников, постепенно сменяющихся серо-зеленые и серые песчаники, характерные для семибратинской свиты.

Сложена мынасская свита лиловыми, лиловато-серыми и краснобурными средне-, мелко- и тонкозернистыми обычно массивными, часто слюдистыми песчаниками, в которых иногда наблюдается косая слоистость. Строение свиты довольно своеобразно на всех участках ее распространения.

Нижняя часть представлена полимиктовыми средне- и мелкозернистыми лиловато-серыми и буро-красными песчаниками с подчиненными маломощными прослоями серо-зеленых разностей. Мощность 600 м.

Выше они сменяются неравномернозернистыми часто косослоистыми светло- и темно-лиловыми песчаниками. Мощность около 100 м.

Верхняя часть свиты сложена разнозернистыми, часто слюдистыми по плоскостям напластования песчаниками буро-красного и серовато-лилового цвета. Мощность 700—800 м.

Суммарная мощность свиты достигает 1500 м.

Песчаники, слагающие мынасскую свиту, по петрографическому составу очень близки к песчаникам семибратинской свиты и отличаются от них, как правило, только большим количеством гидроокислов железа в цементе.

Общая мощность мынасской свиты составляет около 1500 м.

Наибольшая мощность хондергейского горизонта 2500—3000 м.

Силурийские отложения Западно-Саянской зоны

Силурийские отложения Западно-Саянской зоны в настоящее время еще не могут быть точно сопоставлены с силурийскими отложениями других зон Тувы. Не имея возможности подробно здесь рассматривать существующие точки зрения по этому вопросу, необходимо отметить их значительное различие. Принятая нами схема стратиграфии силура Западного Саяна основана на материалах Л. П. Зоненшайна, выводы которого не полностью разделяются некоторыми исследователями (Е. В. Владимирская и др.).

Граница между ордовиком и силуром в Западно-Саянской зоне не вполне ясна. К самым нижним горизонтам силура (ландоверийскому ярусу) принадлежит, вероятно, верхняя часть мощной флишоидной *шигнетской серии*, выделяемая здесь под названием узунсукской свиты, которая представлена зелеными известковистыми песчаниками, алевролитами, реже мергелями и песчанистыми известняками. Эта свита венчает разрез терригенного комплекса Западного Саяна. Для вышележащих силурийских отложений характерен существенно карбонатный состав. Они выделяются Л. П. Зоненшайном в качестве *отгуксукской серии**. По мнению Л. П. Зоненшайна, отгуксукская серия примерно соответствует по возрасту чергакской свите и содержит в нижней своей половине нижнесилурийскую фауну, а в верхней — верхнесилурийскую. По литологическим особенностям отгуксукская серия отчетливо подразделяется на две свиты: онинскую, существенно изве-

* Следует указать, что ряд исследователей (Г. М. Владимирский, Е. В. Владимирская и др.) склонны параллелизовать отгуксукскую серию с узунсукской свитой.

стняковую, и таслинскую, терригенную или карбонатно-терригенную.

Онинская свита образована различными известняками — серыми, черными, белыми, бурыми, в разной мере загрязненными терригенным материалом и переходящими местами в известковистые песчаники и мергели. На южных склонах Западного Саяна в составе свиты заметную роль играют табачно-зеленые и красные песчаники. В основании свиты почти повсюду присутствуют базальные слои грубообломочных пород. Мощность свиты варьирует от 1000 до 1800 м.

На более древних отложениях онинская свита залегает с четко выраженным размывом, а местами и с резким угловым несогласием. Четкие соотношения с подстилающими толщами наблюдаются на водоразделе рек Тасля и Чинчилик (правые притоки Кантегира), в верховьях р. Тасля и в других местах. Подошва свиты хорошо фиксируется базальными конгломератами или гравелитами.

В пределах Тувы в онинской свите встречаются кораллы *Palaeofavosites* ex gr. *paulis* Sok., *P. cf. felix* Sok., *Mesofavosites cf. obliquins* Sok., *Favosites favosiformis* var. *globosa* Sok., которые определяют возраст вмещающих отложений как венлокский или ландоверивенлокский. На смежных площадях Красноярского края из верхней половины онинской свиты известны находки верхнесилурийских форм брахиопод и трилобитов, а также находки тувелл. Эти последние позволяют уверенно сопоставить онинскую свиту с чергакской.

Таслинская свита пространственно и структурно тесно связана с онинской свитой, залегая на ней совершенно согласно. Граница между свитами проводится местами условно по исчезновению из разреза мощных пачек известняков и появлению в нем алевролитов и песчаников, свойственных таслинской свите.

Повсюду таслинская свита сложена чередующимися серо-зелеными, серыми, реже меловыми и красными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с карбонатным или кремнисто-карбонатным цементом. Редко встречаются горизонты известняков и конгломератов. Чрезвычайно характерными породами, повсеместно определяющими облик свиты, являются темно-серые, зелено-серые и голубовато-серые тонко-слоистые кремнистые алевролиты и аргиллиты. Мощность свиты меняется от 1200 до 2000 м.

В границах Тувинской АССР свита пока еще не охарактеризована палеонтологически, однако в непосредственной близости на территории Красноярского края в ней известны достаточно многочисленные находки верхнесилурийской и лудловской фауны (мшанки, брахиоподы, трилобиты, криноидеи).

Общие выводы

Как видно из приведенных данных, в пределах Тувы намечаются три района с существенно различным строением силурийских отложений. Первый из них, наиболее крупный, занимает площадь Западной, Центральной и частично Восточной Тувы (Хемчикская, Центрально-Тувинская, Каахемская и Восточно-Таннуольская структурно-фациальные зоны). Здесь распространены песчано-глинистые и карбонатно-глинистые отложения, различающиеся по соотношению различных разновидностей пород, их цвету и мощности, но охарактеризованные общим богатым комплексом органических остатков. Во втором районе — на северо-востоке Тувы (Куртушибинско-Хамсаринская зона) развиты монотонные песчано-глинистые толщи, лишенные органических остатков и вследствие этого относимые к силуру более или менее условно. В третьем районе, относящемся к Западно-Саянской зоне, силурийские

отложения также являются терригенными, но характеризуются присутствием фауны, хотя и развитой весьма ограниченно. Судя по имеющимся материалам, эта фауна по видовому составу была существенно иной по сравнению с фауной силура Центральной и Западной Тувы, что свидетельствует об иных условиях ее обитания.

Выделение местных стратиграфических горизонтов в силуре Тувы обосновывается палеонтологически. Нижнечергацкий горизонт охарактеризован ландоверийскими окаменелостями. Очевидно, что разрез ландовери в Туве полный, так как нижнечергацкий горизонт подстилается породами с ордовикскими окаменелостями и перекрывается переходной пачкой с органическими остатками лландоверийского и венлокского возраста. По обилию последних переходная пачка отнесена к низам вышележащего горизонта. Есть все основания для предположения о присутствии и полного разреза венлока в Туве, так как начинается верхнечергацкий горизонт упомянутой переходной пачкой, а в верхней своей части он содержит лудловские окаменелости. Последнее послужило основанием для отнесения верхнечергацкого горизонта к венлоку и низам лудлова. К какой части лудлова относится верхнечергацкий горизонт, пока не установлено*. Верхнесилурийский возраст хондергейской свиты определяется по положению ее в разрезе (подстилается отложениями с окаменелостями низов лудлова и перекрывается согласно самагалтайской свитой нижнего девона) и подтверждается находками верхнесилурийских окаменелостей (остракод и лингул).

Силурийский этап осадконакопления в Туве неразрывно связан с ордовикским. Начавшееся в ордовике осадконакопление в некоторых зонах почти непрерывно продолжалось вплоть до конца силура, но на некоторых участках других зон оно началось только в силуре, зато продолжалось до середины раннего девона. Отмечается последовательное и закономерное увеличение площади распространения отложений в течение ордовика и силура: отложения нижнечергацкого горизонта развиты на большей площади, чем ордовикские, наиболее же распространены верхнечергацкие осадки. Для последних характерно увеличение карбонатности и широкое развитие богатого фаунистического комплекса. Хондергейский горизонт в настоящее время известен на ограниченных площадях, так как большая его часть либо уничтожена последующим размывом, либо скрыта под более молодыми отложениями.

Палеогеография силурийского морского бассейна Тувы (рис. 32) была, вероятно, достаточно сложной, о чем можно судить, в частности, по большому разнообразию разрезов чергацкой свиты.

В ландоверийский век (раннечергацкое время) морской бассейн занимал главным образом западную и центральную части Тувы, о чем свидетельствуют найденные здесь остатки кораллов, строматопор, трилобитов, брахиопод, криноидей и наутилоидей в нижнечергацком горизонте. Вся юго-восточная часть Тувы представляла собой сушу. Море проникало в пределы Восточной Тувы в виде узкого залива, в котором шло накопление прибрежных красноцветных и пестроцветных песчано-алевролитовых осадков, как правило, с очень редкими органическими остатками или полным отсутствием их.

На северо-востоке Тувы от основного силурийского моря отделяется бассейн, осадконакопление в котором в течение всего силура носит резко иной характер. Оно характеризуется образованием «немых» — таскыльской, семибратинской и мынасской — свит. Граница между бассейнами совпадает с западным продолжением Азасского разлома.

* См. примечание на стр. 162.

В северной части тувинского моря вдоль Хемчикско-Куртушибинской зоны разломов, вероятно, располагались впадины, где отлагались тонкие глинистые илы. В них, по-видимому, отсутствовала донная

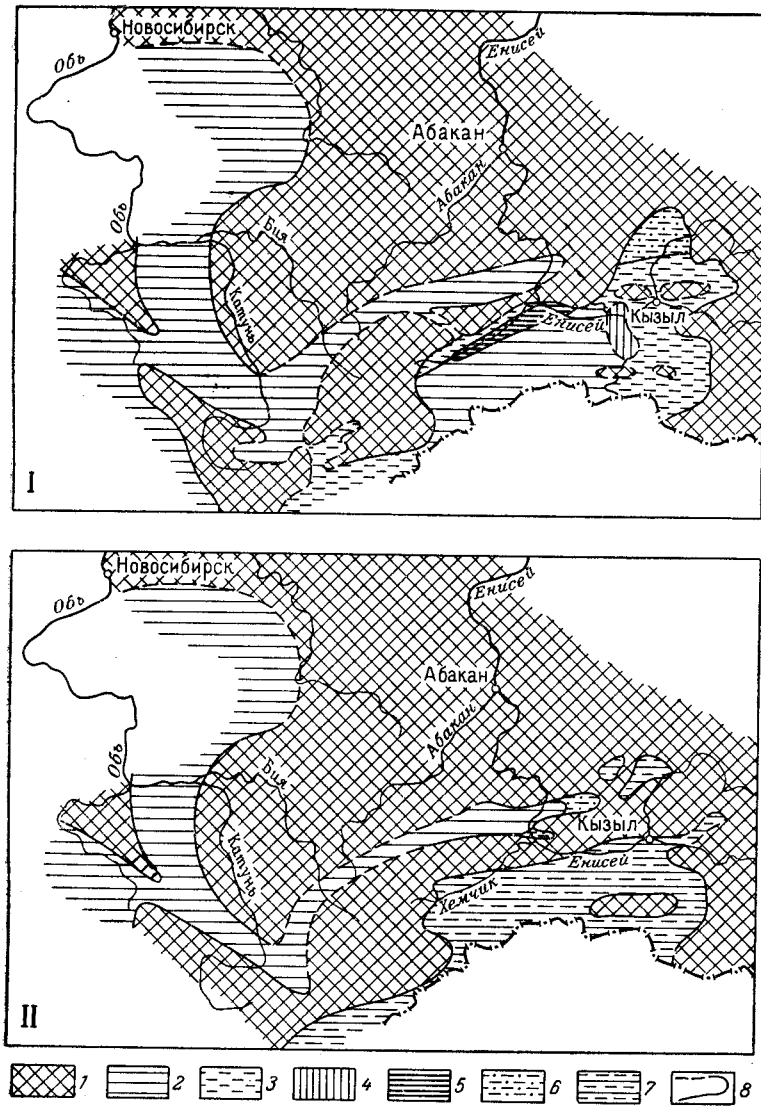


Рис. 32. Палеогеографические схемы Тувы и прилегающих районов Алтае-Саянской складчатой области (по Е. В. Владимирской): I — в позднечертагское время (конец нижнего—начало верхнего силура), II — в хондергейское время (верхний силур)

1 — области размыва; 2—7 — области накопления (2 — морских сероцветных терригенных и терригенно-карбонатных отложений, 3 — прибрежно-морских пестроцветных и красноцветных отложений, 4 — существенно рифогенных отложений мелкоморья, 5 — сероцветных глинистых отложений (зона «илистой впадины»), 6 — сероцветных песчаных отложений изолированного бассейна, 7 — красноцветных терригенных отложений внутриконтинентальных морей и озер); 8 — границы палеогеографических зон

жизнь, так как ископаемая фауна нижнечертагской свиты этого района (эйлигхемский тип разреза) представлена nektonными (наутилоидеи, трилобиты) и планктонными (птероподы) формами. По северо-западной окраине тувинского моря (алашский тип разреза) раннечертагское

время характеризовалось накоплением сероцветных, реже пестроцветных прибрежных отложений: песков, глин, ракушняков и илов с члениками криноидей. Иногда здесь появлялись одиночные и колониальные кораллы. В отложениях нижнечергакского горизонта в той или иной степени всегда встречается примесь песчаного материала.

Более или менее открытый морской бассейн находился в западной части Тувы. Здесь наряду с весьма интенсивным накоплением песчано-глинистых отложений местами формировались небольшие рифовые тела, сложенные кораллами, водорослями, строматопорами, мшанками. Хребет Танну-Ола в раннечергакское время находился в области поднятия, что подтверждается грубообломочным характером отложений этого возраста в бассейне рек Улуг-Хондергей и Кадвой. На севере тувинское море отделялось от западносаянского Северо-Тувинским поднятием, продукты размыва которого слагают нижнюю подсвиту нижнечергакской свиты в разрезах Кызыл-Чира и Оттык-Таша.

В позднечергакское время морской бассейн расширился (см. рис. 32, I). Значительная часть Тувы была покрыта морем, условия которого способствовали развитию самых разнообразных групп фауны. На западе Тувы (хемчикский тип разреза) существовал мелководный режим, и продолжалось интенсивное накопление алеврито-глинистого и карбонатно-глинистого материала. Появилось больше кораллово-строматопоровых рифов с водорослями и мшанками. На илистых участках морского дна обитали брахиоподы и трилобиты. На северо-западной окраине тувинского моря (алашский тип разреза) шло накопление пестроцветных карбонатных и карбонатно-глинистых мелководных отложений; характерны были небольшие коралловые рифовые массивы с особенно крупными колониями ругоз. Нередко встречаются в алашском разрезе криноидные известняки, состоящие из перемытых, окатанных и отсортированных члеников криноидей; характерны ракушняки из битых и целых раковинок брахиопод. Мощность отложений к окраине бассейна заметно сокращается.

Море Центральной Тувы (элегестский тип разреза) в это время изобиловало рифами. Здесь были наилучшие условия для обитания и захоронения разнообразной фауны.

Восточнее (разрез Самагалтай, дерзигская свита) располагалось типичное мелководье, в котором шло накопление мелкообломочных осадков с многочисленными разбитыми, перетертыми, искрошенными раковинами брахиопод, пелеципод и гастропод и обломками скелета мшанок. Обычно породы здесь красноцветные (напоминают отложения подвижных песков). Нередко в районе пос. Зубовки встречаются породы, которые по всем признакам могут быть образованиями берегового вала. Возможно, что восточная часть тувинского моря изобиловала невысокими островами, за счет размыва которых, так же как и размыва расположенной восточнее суши, накапливался терригенный материал в этой зоне.

При изучении и сопоставлении разрезов верхнечергакского горизонта отчетливо намечаются промежуточные разрезы, из чего можно заключить, что резких границ между отдельными зонами тувинского моря тогда не было. Исключением является северо-восток Тувы, где по-прежнему существовал изолированный бассейн.

Восточный Танну-Ола в позднечергакское время, видимо, был в значительной степени (но, возможно, не полностью) перекрыт морем, что доказываются находками одинаковых своеобразных спириферид по обоим его современным склонам. В конце позднечергакского времени, вероятно, произошло соединение бассейнов Западного Саяна и Тувы. К началу лудлова относится появление одинаковых форм в обеих областях.

Палеогеография хондергейского времени резко отличается от чергакского (см. рис. 32, II). В позднем силуре на территории Тувы располагался остаточный внутриконтинентальный бассейн, существовавший, по-видимому, в условиях жаркого сухого климата. Бассейн, вероятно, опреснялся реками, приносящими остатки панцирных рыб. Фауна бассейна была весьма скудна (лингулы и остракоды).

К числу тем, которые должны быть объектом дальнейших исследований по силуру Тувы, относятся: 1) палеонтологическое уточнение объема силурийской системы и ее границ; 2) выделение отделов и подразделение ярусов с детальной их палеонтологической характеристикой; 3) установление границы между ордовикской и силурийской системами и обоснование силурийского возраста немых толщ на северо-востоке Тувы; 4) детальные петрографические и литологические исследования; 5) монографическая обработка коллекций органических остатков и в первую очередь строматопор, кораллов, брахиопод и мшанок; 6) сопоставление разреза силура Западного Саяна с разрезом силура Тувы; 7) палеонтологически обоснованное сопоставление силура Тувы с одновозрастными отложениями других районов Алтае-Саянской складчатой области.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения в Туве распространены преимущественно в Центрально-Тувинской структурно-фациальной зоне, где они широкой полосой протягиваются от бассейна р. Уюк на северо-востоке до р. Каргы на юго-западе, занимая площадь около 15 000 км². В девонское время эта территория представляла собой одну из наиболее крупных межгорных впадин Алтае-Саянской складчатой области. Имея много общего с соседней — Минусинской — впадиной, она отличается от нее более сложной историей развития и преобладанием в разрезе континентальных осадков. Суммарная мощность девонских отложений, представленных в Тувинской впадине всеми тремя отделами, достигает 10 км. За пределами впадины слабодифференцированные, сокращенные разрезы девона известны в отдельных наложенных мульдах и грабенах на востоке Тувы — в бассейне нижнего течения р. Бий-Хем (Бол. Енисей), по р. Каа-Хем (Мал. Енисей), в районах поселков Самагалтая, Балгазика и на крайнем западе Тувы в бассейне р. Хемчик.

Впервые девонские отложения в Туве установлены И. П. Рачковским и А. И. Педашенко (1904) на правобережье Улуг-Хема у горы Джарга, где к девону ими была отнесена красноцветная толща, подстилающая отложения с флорой «Ursa—stufe». Несколько позднее И. П. Рачковским и З. А. Лебедевой в бассейне р. Бий-Хем был выделен «бейкемский комплекс», расчлененный на ряд «формаций». Двум нижним из них приписывался девонский возраст. Подробная характеристика этих «формаций» и история изучения девонских отложений в период с 1903 по 1938 г. приведены в работе З. А. Лебедевой (1938).

С 1946 по 1951 г. большой материал по девонским отложениям был получен в результате геологосъемочных работ, выполнявшихся большим коллективом геологов (И. И. Белостоцкий, Ю. А. Билибин, Д. В. Вознесенский, В. Е. Гендлер, А. А. Додин, М. В. Занин, Я. С. Зубрилин, Г. А. Кудрявцев, В. П. Маслов, В. И. Серпухов, А. Д. Смирнов и др.) и тематических исследований, проводившихся экспедицией АН СССР под руководством В. А. Кузнецова.

Геологами, изучавшими западную часть Тувы (М. В. Занин, Я. С. Зубрилин и др.), нижнедевонские образования, преимущественно эффузивные, выделялись как единая нерасчлененная стратиграфическая единица; средне- и верхнедевонские отложения совместно с нижнекаменноугольными подразделялись на три толщи; мугурскую, таннуольскую и аргузунскую. Относительно возрастного положения и объема этих толщ в различных районах единого мнения не существовало.

В. П. Масловым верхнедевонские отложения, выделенные им в «рыбную серию», подразделялись на три части, примерно соответствующие в принятой ныне схеме бегрединской, кохайской и джаргинской свитам.

В. А. Кузнецов (1953) в отличие от других исследователей предполагал, что девонские отложения Тувы имеют весьма ограниченное распространение: значительная часть их была отнесена им ошибочно к силуру (алашская формация) и нижнему карбону.

В 1952 г. Я. С. Зубрилин, И. В. Кузнецовым, А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченским (при участии В. С. Мелещенко) была разработана схема расчленения девонских отложений бассейна р. Улуг-Хем, хорошо сопоставимая со схемой стратиграфии девона других межгорных впадин Алтае-Саянской складчатой области.

При разработке этой схемы (помимо использования обычного палеонтологического материала) по примеру составления схемы для минусинских впадин (Мелещенко, 1958) было положено в основу представление о циклическом строении разреза, выражающемся в чередовании мощных красноцветных континентальных толщ с менее мощными сероцветными или пестроцветными толщами, накопившимися в условиях открытого моря или крупных внутриконтинентальных бассейнов. Эффузивно-осадочные образования нижнего девона были выделены как единая стратиграфическая единица. Отложения среднего и верхнего девона по фауне с учетом циклическости строения разреза были подразделены на ярусы, а последние в свою очередь на ряд толщ, свит и формаций.

В 1953—1955 гг. расчленение девона было произведено Н. Н. Предтеченским и А. М. Данилевич в юго-западной части Тувинской впадины и (совместно с Я. С. Зубрилин) упорядочена терминология выделенных подразделений, большинство из которых было отнесено к рангу свит.

В эти же годы А. И. Левенко (1954) и И. М. Варенцовым (1955, 1959) были разработаны схемы стратиграфии девонских отложений, построенные по другому принципу. Помимо подразделений единой стратиграфической шкалы — отделов и ярусов — в опорных разрезах ими выделялось переменное число литологических комплексов — толщ, — в большинстве случаев не сопоставимых по объему друг с другом, что значительно затрудняло использование такой схемы при геологическом картировании. И. М. Варенцовым была сделана попытка выделить среди отложений живетского яруса подъярусы, биозоны и слои на основе изучения остатков листоногих ракообразных*.

* Исследования А. И. Левенко по стратиграфии девонских отложений Тувы (Левенко, Протопопова, 1954; Левенко, 1955; Левенко, Протопопова, 1956, и др.), в особенности его большая сводная работа (1960), представляют несомненный интерес. Автором подробно изучено и детально описано большое число разрезов девона во многих районах Тувы и прилегающих частях Монголии, проведены разнообразные наблюдения об условиях осадконакопления, взаимоотношениях разновозрастных толщ, их тектонике и т. д. Им также собрано большое количество фауны, позволившей надежно обосновать возраст некоторых девонских толщ. Большое значение имеют находки А. И. Левенко нижнедевонской, исключительной обильной по числу экземпляров, ихтиофауны на южном склоне хр. Танну-Ола восточнее горы Туз-Так (1952 г.) и

В 1956 г. Межведомственным совещанием по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири (1959) свиты, выделенные в различных частях Тувы и смежных районах Алтае-Саянской области, были сопоставлены друг с другом; приблизительно одновозрастные, но разнофациальные отложения разных районов было решено объединить в горизонты (первоначально: «слои»), которые названы по имени одной из свит данного стратиграфического уровня*.

В 1956—1960 гг. Н. Н. Предтеченским были обследованы все более или менее крупные выходы девона по периферии Тувинской впадины и прилегающей к ней части Западного Саяна, а также проведен ряд маршрутов в центральной и южной частях Тувы. В результате этих работ была уточнена корреляция разрезов и расчленение нижнедевонских—эйфельских отложений; а также центрально-тувинские разрезы девонских отложений были сопоставлены с разрезами периферических районов впадины. Значительно дополнена была также унифицированная стратиграфическая схема.

В настоящее время схема стратиграфии девонских отложений Тувы представляется в следующем виде (табл. 8).

По фациально-литологическому составу, мощности, перерывам в осадконакоплении выделяются пять типов разреза девона, которые характеризуют, таким образом различные структурно-фациальные зоны или подзоны, установленные на территории Тувы.

В области преобладающего распространения девонских отложений (центрально-тувинская структурно-фациальная зона) выделяется три типа разреза девонских отложений и соответственно три структурно-фациальных подзоны: Западно-Таннуольская, Улуг-Хемская и Уюкская.

Западно-Таннуольская подзона характеризуется наиболее полным и мощным (до 10 км) разрезом девона с преобладанием сероцветных и пестроцветных терригенных толщ.

Улуг-Хемская подзона отличается наличием перерывов и местных угловых несогласий на границе силура и нижнего девона, в начале живетского века и в преднижнекаменноугольное время. С раннеживетским перерывом, очевидно, связано выпадение из разреза морских отложений эйфельского яруса. О высокой подвижности этой подзоны свидетельствуют также резкие колебания мощностей отдельных горизонтов (саглинская и атакшильская свиты) и четкое чередование в разрезе грубокластических красноцветных и сравнительно тонкозернистых сероцветных толщ. Общая мощность в этой подзоне не превышает 5,5—6 км.

Уюкская подзона, так же как и Улугхемская, в живетское и верхнедевонское время характеризуется накоплением красноцветных и сероцветных толщ, отличающихся лишь несколько большей мощностью, повышенной известковистостью и преобладанием в сероцветных толщах тонкозернистых осадков. Наиболее значительные изменения наблюдаются в нижней части разреза—нижнедевонские и эйфельские образования в этом районе не расчленяются и представлены мощной осадочно-эффузивной толщей.

на горе Адыртей южнее оз. Хадын (1954 г.). Д. В. Обручев, изучавший эту фауну, выделил два новых вида распространенных в Туве цефаласпид—*Tannuaspis levenkoi* Обр. и *Tannuaspis margaritae* Обр. (Обручев, 1956). Сводная работа А. И. Левенко (1960), подводящая итоги его многолетним исследованиям, кроме богатого фактического материала, содержит ряд интересных выводов и обобщений.—Прим. ред.

* Употребление термина «горизонт» в указанном смысле—как вспомогательной стратиграфической единицы регионального значения—было утверждено решением Межведомственного стратиграфического комитета СССР в 1957 г.

Для девонских отложений в северо-восточной и юго-восточной частях Тувы в пределах Куртушибинско-Хамсаринской, Каахемской и Восточно-Таннуольской структурно-фациальных зон (см. главу «Основные черты геологического строения») характерны сокращенные, слабо дифференцированные разрезы девона (шалбыкбарский тип разреза). Среднедевонские отложения здесь обычно отсутствуют и на эффузивных толщах нижнего девона или кызылбулакской серии ($D_{1-2} kz$) трансгрессивно залегают грубокластические, существенно красноцветные отложения верхнего девона или нерасчлененного среднего — верхнего девона.

В Хемчикской структурно-фациальной зоне для девонских отложений характерно четкое разделение нижнедевонских и эйфельских образований на ряд свит. Живетские и более молодые девонские отложения в данной зоне отсутствуют (хонделенский тип разреза).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К нижнему отделу девонской системы в Туве отнесены мощная осадочно-вулканогенная толща (самагалтайская, кендейская, бьертдагская, барыкская и чаанекская), залегающая на силурийских отложениях и согласно сменяющаяся выше по разрезу породами саглинской свиты эйфельского яруса.

По северной и северо-восточной окраине Тувинской впадины нижнедевонские образования объединяются с эйфельскими и образуют кызылбулакскую серию. В восточной части Тувы кызылбулакской серии соответствует одновозрастная ей сайлыгская свита.

Возраст этих толщ устанавливается по остаткам остракод, лингул и рыб, обнаруженных в ряде пунктов по левобережью Улуг-Хема, на южном склоне хр. Восточный и Западный Танну-Ола и у оз. Хадын. В остальных районах нижнедевонские образования выделяются в значительной мере условно.

Помимо недостаточности фаунистической характеристики, изучение нижнедевонского комплекса в Туве осложняется еще и тем, что слабометаморфизованные вулканогенные толщи, сходные по составу с нижнедевонскими, представлены очень широко в разрезе: в кембрии, ордовике, в эйфельском и живетском ярусах среднего девона.

До 1954 г. многими исследователями упомянутые толщи относились к нижнему девону, причем в некоторых из них была обнаружена морская, как тогда считалось, нижнедевонская фауна. Так, по р. Чадан Н. Н. Предтеченским были сделаны повторные сборы кораллов и мшанок, найденных в 1947 г. М. В. Заниным; оказалось, что присутствующая здесь фауна представлена переотложенными в конгломератах силурийскими формами: *Dalmanella ellipsoides* Вагг. и *Eospirifer tuvaensis* Тчерн. (определения О. И. Никифоровой). В совместном маршруте по р. Одыч В. С. Мелещенко, Я. С. Зубриным и Н. Н. Предтеченским были сделаны новые находки брахиопод и мшанок, ранее собранных там А. Г. Сивовым. При определении новых находок М. А. Ржонсницкой нижнедевонские виды не были обнаружены, а О. И. Никифоровой были определены типично силурийские формы: *Stegerhynchus decemplicata* var. *angaečiensis* Тчерн., *Spirifer* ex gr. *angustiplicatus* Козл., Sp. aff. *tapsaensis*(?) Тчерн. Среди них Е. А. Модзалевской установлено присутствие мшанок *Lioclema* aff. *romulosum* Bassler.

В результате переопределения кораллов из коллекции А. Л. Додина по разрезу «нижнего девона» на р. Хонделен Б. С. Соколовым

было сделано заключение о их силурийском возрасте. Я. С. Зубрилин и Н. Н. Предтеченским по р. Северный Торгалык, а также Г. И. Ивановой в бассейне р. Барлык среди эффузивно-осадочной толщи, относимой ранее к нижнему девону, был обнаружен комплекс фауны, характерный для таштыпской свиты эйфельского яруса.

Аналогичная картина установлена и на северо-востоке Тувы в Тоджинской депрессии, где в состав девонских отложений включалась эффузивная толща ордовика.

Приведенные факты показывают, что выделявшаяся ранее единая нижнедевонская осадочно-вулканогенная толща является резко разновозрастной и что в действительности нижнедевонские образования не содержат типично морской фауны.

Согласно современным представлениям наиболее полный разрез фаунистически доказанного нижнего девона в Туве (рис. 33) известен на южном склоне хр. Восточный Танну-Ола в районе долины р. Кендей (западно-таннуольский типа разреза), где породы этого возраста связаны постепенным переходом как с силурийскими, так и вышележащими эйфельскими отложениями. По литологическому составу и отчасти по фауне они подразделяются там на две свиты: нижнюю, осадочную — самагалтайскую и верхнюю, существенно эффузивную — кендейскую. Подобное же строение разреза нижнего девона отмечается в районе пос. Самагалтай и на северном склоне хр. Восточный Танну-Ола у оз. Хадын.

Западнее, вдоль северного склона хр. Западный Танну-Ола и в бассейне р. Хемчик нижнедевонские образования представлены лишь кендейской свитой (хонделенский тип разреза), трансгрессивно и с угловым несогласием залегающей на силурийских отложениях. Самагалтайская свита выпадает из разреза, либо частично замещается эффузивами.

В Центральной Туве на левобережье Улуг-Хема в средней части разреза нижнего девона появляется 200—300-метровая пачка пестроцветных алевролитов и песчаников с остракодами, что позволяет расчленить нижнедевонские образования в этом районе на три свиты, нижняя из которых названа Я. С. Зубрилин и бьертдагской, средняя — барыкской и верхняя — чаанекской (улухемский тип разреза).

На северо-востоке Тувинской впадины и в прилегающей части Западного Саяна граница нижнего девона и эйфельского яруса, нечеткая уже в Центральной Туве, полностью стирается, благодаря появлению в саглинской свите значительного количества эффузивов, что заставляет объединять весь этот комплекс в единую кызылбулакскую серию. В восточной части Тувы кызылбулакской серии соответствует аналогичная ей по составу сайлыгская свита.

Самагалтайская свита

Выделена А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченским в 1954 г. по р. Татыг-Хем в районе пос. Самагалтая (см. рис. 33). В основании свиты на красноцветных алевролитах с силурийской фауной согласно залегают грубозернистые песчаники. Выше по разрезу они чередуются с ярко-красными туфогенными алевролитами. В средней части разреза алевролиты преобладают, встречаются прослои зеленовато-серых песчаных известняков и песчаников, среди которых в трех прослоях обнаружены остатки рыб, определенные Д. В. Обручевым как *Tivaspis margaritae* Обр. (по сборам А. И. Левенко). Верхняя часть разреза сложена песчаниками серого и розовато-серого цвета. Характерна примесь туфогенного материала. Общая мощность свиты около 750 м.

Западнее, в районе р. Кендей состав самагалтайской свиты существенно не меняется. Следует отметить лишь более четкую ритмичность строения разреза, выражающуюся в чередовании пачек сероцветных и красноцветных терригенных пород. В верхах свиты отмечается несколько горизонтов андезитовых порфириров. Общая мощность разреза 850 м.

Самагалтайская свита в районе р. Кендей совершенно согласно залегает на хондергейской свите и согласно перекрывается эффузивами кендейской свиты. Нижняя граница проводится по появлению в разрезе серых косослоистых песчаников, отсутствующих в хондергейской свите, представленной монотонными красноцветными алевролитами и песчаниками. Кроме того, с этой литологической границей совпадает появление массового количества остатков рыб, характерное для самагалтайской свиты, и почти полное исчезновение прослоев с лингулами и остракодами. Верхняя граница свиты условно устанавливается по смене существенно осадочных отложений эффузивными образованиями.

По всему разрезу самагалтайской свиты как в сероцветных, так и в красноцветных породах встречаются обильные чешуи, пластинки и остатки головных щитов рыб, относящихся, по заключению Д. В. Обручева, всего к двум видам цефаласпид — *Tannuaspis levenkoi* Обр., *Tuvaspis margaritae* Обр. Возраст вмещающей толщи предположительно датируется Д. В. Обручевым как жединский; при этом учитываются вертикальное распространение цефаласпид в других областях, условия их обитания и биологические размеры и степень редукции наружных слоев панциря *Tannuaspis*.

Помимо остатков рыб, в нижней части разреза найдены лингулы, определенные Э. Н. Яновым как *Lingula minima* Sow. и известные в отложениях лудлова, включая даунтонские слои. В самых верхах свиты встречаются остракоды из рода *Herrmanninia* sp. n. (заключение А. Ф. Абушик), неотличимые от таковых в вышележащей кендейской свите. Нижнедевонский возраст самагалтайской свиты устанавливается, таким образом, в значительной мере условно.

Накопление осадков самагалтайской свиты происходило в унаследованном с силурийского времени остаточном лагунном бассейне. Широко распространенный на территории Монголии в Туву этот бассейн заходил в виде залива. В разрезах самагалтайской свиты лагунные осадки — горизонтальнослоистые алевролиты с эвригалинной фауной остракод и лингул, чередуются с дельтовыми и иногда аллювиальными отложениями — пачками косослоистых аркозовых песчаников, что свидетельствует о близости расчлененных областей суши.

Кендейская свита

Осадочно-эффузивная толща, соответствующая по объему этой свите, выделена в 1948 г. П. В. Коростиним, а названа она была Н. Н. Предтеченским в 1956 г. по месторасположению наиболее полного разреза в долине р. Кендей, где рассматриваемая свита совершенно согласно залегает на породах самагалтайской свиты (см. рис. 33) и согласно же перекрывается саглинской свитой эйфельского яруса*. Верхняя граница ее условно проводится по появлению прослоев грубозернистых известковистых песчаников. В разрезе кендейской свиты

* Учитывая, что отложения, описываемые Н. Н. Предтеченским как кендейская свита, в некоторых районах Тувы расчленяются более подробно на самостоятельные свиты (см. далее), эти отложения, возможно, следовало бы выделять в качестве серии, хотя принятые здесь наименования (кендейская, бьертдагская и др.) прочно вошли в геологическую литературу. — Прим. ред.

около 90% мощности составляют эффузивы основного, среднего и, реже, кислого состава. Осадочные породы представлены невыдержанными горизонтами туфоконгломератов, туфобрекчий и, в нижней части разреза, тридцатиметровой пачкой пестроцветных алевролитов и песчаников с остатками остракод, лингул, рыб и гастропод.

В распределении отдельных разновидностей эффузивных пород наблюдается некоторая закономерность. В нижней и верхней частях разреза преобладают андезитовые и диабазовые порфириты зеленовато-серой, темно-серой и лиловой окраски. Кислые эффузивы приурочены главным образом к средней части разреза. Представлены они флюидальными, реже массивными фельзит-порфирами и фельзитами лилово-коричневого и сиреневого цвета.

Общая мощность свиты достигает 1700 м.

В осадочной пачке нижней части разреза обнаружены довольно разнообразные органические остатки, среди которых установлены: типично нижнедевонская форма лингул — *Lingula ilsae* Roemer (определение Э. Н. Янова), остракоды *Hermaninnia* sp. nov. (определение А. Ф. Абушик) и фрагменты головных щитов рыб *Tannuaspiis levenkoi* Obg. (определение Д. В. Обручева), позволяющие довольно уверенно считать возраст кендейской свиты нижнедевонским.

На западе Тувы по северному склону хр. Западный Танну-Ола и в бассейне р. Хемчик кендейская свита фаунистически не охарактеризована и выделяется условно по стратиграфическому положению ниже саглинской свиты эйфельского яруса, с которой она связана постепенным переходом. Наиболее полный разрез кендейской свиты в этом районе составлен по левому берегу р. Чадан. В основании свиты прослеживается пачка мелкогалечных конгломератов и песчаных известняков, чередующихся с покровами порфиритов. В составе гальки конгломератов в изобилии встречаются органогенные силурийские известняки и иногда хорошо отпрепарированные экземпляры кораллов и брахиопод, среди которых были определены *Dalmanella ellipsoides* Baug. и *Eospirifer tuvaensis* Tchern. Вышележащая часть разреза сложена эффузивами среднего, основного и в верхней части кислого состава, чередующимися с пластами туфов и туфобрекчий. В 400—600 м от кровли свиты среди них встречаются маломощные пачки водорослевых известняков и алевролитов. Мощность свиты по р. Чадан 1750 м.

В бассейнах верхнего течения рек Хондергей и Хемчик мощность кендейской свиты возрастает до 3000—5000 м. Значительная роль кислых эффузивов в верхней части разреза позволяет подразделять в этих районах кендейскую свиту на две подсвиты.

Восточнее, в бассейнах рек Шивелиг, Арты-Хем, Барык и по северному склону хр. Бьерт-Даг роль осадочных отложений в средней части кендейской свиты увеличивается, появляются остракоды, что позволяет расчленить эти образования в данных районах более подробно. В наиболее полном разрезе этого комплекса, отвечающего кендейской свите, в хр. Бьерт-Даг, как уже отмечалось, выделяются три свиты, нижняя из которых названа Я. С. Зубрилиным бьертдагской, средняя — барыкской и верхняя — чаанекской.

Бьертдагская свита

Бьертдагская свита с размывом, но без видимого углового несогласия залегает на фаунистически охарактеризованных силурийских отложениях. В нижней своей части она сложена полимиктовыми конгломератами и грубозернистыми песчаниками с отдельными покровами пор-

фиритов. Встречаются маломощные прослои серых алевролитов и мергелей. Верхняя часть разреза представлена преимущественно вулканическими породами — порфиритами, кварцевыми порфиритами, спилитами и туфобрекчиями с маломощными прослоями пестроцветных песчаников и алевролитов. Мощность свиты достигает 1000 м.

В сероцветных алевролитах нижней части Бьертдагской свиты Я. С. Зубрилинским собраны растительные остатки, определенные А. Р. Ананьевым как *Jenisseiphyton rudnevae* (Per.) Ap., *Psilophyton burnotense* (Gilk.) Kr. et W., *Taeniocrada dubia* Kr. et W., *Drepanophycus spinaeformis* (Goerpp.), *Protobarinophyton obrutschewii* Ap. Относительно возраста этого комплекса среди палеофитологов единого мнения не существует. А. Н. Криштофович указывает, что «эта высокоорганизованная девонская флора не имеет никакого отношения к флоре нижнего девона» и имеет среднедевонский возраст. Г. П. Радченко и Н. М. Петросян считают этот комплекс эйфельским, Е. Ф. Чиркова-Залеская и А. Р. Ананьев считают его нижнедевонским, но при определениях находок для одних и тех же сборов дают различные характерные комплексы, по-разному называя одинаковые формы растений. Самим А. Р. Ананьевым вышеперечисленные растения определены как *Protobarinophyton obrutschewii* Ap., *Taeniocrada dubia* Kr. et W., некоторые их экземпляры были найдены в отложениях эйфельского яруса.

Из приведенного краткого обзора видно, что однозначно установить возраст нижнедевонских отложений по флоре в настоящее время невозможно, но их стратиграфическое положение никаких сомнений не вызывает.

Барыкская свита

Барыкская свита сложена серыми и зеленовато-серыми алевролитами и мергелями с остракодами. В верхах свиты появляется значительное количество красноцветных алевролитов и мелкозернистых песчаников. На поверхностях напластования встречаются многочисленные глиптоморфозы каменной соли. Мощность барыкской свиты 250 м.

Остракодовый горизонт, располагающийся в средней части разреза этой свиты, впервые был установлен Г. И. Ивановой в 1952 г. по руч. Барык. В том же году А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченским остракоды были собраны западнее в бассейне р. Арты-Хем, а в 1953 г. Г. И. Ивановой в районе урочища Кызыл-Чира. В 1955 г. В. С. Мелешенко и другие установили наличие этого горизонта в районе пос. Кара-Суг. Я. С. Зубрилинским данный горизонт прослежен вдоль всего северного склона хр. Бьерт-Даг.

Среди остракод из разреза Бьерт-Даг Е. Н. Поленовой определены: *Leperditia* aff. *strigosa* Kegl., *L.* aff. *perobliqua* Kegl., *L.* aff. *fastigata* Kegl., *L.* aff. *consobrina* Jones. Не давая точного возраста, Е. Н. Поленова отмечает, что большинство форм близки, но не соответствуют полностью среднедевонским видам Центральной Европы, а *Leperditia* aff. *strigosa* Kegl. весьма сходна с *Leperditia salairica* Reetz. из нижнедевонских отложений Кузбасса.

А. Ф. Абушик из этого местонахождения, кроме того, определены: *Leperditia* cf. *altoides* Weller и *L. elongata* Weller., известные в хельдербергских слоях Северной Америки. Последняя форма обнаружена А. Ф. Абушиком также в коллекции В. С. Мелешенко, собранной в районе пос. Кара-Суг.

Приведенные заключения в сочетании со стратиграфическим положением барыкской свиты довольно определенно свидетельствуют о нижнедевонском ее возрасте.

Чаанекская свита

Чаанекская свита сложена в основном вулканогенными породами — порфиритами, кварцевыми порфирами, туфолавами и туфобрекчиями. Резко в подчиненном количестве присутствуют прослой красноцветных, реже светло-серых песчаников и алевролитов. Для последних характерно наличие глиптоморфоз кристаллов каменной соли. Органических остатков в описываемой свите не найдено. Мощность ее составляет 1000—1500 м.

Граница с вышележащими толщами устанавливается чисто условно, по смене преимущественно эффузивных пород существенно осадочной толщей — пестроцветными отложениями саглинской свиты (D_2 sg). Особенно затруднительно проведение этой границы в тех случаях, когда саглинская свита содержит в своем составе значительное количество эффузивных пород.

Описанное трехчленное деление нижнего девона на правобережье Енисея в урочище Кызыл-Чира прослеживается уже с трудом, так как опорный фаунистический горизонт барыкской свиты находится здесь в отдельных тектонических блоках. Весьма не четка также граница с саглинской свитой, в составе которой появляется значительное количество эффузивов. Указанные обстоятельства заставляют объединять все эти образования в единую серию.

НИЖНИЙ — СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Кызылбулакская серия

Осадочно-эффузивная толща, соответствующая кызылбулакской серии, выделена в 1955 г. Я. С. Зубрилинным и первоначально датировалась им как нижний девон. В 1957 г. Н. Н. Предтеченским была детально изучена верхняя часть разреза этих образований, отнесенных им к среднему девону. Выходы кызылбулакской серии известны по периферии хр. Каменный, в Турано-Уюкской котловине и в пределах девонских грабенів Западного Саяна, а также в бассейне р. Улуг-О и в Тоджинской котловине, где разновозрастные ей образования выделяются под названием сайлыгской свиты. Стратиграфический разрез кызылбулакской серии изучен по логу Кызыл-Булак и на возвышенности, расположенной в 5,5 км юго-западнее г. Турана.

По логу Кызыл-Булак обнажена нижняя часть разреза. В основании серии на песчаниках и органогенных известняках силура несогласно залегают базальные туфоконгломераты. Выше по разрезу они сменяются андезитовыми и пироксен-плагноклазовыми порфиритами, их туфами и туфолавами, которым резко подчинены прослой гравелитов и туфоконгломератов. В верхах обнаженной части серии по логу Кызыл-Булак отмечается мощная (более 100 м) пачка фельзитов.

Верхняя часть разреза кызылбулакской серии наиболее полно описана на возвышенности в 5,5 км юго-западнее г. Турана. Точно увязать разрез с вышеприведенным не представляется возможным, однако, несомненно, что он залегает выше, поскольку аналоги его в нижележащих толщах не устанавливаются, а кислые эффузивы, залегающие в самом основании, характерны для верхней части разреза Кызыл-Булак. В верхах кызылбулакской серии преимущественно развиты осадочные породы: красноцветные, зеленовато-серые мелкозернистые песчаники, алевролиты и грубозернистые песчаники, чередующиеся с горизонтами туфов, лавобрекчий и эффузивов кислого состава.

Общая мощность данного разреза составляет около 2500 м. В хр. Каменный и бассейне р. Улуг-О мощность кызылбулакской серии достигает 3000 м.

Возраст кызылбулакской серии устанавливается главным образом по остаткам спор. Из разреза в верховьях р. Дерзиг (Агентов и др., 1959) в базальных слоях серии Е. М. Андреевой был обнаружен следующий комплекс спор: *Stenozonotriletes simplicissimus* Naum., *S. conformis* Naum., *S. pumilus* (Waltz.) Naum., *Leiotriletes microrugosus* (Ibr.) Waltz., *L. simplex* Naum., *L. nigratus* Naum., *L. nigritelus* Naum., *L. devonicus* Naum., *Lophotriletes simplex* Naum., *L. minor* Naum., *L. pugosus* Naum., *Acantotriletes incertus* Naum., *A. crenatus* Naum., *A. parvispinus* Naum., *A. erinacens* Naum., *A. parvispinosus* Naum., *A. spinellosus* Naum., *Archaeozonotriletes micromanifestus* Naum., *Dictyotriletes nigratus* Naum., характерный, по ее мнению, для нижнего девона, хотя некоторые формы из этого комплекса и переходят в более высокие горизонты.

Из коллекции Н. Н. Предтеченского, собранной в верхней части разреза серии в 5,5 км юго-западнее г. Турана, Е. М. Андреевой установлены преимущественно среднедевонские споры: *Stenozonotriletes extensus* var. *minor* Naum., *Leiotriletes microrugosus* (Ibr.) Naum., *L. pullatus* Naum., *L. nigratus* Naum., *Archaeozonotriletes variabilis* Naum., *Lophozonotriletes scurrus* Naum., *Hymenozonotriletes mesodevonicus* Naum.

Учитывая трудность точной корреляции вышеописанных существенно вулканогенных толщ, характеристика распределения фаций и палеогеографии их на территории Тувы может быть дана лишь в целом для всей раннедевонской эпохи (кендейская, бьертдагская, барыкская, чаанекская и сайлыгская свиты, кызылбулакская серия) (рис. 34, I). В начале этого времени отмечается активизация тектонических движений и резкое расширение области осадконакопления в северном и северо-восточном направлении, в результате чего сформировалась Тувинская межгорная впадина. В окружающих ее горноскладчатых сооружениях блоковые перемещения проявились в образовании ряда грабеновых зон (Хемчикская — на западе Тувы, Хонделенская, Чулаксинская и Усинская — в Западном Саяне, Тоджинская, Дерзигская — в восточной части Тувы).

Все эти движения сопровождались интенсивной вулканической деятельностью. Вначале преобладали излияния лав среднего и основного состава, а в конце нижнего — начале среднего девона извержения кислых эффузивов — кварцевых порфиров, ортофиров и других пород, сопровождавшиеся выбросом большого количества пирокластического материала.

Накопление осадочных пород имело подчиненное значение и происходило главным образом в осевых частях Тувинской впадины. В периферических районах встречаются лишь невыдержанные пачки конгломератов и песчаников, представляющих собой типичные образования конусов выноса. В центральной части впадины в барыкское время существовал довольно обширный лагунного типа бассейн, в котором накапливались тонкозернистые, часто с туфовым материалом, карбонатно-терригенные осадки с остатками остракод. Аналогичный, но, по-видимому, менее крупный бассейн существовал в начале кендейского времени на юге Тувы.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднедевонские отложения распространены в Туве главным образом в пределах собственно Тувинской межгорной впадины (Центрально-Тувинская структурно-фациальная зона).

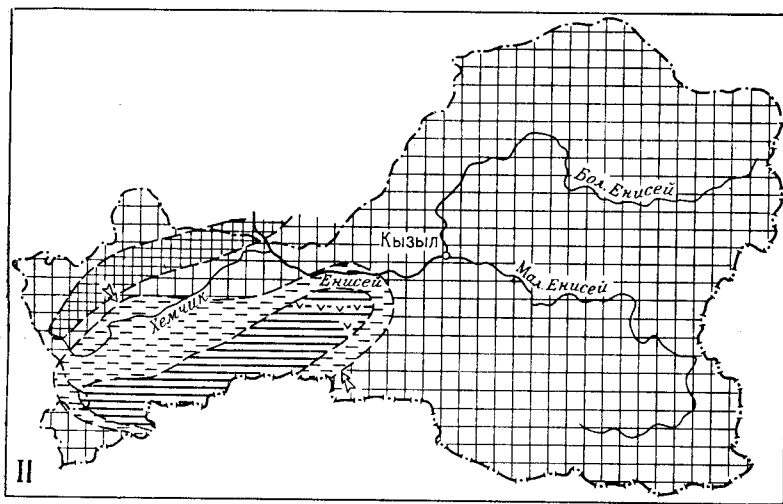
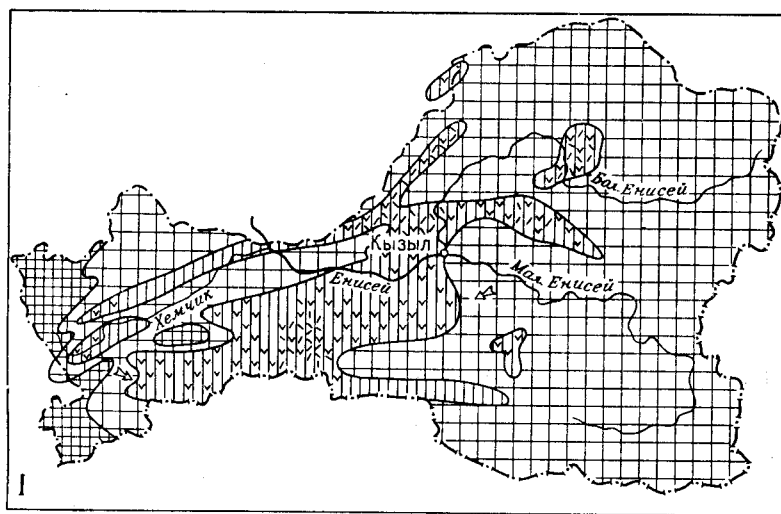


Рис. 34. Палеогеографические схемы Тувы: I — в раннем девоне (кобленцкий век), II — в эйфельском веке среднего девона (таштыпское время). По Н. Н. Предтеченскому

1 — области сноса с расчлененным рельефом; 2 — то же, со слабо расчлененным рельефом; 3 — зона наземно-вулканогенных отложений; 4 — зона прибрежно-морских отложений; 5 — зона мелководных морских отложений; 6 — лавы; 7 — туфы; 8 — границы фациальных зон; 9 — главные направления сноса обломочного материала

В Тувинской впадине средний девон по фауне расчленяется на отложения эйфельского и живетского ярусов, подразделенных в свою очередь на ряд свит (рис. 35).

Эйфельский ярус

Саглинская свита

Нижняя, континентальная, часть разреза эйфельского яруса выделена в 1953 г. на левобережье р. Саглы А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченским под названием саглинской свиты.

Распространенные преимущественно в юго-западной и центральной частях Тувинской впадины, эти отложения характеризуются значительной пестротой и непостоянством состава. Нижняя часть разреза саглинской свиты сложена красноцветными и пестроцветными (на юго-западе Тувы) песчаниками, гравелитами и конгломератами. Верхи представлены в основном мелкозернистыми известковистыми песчаниками, алевролитами и туффитами пестроцветной окраски с многочисленными знаками ряби, трещинами усыхания и глиптоморфозами кристаллов каменной соли. Покровы эффузивов основного и кислого состава встречаются по всему разрезу, хотя роль их в той или иной части разреза в различных районах неодинакова. В целом количество эффузивов заметно увеличивается в восточных и северо-восточных, краевых частях Тувинской впадины.

Нижняя граница саглинской свиты устанавливается условно по смене преимущественно эффузивных пород нижнего девона грубокластическими образованиями эйфельского яруса. Верхняя граница проводится по подошве известняков таштыпской свиты, охарактеризованных морской верхнейэйфельской фауной.

Из органических остатков в саглинской свите известны растения и единичные находки рыб из сем. *Osteolepidae*.

Среди растительных остатков А. Р. Ананьевым определены: *Psilophyton goldschmidtii* Halle, *P. princeps* Daw., *Hostimella* sp. Г. П. Радченко и Н. М. Петросян, кроме того, установлены: *Asteroxylon sibiricum* Kryshht., *Protolepidodendron* cf. *scharyanum* Krejčí, *Tomiphyton primaevum* f. *angusta* f. *nova*, *Jenisseiphyton lebedevi* An., *Protobarinophyton obrutschevi* An., *Taeniocrada* sp., *Psilophyton* sp.

Стратиграфический диапазон большей части этих растений является спорным. Тем не менее наличие таких форм, как *Asteroxylon sibiricum* Kryshht. и *Protolepidodendron* cf. *scharyanum* Krejčí, известных лишь из отложений среднего девона, в сочетании со стратиграфическим положением саглинской свиты позволяет уверенно датировать ее возраст как эйфельский.

На юге и юго-западе Тувы разрезы свиты лучше известны по рекам Саглы, Чоза и в долине р. Кендей (бассейн р. Южный Торгалык), в Центральной Туве — по р. Северный Торгалык и в урочище Бай-Булун, на северо-западе Тувы — в верхнем течении р. Хонделен.

Мощность свиты изменяется от 300 до 3200 м.

В одном из наиболее изученных разрезов на левобережье р. Саглы вскрытая мощность свиты достигает 550 м (базальные слои свиты срезаны сбросом). Видимая часть разреза представлена следующими породами:

1. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, полимиктовые с примесью кислого пеплового материала, горизонтальнослоистые. Содержат про- слои зеленых алевролитов и туффитов 20 м
2. Песчаники желтовато-серые крупнозернистые полимиктовые, косослои- стые 4 „

3. Песчаники красноцветные с белыми пятнами, мелкозернистые, полимиктовые, микрослоистые	100 м
4. Песчаники светло-зеленые мелкозернистые с прослоями и линзами черных известняков	20 „
5. Гравелиты и грубозернистые полимиктовые песчаники коричневатокрасного цвета, косослоистые	20 „
6. Песчаники лилово-серые, мелкозернистые с прослоями туффигов	58 „
7. Переслаивание серых и зеленых известковистых алевролитов и туффигов с известковистыми песчаниками. На поверхностях наслоения трещины усыхания, знаки ряби. Песчаники горизонтальнослоистые, реже диагональнослоистые	164 „
8. Песчаники серые, разнозернистые с прослоями серо-зеленых известковистых алевролитов. Встречаются глиптоморфозы кристаллов каменной соли, трещины усыхания	118 „
9. Песчаники красноцветные, мелкозернистые с прослоями серых горизонтальнослоистых алевролитов	46 „

Выше согласно с ними залегают известняки таштыпской свиты.

Восточнее, в междуречье Улатай-Чоза в верхней части разреза появляется значительное количество красноцветных алевролитов и песчаников. В низах разреза отмечается несколько горизонтов порфиринов. Как и для района р. Саглы, характерно наличие глиптоморфоз по кристаллам каменной соли и трещин усыхания. Мощность свиты здесь достигает 1700 м.

В районе долины р. Кендей (прибортовая часть Тувинской впадины) мощность саглинской свиты сокращается до 800—500 м, значительно возрастает роль эффузивов. Осадочные породы представлены там брекчиевидными известняками и разнозернистыми пестроцветными песчаниками с грубой перекрещивающейся косою слоистостью. Мощность отдельных косо наслоившихся серий достигает 3—5 м при длине косых слоев 10—15 м. Встречаются обильные растительные остатки *Asteroxylon sibiricum* Kr ysh t., *Protobarinophyton lebedevi* A n. и др.

На северном склоне хр. Западный Танну-Ола в разрезах по рекам Чадан, Северный Торгалык и Хондергей мощность саглинской свиты составляет не менее 1500—1700 м. Помимо пестроцветных терригенных пород в средней и верхней частях разреза широко распространены мергели, песчаные, глинистые, иногда водорослевые известняки. Встречаются покровы основных лав с подушечной отдельностью. Как и на юге Тувы, саглинская свита в этих районах совершенно согласно залегает на эффузивах нижнего девона и согласно же перекрывается известняками таштыпской свиты.

На левобережье Енисея в урочище Бай-Булун характер разреза несколько меняется: преобладающее развитие получают красноцветные алевролиты и песчаники. В верхах свиты встречаются растительные остатки. Общая мощность разреза достигает 3200 м. Таштыпские известняки в данном районе отсутствуют и на размытой поверхности саглинской свиты залегают грубокластические отложения атакшыльской свиты.

Накопление осадков саглинской свиты происходило на обширной аллювиальной равнине. Центральная часть этой равнины (хр. Западный Танну-Ола, левобережье Енисея) испытывала весьма интенсивное погружение, компенсирующееся накоплением пресноводных и засоленно-озерных осадков. Аллювиальные и вулканогенные фации имели подчиненное значение. По периферии Тувинской впадины вблизи ограничивающих ее зон крупных разломов, а также в отдельных грабенах Западного Саяна и Северо-Восточной Тувы ведущую роль играли наземные излияния лав, чередующиеся с накоплением русловых аллювиальных и в меньшей степени пресноводно-озерных осадков.

Таштыпская свита

Верхняя — морская — часть разреза эйфельского яруса объединяется под названием таштыпская свита, впервые она была выделена в Минусинской котловине Н. А. Беляковым и В. С. Мелешенко в 1949 г. В Туве первые находки эйфельской фауны сделаны в 1946 г. М. В. Заниным по р. Хам-Дыт. В дальнейшем морские известняки таштыпской свиты были прослежены на значительной площади в юго-западной и центральной части Тувинской впадины. Крайние восточные выходы их известны в настоящее время в урочище Ашкара на левобережье Хондергей. По северной периферии впадины таштыпская свита отмечается по рекам Куже и Хонделен.

В большинстве этих районов таштыпская свита сложена характерными толстоплитчатыми известняками серого и черного цвета, переслаивающимися с зеленовато-серыми мергелями и алевролитами. Иногда встречаются покровы эффузивов среднего, реже основного состава. В известняках найдены многочисленные брахиоподы, кораллы и криноидеи, реже встречаются (обычно плохо сохранившиеся) мшанки, трилобиты и наутилоидеи. Общий список фауны представлен следующими формами: *Favosites alpina* Högn., *Thamnopora beliakovi* Dubat., *Thamnopora* aff. *kuznetskiensis* Tschern., *Alveolites* (*Alveolitella*) cf. *karmakensis* (Tschern.), *Syringopora eifeliensis* Schlüter, *Aulacystis corniformis* Dubat., *Minussiella beliakovi* Bulv., *Minussiella kulagiensis* Bulv., *Minussiella asiatica* Bulv., *Chonetes* (*Tornquistia*) *minussinensis* Ržon., *Uncinulus taschtiapiensis* Ržon., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L. (?), *Eoreticularia* cf. *sinuata* Gürich, *Acrospirifer subgregarius* Ržon., *Atrypa reticularis* L., *Atrypa* cf. *kurbeskenensis* Ržon., *Gypidula* aff. *biplicata* Schnur, *Delthyris* (?) sp. indet., *Emanuella takwanensis* var. *pentagona* Grabau, *Modiomorpha hondelensis* sp. nov.

Брахиоподы изучены М. А. Ржонсничкой и Э. Н. Яновым, табулаты описаны В. Н. Дубатовым, ругозы — Э. З. Бульванкер.

Нижняя граница таштыпской свиты устанавливается по первому прослою серых грубоплитчатых известняков; верхний контакт проводится по появлению в разрезе красноцветных пород ихедушингольской свиты.

Выходы таштыпской свиты почти повсеместно приурочены к зонам разрывных нарушений, где они слагают отдельные блоки с довольно сложной внутренней тектоникой, что, очевидно, связано с относительно малой компетентностью этих отложений. Благодаря указанным обстоятельствам более или менее полные разрезы встречаются весьма редко. Нормальные стратиграфические контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями были прослежены лишь по рекам Ихедушин-Гол и Боршин-Гол. Мощность таштыпской свиты обычно не превышает 40—100 м и лишь в районе пос. Северного Торгалыка достигает 300 м.

Хорошо охарактеризованные фаунистически и литологически выдержанные отложения таштыпской свиты являются четким маркирующим горизонтом для юго-запада и юга Тувинской впадины. Отсутствие таштыпской свиты в северной части Центральной Тувы, по-видимому, связано с размывом этих отложений в начале живетского времени.

Несмотря на значительное постоянство состава таштыпской свиты в пределах всей области ее распространения в Туве можно наметить ряд фациальных зон (см. рис. 34, II).

На большей части площади (разрезы Саглы, Хам-Дыт, Улатай, Хондергей и др.) накопление осадков таштыпской свиты происходило преимущественно в условиях открытого теплого моря нормальной солености на очень незначительных глубинах. Об этом свидетельствует разнообразие фауны и, в частности, широкое развитие кораллов, представленных как колониальными рифообразующими, так и одиночными формами. Встречающиеся среди органогенных известняков прослои алевролитов, мергелей и лишенных фауны черных пахучих известняков формировались в периоды обмеления моря в водоемах с нарушенным солевым и газовым режимом.

По периферии описываемой области (разрезы Южный Торгалык, Талайлыг, Хонделен, Чадан) выделяются прибрежные фации: наблюдается обеднение состава фауны, значительно увеличивается роль терригенных пород — алевролитов, песчаников, а по р. Хонделен появляются даже конгломераты. На поверхностях наслоения обычны знаки ряби, трещины усыхания. Известняки часто содержат примесь песчаного материала и мелкие стяжения кремней.

Подобное распределение фаций свидетельствует об отсутствии непосредственной связи Тувинского моря с таштыпскими бассейнами Горного Алтая и Минусинских котловин. Море ингрессировало, по-видимому, из Северо-Западной Монголии.

Живетский ярус

Атакшильская свита

К атакшильской свите автором относится грубокластическая толща в основании живетского яруса, распространенная в Улугхемской и Уюкской подзонах Тувинской межгорной впадины. В самостоятельную стратиграфическую единицу эти отложения впервые были выделены в 1949 г. А. Л. Лисовским и Г. М. Владимирским. В пределах Западно-Таннуольской подзоны одновозрастные атакшильской свите тонкозернистые гипсоносные и соленосные отложения выделяются под названием ихедушингольской свиты (Данилевич и Предтеченский, 1956).

Лучшие разрезы атакшильской свиты известны в нижнем течении р. Бий-Хем, по периферии хр. Каменный и на левобережье Енисея в урочище Бай-Булуи и у ключа Кулузун. В составе свиты повсеместно преобладают грубокластические красноцветные породы — косослоистые гравелиты, конгломераты и песчаники с невыдержанными прослоями алевролитов и брекчиевидных известняков.

По р. Бий-Хем и его притокам — рекам Уюк, Бегреда, Атакшил и Атыкташ — в средней части разреза атакшильской свиты отмечается пачка сероцветных песчаников и гравелитов с растительными остатками, среди которых А. Р. Ананьевым установлены *Drepanophycus spinaeformis* Goerr., *Psilophyton goldschmidtii* Halle, *O. princeps* Daw., *Taenocrada* sp. и *Barinophyton* sp. Как уже отмечалось выше, эти формы, встречаясь в широком интервале разреза от нижнего девона до живетского яруса включительно, не дают точного суждения о возрасте.

Из этих же отложений Е. М. Андреевой определены многочисленные споры: *Leiotriletes microrugosus* Naum., *L. atavus* Naum., *L. nigratus* Naum., *L. pullatus* Naum., *L. rotundus* Naum., *Zonotriletes luteolus* Lub., *Z. marginatus* Lub., *Z. millegranus* Lub., *Hymenozonotriletes brevimmuss* Naum., *H. pallidus* Naum., *H. meocanthus* Naum., *H. rarus* Naum., *Archaeozonotriletes compactus* Naum., *Acanthozonotriletes vaspinasus* Naum., *A. vulgatus* Naum., *A. polygamus*

Naum., *Archaeotriletes fidus Naum.*, *A. uncatatus Naum.*, *A. correctes Naum.*, *Trachytriletes subminor Naum.*, имеющие вертикальное распространение от среднего девона до карбона, хотя некоторые формы, как, например, *Trachytriletes subminor*, распространены только в среднем и верхнем девоне. Кроме того, С. Н. Наумовой обнаружены в них *Leiotriletes perpusillus Naum.*, *L. devonicus Naum.*, *L. atavus Naum.*, *Retusotriletes simplex Naum.* и *Stenozonotriletes ornatus Naum.*, встречающиеся в эйфельских и живетских отложениях.

Несмотря на широкое стратиграфическое распространение вышеперечисленных органических остатков, некоторыми геологами (А. И. Левенко и Я. С. Зубрилин) атакшильская свита относится к эйфельскому ярусу. И. В. Кузнецовым и Н. Г. Поповым эйфельский возраст приписывается только нижней половине разреза атакшильской свиты, а верхняя красноцветная пачка относится ими к живету.

По нашему мнению, стратиграфическое и структурное положение атакшильской свиты свидетельствует о ее живетском возрасте. В центральной части впадины она трансгрессивно залегает на породах саглинской свиты, а на северо-востоке — с разрывом, хотя и без видимого углового несогласия, перекрывает кызылбулакскую серию. С вышележащей илемеровской свитой эти отложения повсеместно связаны постепенным переходом. Граница между ними условно проводится по кровле брекчиевидных известняков, а в местах их отсутствия по красноцветным песчаникам, выше которых залегают тонкозернистые сероцветные породы, характерные для илемеровской свиты.

В разрезах по рекам Атакшил, Бегреда и Атыкташ атакшильская свита имеет отчетливое трехчленное строение:

1. В основании свиты прослеживаются красноцветные средне- и мелкогалечные конгломераты, чередующиеся с прослоями косослоистых гравелитов, песчаников и подчиненных им алевролитов. В верхах пачки песчаники резко преобладают. Галька конгломератов состоит в основном из эффузивов — порфиров, ортофиров, порфиринов и их туфов; в меньшем количестве встречаются метаморфические сланцы и кварц 50—300 м
2. Розовато-серые и серые разнотернистые песчаники с грубой перекривающейся или диагональной косой слоистостью содержат прослой и линзы зеленых алевролитов и крупные конкреции известняка. Встречаются растительные остатки *Psilophyton princeps Daw.*, *Varinophyton* sp. и другие, а также споры *Leiotriletes atavus Naum.*, *Trachytriletes subminor Naum.* и др. 50—250 „
3. Красноцветные известковистые алевролиты, чередующиеся с грубо-косослоистыми гравелитами и песчаниками. По всему разрезу пачки встречаются прослой и линзы комковатых известняков 150—350 „

Общая мощность свиты варьирует от 250 до 900 м, при этом минимальные мощности наблюдаются в верховьях рек Атакшил и Атыкташ.

По направлению к юго-западу, в хр. Каменный средняя сероцветная пачка постепенно замещается красноцветными гравелитами и песчаниками. Мощность свиты составляет около 800 м.

В районе Центрально-Тувинского поднятия (Улугхемская подзона) атакшильская свита целиком сложена неотсортированными красноцветными конгломератами и песчаниками. Мощность ее не превышает здесь 630 м. Местами (урочище Кызыл-Чира, руч. Барык) эти отложения полностью выклиниваются и вышележащая илемеровская свита трансгрессивно перекрывает более древние породы до силура включительно.

Распространенная в пределах хр. Западный Танну-Ола, и хедушингольская свита залегает на таштыпских известняках и совершенно согласно сменяется выше по разрезу илемеровской свитой. В стратотипическом разрезе по р. Ихедушин-Гол эти отложения представлены красноцветными микрослоистыми, реже горизонтальнослои-

стыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с маломощными прослоями сахаровидных мергелей и загипсованных песчаников. В верхах разреза встречаются пиритизированные серо-зеленые песчаники с остатками рыб из сем. *Gemundiniformes*. Мощность свиты 590 м.

Западнее, в верхнем течении р. Саглы мощность ихедушингольской свиты возрастает до 700 м. В бассейне р. Талайлыг, по данным Г. И. Ивановой, в составе ее присутствуют крупнозернистые песчаники, туфы и эффузивы основного состава.

К нижней части ихедушингольской свиты, по представлениям Н. Н. Предтеченского, должна быть отнесена мощная (до 300 м) линзовидная залежь каменной соли в междуречье Торгалык — Кадвой (месторождение горы Туз-Таг). Из коллекции А. И. Левенко (1955, 1960), собранной в соленосной толще, С. Н. Наумовой были определены споры *Leiotriletes devonicus* Naum., *L. simplex* Naum., *L. atavus* Naum. и другие, аналогичные таковым из атакшильской свиты по р. Бий-Хем и свидетельствующие, по ее мнению, об эйфельском возрасте вмещающих отложений. А. И. Левенко считает возраст соленосной толщи Туз-Тага несомненно эйфельским, Н. Н. Предтеченский же относит ее к низам живетского яруса, так как ниже по разрезу залегают таштыпская свита, почти повсеместно охарактеризованная морской фауной самых верхов эйфеля*.

Мощность ихедушингольской свиты в районе долины р. Кендей составляет около 750 м.

Палеогеографическая обстановка в атакшильское (абаканское) время характеризовалась преобладанием континентальных условий (рис. 36, I). В результате поднятий крайней юго-западной части Тувы и прилегающих к ней районов Монголии Таштыпский бассейн прекратил свое существование и на его месте образовался ряд засоленных озерных водоемов. Сложно расчлененный рельеф области сноса сформировался в центральной части Тувинской впадины, в результате чего в районе Улугхемского поднятия накапливались лишь весьма невыдержанные по составу и мощности конгломераты и песчаники конусов выноса. На северо-востоке впадины в междуречье Уюк — Бий-Хема, а также в пределах девонских грабен по р. Подпорожная и, возможно, в Тоджинской котловине в это время формировались мощные толщи аллювиальных и пролювиальных отложений.

Илеморовская свита

Впервые установленная в Минусинской котловине илеморовская свита выделена в Туве В. С. Мелещенко в 1950 г. на 32-м километре тракта Кызыл — Абакан.

Породы этого возраста почти повсеместно сложены сероцветными известковистыми алевролитами, песчаниками и черными глинистыми известковистыми, иногда с прослоями красноцветных алевролитов, мелкозернистых песчаников и туффитов. Для этих отложений характерны тонкая горизонтальная и косая микрослоистость и наличие мелких сим-

* Вопрос о возрасте соленосной толщи Туз-Тага является весьма сложным и до последнего времени решался весьма различно разными исследователями, относившими эту толщу то к девону, то к верхней перми, то к юре, то к третичному или даже четвертичному периоду (Лебедева, 1938; Маслов, 1948; Туришев, 1952; Матросов, 1954; Левенко, 1955 и др.). В настоящее время большинство исследователей относит ее к среднему девону. Наиболее тщательно галогенные отложения района Туз-Тага, включая прилежащие участки Монголии, в последние годы изучались А. И. Левенко, который на основе своих наблюдений с учетом данных других исследователей пришел к выводу об их эйфельском возрасте. Это мнение было подкреплено палинологическими определениями С. Н. Наумовой (Левенко, 1955, 1960). — *Прим. ред.*

метричных знаков ряби; по периферии впадины встречаются прослойки песчаников с перекрывающейся, реже диагональной слоистостью и отдельные покровы эффузивов.

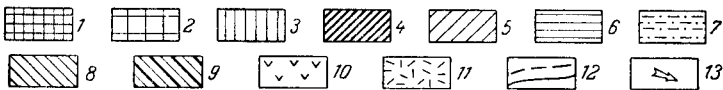
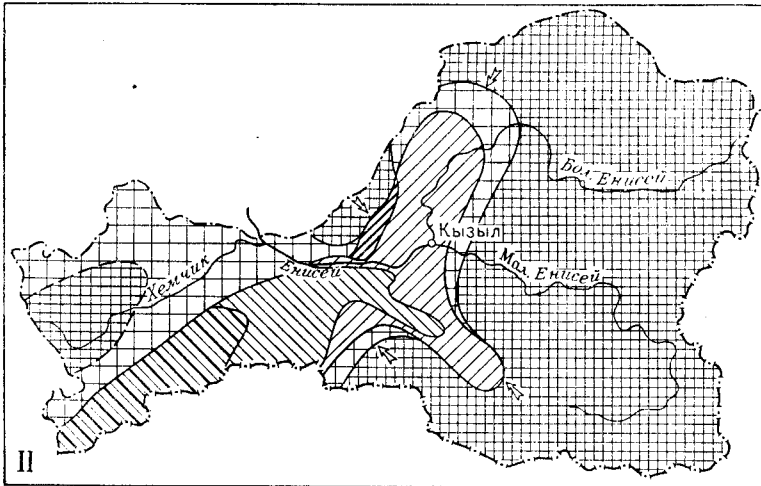
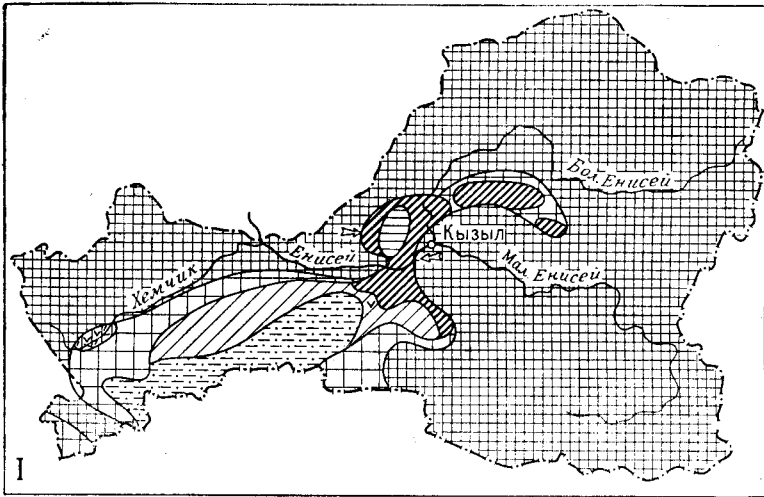


Рис. 36. Палеогеографические схемы Тувы: I — в раннеюрское (абаканское) и II — верхнеюрское (бейское) время. По Н. Н. Предтеченскому

1 — области сноса с расчлененным рельефом; 2 — то же с слаборасчлененным рельефом; 3 — зона наземно-вулканогенных образований; 4 — зона конусов выноса; 5 — зона аллювиальных и аллювиально-озерных отложений; 6 — зона пресноводно-озерных отложений; 7 — зона внутриконтинентальных морей-озер; 8 — наземные части дельт; 9 — подводные части дельт; 10 — лавы; 11 — туфы; 12 — границы фациальных зон; 13 — главные направления сноса обломочного материала

В известняках и алевролитах встречаются многочисленные остатки листоногих и усконогих ракообразных, рыб и растений. Известны также единичные находки гастропод и лингул. Среди листоногих ракообразных, по которым определяется живетский возраст этих отложений,

Н. И. Новожиловым установлены следующие формы: *Ulugkemia bari-kensis* Nov., *U. minussiensis* (Lutk.), *U. bobrovi* Nov., *U. sinuata* (Lutk.), *U. sajanensis* Nov., *Trigonestheria rugulensis* Nov., *Euestheria janovi* Nov., *E. tuvaensis* Nov., *E. consummata* Nov., *Pseudestheria pogrebovi* (Lutk.), *P. simplex* Nov., *P. fallax* Nov. и др.

С подстилающими и перекрывающими породами илеморовская свита связана постепенным переходом. Нижняя граница ее проводится по подошве сероцветных отложений с остатками листоногих, ниже которых залегают красноцветы ихедушингольской и атакшильской свит. В местах, где последняя отсутствует, в основании свиты прослеживаются гравелиты или мелкогалечные конгломераты. Граница с уюкской свитой проводится по появлению красноцветных песчаников и смене состава фауны листоногих ракообразных. В отдельных районах, где литологические различия между этими свитами недостаточно четкие, граница устанавливается по местным маркирующим горизонтам: в Улугхемской подзоне (разрезы Барык, Кулузун, Кызыл-Чира) — по пласту известняков с гастроподами, в Западно-Таннуольской подзоне (разрезы Улатай, Хам-Дыт и др.) — по горизонту водорослевых известняков. Мощность илеморовской свиты варьирует от 250 до 550 м.

В пределах Западно-Таннуольской подзоны от р. Саглы на юго-западе до р. Хондергей на востоке илеморовская свита характеризуется значительным постоянством состава. В разрезах ее преобладают серые зеленовато-серые пиритизированные алевролиты, чередующиеся с прослоями мелкозернистых песчаников и черных пелитоморфных известняков. Последние повсеместно содержат многочисленные остатки листоногих и усонюгих ракообразных. Темно-серые алевролиты и известняки часто обладают повышенной фосфатностью, вплоть до образования прослоев фосфоритов с содержанием P_2O_5 до 18—22%. Существенные изменения разреза отмечаются лишь на крайнем юго-западе впадины в бассейне р. Талайлык, где в составе свиты значительное развитие получают крупнозернистые песчаники и гравелиты, чередующиеся с покровами кварцевых порфиров. Мощность свиты достигает здесь 500 м.

В Улугхемской подзоне илеморовская свита приобретает пестроцветный облик благодаря появлению прослоев крупно- и среднезернистых песчаников, окрашенных в лилово-серые и лилово-красные тона. Мощность ее составляет здесь 250—400 м.

На северо-востоке впадины в Уюкской подзоне разрезы илеморовской свиты весьма сходны с вышеописанными в хр. Западный Танну-Ола.

Значительная выдержанность состава и характер текстурных особенностей осадков илеморовской свиты свидетельствуют о накоплении их в крупном мелководном бассейне. Судя по остаткам фауны, представленной исключительно эвригалинными формами, и отсутствию в прилегающих районах Монголии и Горного Алтая одновозрастных морских осадков, Илеморовский бассейн Тувы был изолирован от моря. Области сноса к илеморовскому времени были в значительной степени снивелированы; расчлененный рельеф сохранился лишь в районе унаследованного с атакшильского времени Улугхемского поднятия, по периферии которого накапливались грубокластические прибрежные (разрезы Кулузун, Кызыл-Чира) и в меньшей степени дельтовые и аллювиальные осадки (разрезы Барык, Элегест). На остальной территории формировались преимущественно глинисто-алевролитовые и карбонатные отложения. Характерной особенностью их является повышенное содержание фосфора в виде фторсодержащего фосфата кальция — коллофана. Оптимальная полоса накопления фосфоритов распо-

лагалась по периферии зоны спокойного мелководья на границе ее с прибрежными отложениями. Ширина этой полосы была, по-видимому, весьма значительна, достигала 5—10 км.

Уюкская свита

Отложения, соответствующие данной свите, впервые были выделены в 1952 г. А. М. Данилевич, Я. С. Зубрилинным и Н. Н. Предтеченским; название уюкская (по р. Уюк) было ей дано несколько позднее.

Главная роль в составе свиты принадлежит пестроцветным песчаникам и алевролитам, соотношение которых варьирует в широких пределах. По всему разрезу встречаются прослой мергелей и песчанистых известняков. Весьма характерны многочисленные внутриформационные размыты, сопровождающиеся образованием автокластической алевролитовой брекчии. На поверхностях наслоения обычны трещины усыхания и знаки ряби. В периферических районах впадины окраска пород уюкской свиты становится красноцветной, встречаются прослой косо-слоистых гравелитов и крупнозернистых песчаников. Мощность свиты изменяется от 300 до 1300 м, закономерно увеличиваясь к юго-западу. На крайнем юго-западе Тувы в бассейне р. Могун-Бурень близкая к уюкской свите по составу и стратиграфическому положению толща выделяется под названием ташантинской свиты и содержит морские верхнеживетские формы *Euryspirifer cheechiel* (Коп.) и др.

В пределах собственно Тувинской впадины в уюкской свите, главным образом в нижней части разреза, встречаются лишь listinoгие ракообразные: *Asmussia bejaensis* Nov., *A. biikemensis* Nov., *A. zubrilini* Nov., *Trigonestheria altaikensis* Nov., *Sphaerestheria prima* Nov. (определение Н. И. Новожилова), аналогичные таковым из бейской свиты Минусинской котловины. Последняя, как известно, по комплексу морской фауны относится к верхам живетского яруса.

В стратотипическом разрезе по правобережью р. Уюк уюкская свита схематически представляется следующим образом:

- | | |
|---|-------|
| 1. Согласно с сероцветными алевролитами илемовской свиты залегают мелкозернистые лилово-серые песчаники с прослоями автокластической брекчии и мелкими обуглившимися остатками растений <i>Lepidodendron</i> sp. Н. И. Новожиловым в средней части пачки собраны и определены listinoгие ракообразные: <i>Asmussia membranacea</i> Pacht., <i>Trigonestheria timanica</i> (Lutk.) и др. | 350 м |
| 2. Песчаники среднезернистые полимиктовые, лилово-серого и зеленовато-серого цвета с редкими прослоями гравелитов | 114 „ |
| 3. Мелкогалечные конгломераты лилово-серого цвета с прослоями крупнозернистых песчаников и гравелитов | 115 „ |

Выше согласно с уюкской свитой залегают конгломераты верхнего девона.

Северо-восточнее, в бассейнах рек Хут и Сейба осадконакопления в первой половине живетского века не происходило. К уюкской свите в этих районах условно относится 1000-метровая красноцветная алевролитопесчаниковая толща, с размывом залегающая непосредственно на силурийских отложениях и согласно сменяющаяся выше по разрезу бегрединской свитой верхнего девона.

В пределах Улугхемской подзоны по р. Тебек уюкская свита сложена преимущественно красноцветными косослоистыми плохо отсортированными песчаниками и конгломератами. Мощность их 450 м. В урочище Кызыл-Чира, в районе ключа Кулузун и по руч. Барык в составе свиты преобладают разнотернистые косослоистые песчаники, в нижней части разреза — пестроцветные с остатками растений, в верхах раз-

реза — красноцветные с примесью гравия. Встречаются прослои песчаных известняков и алевролитов с остатками листоногих ракообразных. Мощность свиты варьирует от 200 до 300 м.

Юго-западнее, в Западно-Таннуольской подзоне уюкская свита представлена ритмично чередующимися песчаниками и алевролитами, с редкими прослоями известняков. Окраска пород, существенно красноцветная в восточной части подзоны (разрезы Хондергей, Южный Торгалык), западнее становится пестроцветной. В бассейне р. Саглы преобладают сероцветные породы. В этом же направлении заметно уменьшается зернистость обломочного материала и увеличивается общая мощность отложений. Исключение составляет лишь разрез по р. Хам-Дыт, где в составе уюкской свиты значительную роль играют крупнозернистые песчаники и гравелиты. Мощность свиты не превышает здесь 380 м.

Палеогеографическая обстановка в уюкское (бейское) время по сравнению с первой половиной живетского века существенно изменилась (см. рис. 36, II). В результате погружения крайней юго-западной части Тувинской впадины в этот район из Ануйско-Чуйского прогиба и Северо-Западной Монголии ингрессировало море. Однако в отличие от других районов Алтае-Саянской складчатой области, которые были в это время наиболее пенепленизированными и в наибольшей степени охвачены верхнеживетской (бейской) трансгрессией, на большей части территории Тувинской впадины в результате интенсивного воздымания областей сноса накапливались мощные толщи озерно-аллювиальных и дельтовых отложений. Лишь в сравнительно кратковременные периоды тектонического покоя на юго-западе в пределах хр. Западный Танну-Ола существовали опресненные лагунные бассейны.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнедевонские отложения на рассматриваемой территории представлены мощной серией существенно терригенных пород, относящихся к франскому и фаменскому ярусам (рис. 37).

В пределах собственно Тувинской впадины породы этого возраста совершенно согласно залегают на отложениях среднего девона и в большинстве случаев трансгрессивно перекрываются нижнекаменноугольными образованиями. По северо-восточной периферии впадины между верхним девонем и нижележащими отложениями отмечается типичное краевое несогласие — в результате последовательного выклинивания все более высоких горизонтов среднего девона, верхнедевонские отложения в ряде мест трансгрессивно налегают на эффузивы кызылбулакской серии и на более древние породы.

По характеру осадков отчетливо намечается два типа разрезов верхнего девона: Западно-Таннуольский и Уюкский.

Первый из них характерен для Западно-Таннуольской структурно-фациальной подзоны. Верхнедевонские отложения в этом районе представлены мощной, более чем 2,5-километровой толщей монотонных песчаников, выделяемых под названием таннуольской свиты. В средней части свиты среди преобладающих по всему разрезу желтовато-серых песчаников встречаются прослои и пачки красноцветных, реже пестроцветных алевролитов и известняков с единичными остатками рыб, что позволило В. В. Волкову (1954 г.) подразделить эти отложения на три подсвиты, две нижние из которых относятся к франскому ярусу, а верхняя — к фаменскому. В силу значительной нечеткости литологических границ подсвит и скудности органических остатков, выделение ярусов производится здесь чисто условно.

Уюкский тип разреза верхнего девона охватывает Улугхемскую и Уюкскую подзоны Тувинской впадины, а также Куртушибинско-Хамсаринскую и Восточно-Таннуольскую зоны в Северо-Восточной и Восточной Туве. Трехчленное деление верхнего девона прослеживается в этих районах более отчетливо. В основании разреза выделяется красноцветная конгломерато-песчаниковая бегрединская свита, в средней части — пестроцветная известковистая кохайская свита. Заканчивается разрез красноцветными песчаниками и конгломератами джаргинской свиты. В кохайской свите известны многочисленные остатки листоногих ракообразных и рыб, позволяющие относить ее вместе с нижележащей бегрединской свитой к франскому ярусу. Джаргинская свита по флоре относится к фаменскому ярусу.

Франский ярус

Бегрединская свита

Толща пород, соответствующая бегрединской свите, впервые выделена в 1947 г. В. П. Масловым. Название предложено в 1953 г. Я. С. Зубриным по месту наиболее полного развития этих отложений (бассейн р. Бегреда).

Представленная в основном конгломератами и песчаниками бегрединская свита содержит лишь единичные остатки рыб, определенные Д. В. Обручевым как *Bothriolepis* sp. и *B. cellulosa* Rapd. и растительные остатки плохой сохранности. Возраст свиты устанавливается главным образом по положению в разрезе между фаунистически доказанными отложениями верхов живетского и франского ярусов. В силу указанного обстоятельства в районах Восточной и Северо-Восточной Тувы, где живетские отложения отсутствуют (разрезы Шалдыкбар, Балгазик) или фаунистически не охарактеризованы (разрезы Мынас — Сейба и др.), нижняя возрастная граница бегрединской свиты довольно неопределенна. Мощность свиты варьирует от 200 до 550 м, закономерно увеличиваясь в юго-западном направлении.

В стратотипическом разрезе по р. Бегреда бегрединская свита имеет следующее строение:

1. Красноцветные крупногалечные конгломераты, сменяющиеся выше крупнозернистыми серо-зелеными песчаниками с линзами гравелитов	80 м
2. Песчаники среднезернистые серого цвета, грубоперекрестнослоистые с линзами мелкогалечных конгломератов и прослоями лиловых алевролитов	175 „
3. Лиловые алевролиты с прослоями аргиллитов и серых песчаников	35 „
4. Песчаники крупно- и среднезернистые, лилово-серого и зеленовато-серого цвета	60 „

По периферии впадины — в урочище Шалдыкбар, по рекам Мынас, Хут, Сейба и у пос. Балгазик — окраска пород бегрединской свиты становится красноцветной, по всему разрезу существенное значение имеют гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Мощность этих отложений не превышает 200—300 м.

В Улугхемской подзоне в составе свиты появляются прослои пестроцветных песчаников и песчаных известняков, содержащих в среднем течении р. Элегест остатки рыб *Bothriolepis* sp. и *B. cellulosa*. Общая мощность свиты возрастает до 550 м.

Нижнетаннуольская подсвита

В бассейне р. Хондергей и юго-западнее верхнедевонские отложения представлены в фациях таннуольской свиты. Приблизительно соответствующая бегрединской свите нижнетаннуольская подсвита по лево-

бережью р. Хондергей представлена желтовато-серыми средне- и мелкозернистыми песчаниками с редкими прослоями зеленых и лилово-красных алевролитов. В верхней части разреза песчаники приобретают лилово-серую окраску и содержат редкую, хорошо окатанную гальку кварцитов и эффузивов. В прослоях желтовато-серых песчаников встречаются остатки растений плохой сохранности. Мощность подсвиты, составляющая здесь 930 м, в верховьях р. Северный Торгалык, по данным В. И. Васильева, возрастает до 1500 м, литологический состав осадков при этом существенно не меняется. Следует отметить лишь большее количество алевролитов, приуроченных главным образом к нижней половине разреза.

На южном склоне хр. Западный Танну-Ола нижнетаннуольская подсвита почти целиком сложена крупно- и среднезернистыми желтовато-серыми песчаниками с примесью хорошо окатанной гальки кварца, кварцитов и других устойчивых пород, прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов. Часто встречаются прослои автокластической алевролитовой брекчии. Мощность этих отложений в бассейнах рек Улатай и Южный Торгалык составляет 900—800 м. Аномальным является лишь разрез по р. Хам-Дыт, где мощность подсвиты сокращается до 550 м.

В районе левобережья р. Саглы, приуроченном так же, как и район верховьев р. Северный Торгалык, к осевой части впадины, нижнетаннуольская подсвита представлена в основном средне- и мелкозернистыми желтовато-серыми песчаниками с прослоями алевролитов. Мощность их достигает 1200 м.

Тектонический режим в начале франского века характеризовался интенсивными блоковыми перемещениями как в областях сноса, так и в областях осадконакопления. В результате погружения значительных площадей в зоне сочленения хр. Восточный Танну-Ола и Восточно-Тувинского нагорья, а также на северо-востоке Тувы в бассейнах рек Ожу, Хут, Сейба и в Усинской котловине, область осадконакопления по сравнению с концом живецкого века резко расширилась. На всей этой территории накапливались плохо отсортированные красноцветные пролювиальные и аллювиальные отложения, чередующиеся в пределах Уюкской и Улугхемской подзон с подчиненными им озерными осадками. В юго-западной части Тувинской впадины в условиях равнинных временных потоков и меандрирующих рек формировались мощные монотонные толщи песчаников. В целом эта площадь, вероятно, представляла собой наземную часть крупной дельты, открывавшейся в морской бассейн, распространенный в Ануйско-Чуйском прогибе и Северо-Западной Монголии.

Кохайская свита

Кохайская свита установлена в Минусинской котловине В. С. Мелещенко и Н. А. Беляковым (1953 г.). На территории Тувы соответствующие ей отложения впервые были выделены в 1947 г. В. П. Масловым под названием пестроцветной толщи. В дальнейшем широкое распространение в Туве этих отложений было доказано работами Я. С. Зубрилина, А. М. Данилевич, Н. Н. Предтеченского и ряда других исследователей.

Отложения этого возраста повсеместно согласно залегают на породах бегрединской свиты и связаны с последней так же, как и с вышележащей джаргинской свитой, постепенным переходом.

В наиболее типичных разрезах у Сушинской мельницы в междуречье Уюк — Бегреда и в урочище Джарга кохайская свита представ-

лена зелеными и лилово-красными алевролитами, чередующимися с прослоями мелкозернистых песчаников, пепловых туффигов и черных глинистых известняков. В последних встречается фауна листоногих ракообразных и рыб, характеризующая франкий возраст этих отложений. Среди филлопод Н. И. Новожиловым определены *Asmussia vulgaris* (Lutk.), *A. excentrica* (Lutk.), *Sphaerestheria celsa* Nov., *Trigonostheria timanica*. Среди остатков панцирных рыб В. Д. Обручевым установлены *Bothriolepis sibirica* Obr., *Dipterus martianovi* Obr., *Megistolepis klementzi* Obr., *Onychodus remotus* (Obr.), *Osteolepidae* ind., *Coscoteidae*(?), *Arthrodira* ind., *Elonichthyidae* ind. Встречаются также растения *Pteridorhachis* sp. и *Pseudobornia* cf. *ursina* Nath.

Полная мощность свиты достигает в названных разрезах 300—350 м.

В периферических районах северо-восточной части Тувинской впадины (урочище Шалдыкбар, междуречье Тапса—Шивелиг, по р. Сейба) мощность кохайской свиты несколько сокращается. В составе свиты значительное развитие получают красноцветные алевролиты и песчаники.

Весьма своеобразные разрезы кохайской свиты отмечаются в районе широтного течения Енисея в урочище Кызыл-Чира и у ключа Кулузун: там появляются прослои крупно- и среднезернистых песчаников, известняки представлены песчанистыми разновидностями, иногда брекчиевидного сложения со стяжениями красных и черных кремней. Из органических остатков в них встречаются фрагменты панцирей рыб. Мощность свиты сокращается до 150—250 м.

В районе пос. Балгазик кохайская свита фаунистически не охарактеризована и содержит лишь споры, среди которых Е. М. Андреевой установлены *Zonotriletes untortus* Nam., *Z. luteus* Nam., *Z. luteus* Nam., *Z. limbosus* Nam., известные из верхнего девона Русской Платформы.

Среднетаннуольская подсвита

В бассейне р. Хондергей соответствующая кохайской свите среднетаннуольская подсвита представлена крупно- и среднезернистыми, реже мелкозернистыми песчаниками желтовато-серого и лилово-серого цвета, ритмично чередующимися с пестроцветными алевролитами и известняками. В нижней и верхней части разреза среди последних встречаются остатки *Bothriolepis sibirica* Obr., филлоподы *Asmussia vulgaris* (Lutk.), *A. excentrica* (Lutk.) и растительные остатки плохой сохранности. Мощность толщи достигает 700 м.

Как следует из характеристики этих отложений, единственным литологическим отличием их от подстилающих и перекрывающих пород является несколько большее количество алевролитов и наличие известняков, прослои которых по простиранию часто выклиниваются, замещаясь песчаниками. Благодаря этому в более западных районах, где фаунистические остатки (*Bothriolepis sibirica* Obr. и *Megistolepis klementzi* Obr.), по данным В. В. Волкова, известны лишь в бассейне р. Боршин-Гол, границы подсвиты значительно смещаются по разрезу. Соответственно резко меняется и мощность этих отложений (см. рис. 37). В бассейне р. Северный Торгалык она составляет 600 м, на р. Южный Торгалык — 200 м, в нижнем течении р. Улатай 450 м, по р. Хам-Дыт 200 м и т. д.

Палеогеографические условия во второй половине франского века (рис. 38, 1) характеризовались значительной пенепленизацией областей сноса, в результате которой в центральной и северо-восточной

части Тувинской впадины образовался крупный солоноватоводный бассейн. По периферии этого водоема осадки спокойного мелководья (тонкогоризонтальнослоистые глинистые известняки и алевролиты) замещаются прибрежными и дельтовыми отложениями — косослои-

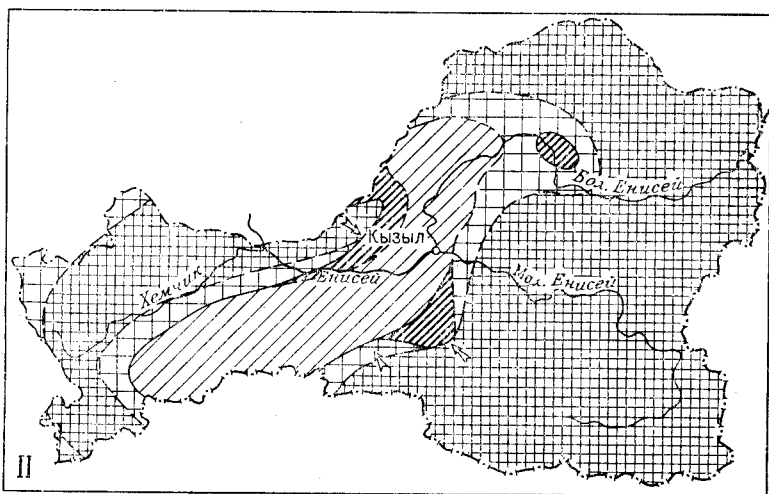
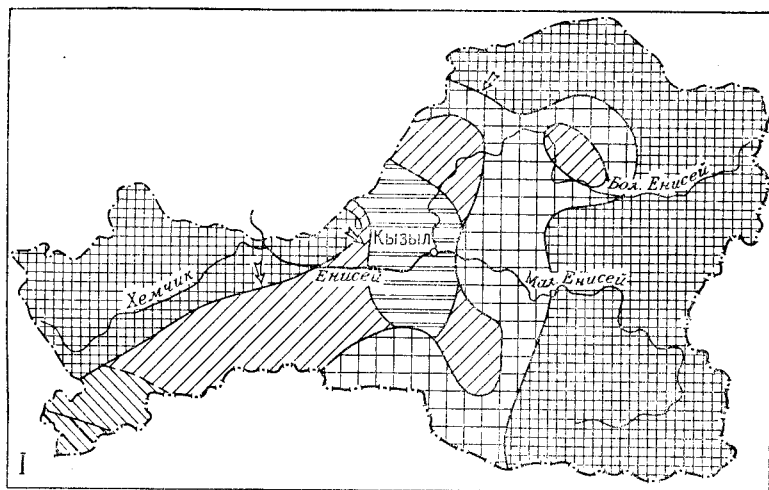


Рис. 38. Палеогеографические схемы Тувы: I — в верхнефранское (кохайское) время и II — в фаменский век. По Н. Н. Предтеченскому

1 — области сноса с расчлененным рельефом; 2 — то же, с слаборасчлененным рельефом; 3 — зона конусов выноса; 4 — зона аллювиальных и аллювиально-озерных отложений; 5 — зона внутриконтинентальных морей-озер; 6 — наземные части дельт; 7 — подводные части дельт; 8 — границы фациальных зон; 9 — главные направления сноса обломочного материала

стыми песчаниками и песчанистыми известняками. В юго-западной части впадины происходило накопление русловых и руслово-пойменных существенно песчаниковых отложений, чередующихся с пачками озерных осадков — алевролитов и песчанистых известняков. Так же,

как и в начале франского века, описанная аллювиальная равнина открывалась в морской бассейн, распространенный, вероятно, в пределах Горного Алтая и Северо-Западной Монголии.

Фаменский ярус

Джаргинская свита

Впервые описанные В. П. Масловым в 1947 г. отложения фаменского яруса выделены под названием джаргинской свиты (по горе Джарга на правом берегу Енисея) в 1954 г. А. М. Данилевич, Я. С. Зубриным и Н. Н. Предтеченским.



Рис. 39. Косая слоистость в песчаниках джаргинской свиты. Река Тебек

Джаргинская свита повсеместно представлена косослоистыми разнозернистыми песчаниками и конгломератами, соотношение которых варьирует в широких пределах (рис. 39). Мощность ее также резко меняется — от 1100 до 200 м и менее, что в значительной степени связано с преднижекаменноугольным размывом. Фаменский возраст джаргинской свиты устанавливается по остаткам растений, обилие которых обнаружено Ю. А. Головиным и Н. Н. Предтеченским, на правом берегу левого притока р. Бий-Хем — руч. Мал. Шивелиг в 6 км выше устья. Г. П. Радченко и Н. М. Петросян среди них установили *Archaeopteris jacksoni* Агп., *A. roemeriana* Гоерр., *A. archaetypus* Schm., *A. halliana* Гоерр., *Sphaenophyllum subtenerrimum* Nath., *Bothrodendron* sp. и *Pteridorhachis* sp.

Наибольшая мощность джаргинской свиты отмечается в северо-восточной части впадины, где нижний карбон с видимым согласием залегает на верхнедевонских отложениях. На водоразделе Мынас — Сейба по руч. Мал. Шивелиг она составляет 1100 м, в бассейне р. Бергеда и в урочище Шалдыкбар — до 800 м, в верховьях р. Тебек — 900 м. В составе свиты в этих районах преобладают красноцветные крупно- и среднезернистые песчаники с прослоями алевролитов, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. По р. Тебек и руч. Мал. Шивелиг последние образуют отдельные пачки мощностью до 200 м.

В Улугхемской подзоне вследствие преднижекаменноугольного размыва полные разрезы фаменского яруса, по-видимому, отсутствуют. Однако, судя по тем немногим участкам, где наблюдается видимое согласие этих отложений, мощность джаргинской свиты не превышает 500 м. Состав ее существенно не меняется.

Верхнетаннуольская подсвита

В Западно-Таннуольской подзоне, являвшейся в течение всего девонского времени областью наибольшего прогибания, верхнедевонские и нижекаменноугольные отложения залегают согласно и связаны постепенным переходом. Граница между ними проводится в значительной мере условно по появлению прослоев известняков, характерных для суглугхемской свиты нижнего карбона. Приблизительно соответствующая джаргинской свите верхнетаннуольская подсвита сложена исключительно монотонными желтовато-серыми, реже лилово-серыми разнородными песчаниками, часто с «плавающей» галькой кварцитов, белого кварца и эффузивов, прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов. Из органических остатков в этих отложениях встречаются лишь крупные (до $0,3 \times 5$ м) окремненные стволы *Dadoxylon* sp. Мощность верхнетаннуольской подсвиты по р. Хондергей составляет 700 м, по рекам Южный Торгалык и Улатай — 900 м, сокращаясь в бассейне р. Хам-Дыт до 550 м.

Палеогеографическая обстановка в течение фаменского века характеризовалась распространением континентального режима на всю территорию Тувинской впадины (см. рис. 38, II). Судя по характеру косой слоистости, изменению мощностей и гранулометрического состава осадков, на крайнем юго-западе Тувы сформировалась расчлененная область сноса, отделявшая Тувинскую впадину от моря, которое к этому времени в прилегающих районах сохранилось лишь в узких приразломных (шовных) прогибах Горного Алтая и в Рудном Алтае.

В пределах Тувинской аллювиальной равнины накапливались мощные толщи русловых, в меньшей степени — пойменных осадков. По северо-восточной и восточной периферии впадины значительную роль играли также пролювиальные отложения — плохо отсортированные грубоперекрестнослоистые конгломераты и гравелиты.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

На территории Тувы известны фаунистически доказанные отложения нижнего, а также среднего и верхнего отделов карбона.

В каменноугольный период в Туве продолжала развиваться унаследованная с девонского времени межгорная впадина.

Выходы каменноугольных пород в виде широкой полосы длиной около 350 км протягиваются от р. Хут на северо-востоке до р. Боршин-Гол и на юго-западе. Средний и верхний карбон по сравнению с нижним имеют весьма незначительное распространение.

Первые сведения о наличии каменноугольных отложений в Туве относятся к 1903 г., когда Г. Хаузеном здесь была обнаружена флора медвежьего яруса.

В работе З. А. Лебедевой (1938) к нижекаменноугольным образованиям были отнесены две верхние «формации» так называемого бейкемского комплекса (девон — карбон) — звенящая и джарикская.

В 1947 г. Г. А. Кудрявцевым в песчано-глинистых отложениях в нижнем течении р. Баин-Гол были обнаружены остатки рыб, среди

которых Д. В. Обручевым определены *Rhabdoderma*, что достоверно доказало наличие в Туве нижнекаменноугольных отложений.

В 1948 г. Д. В. Вознесенский выделил нижнекаменноугольные отложения в аргузунскую толщу, но приписывал им верхнедевонский возраст на основании ошибочно определенной фауны. В том же году П. В. Коростинным на южном склоне хр. Западный Танну-Ола выделены две свиты, отнесенные им к каменноугольной системе (C^a и C^b), а также толща переходного возраста между девоном и карбоном. Кроме того, отложения нижнего карбона в эти годы изучались В. А. Бобровым, В. В. Волковым, Я. С. Зубрилиным, Г. Н. Лукашевым, Н. Н. Предтеченским и В. А. Унковым. Последний в 1948 г. доказал наличие верхнепалеозойских угленосных отложений в Туве, выделенных в онкажинскую свиту и отнесенных позднее к средне-верхнекаменноугольным образованиям.

В 1953 г. в результате специальных тематических исследований А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченский совместно с Я. С. Зубрилиным расчленили нижний карбон на четыре свиты: суглугхемскую (состоящую из трех подсвит), хербесскую, байтагскую и экиоттугскую.

В 1955 г. И. В. Кузнецов и Н. Г. Попов расчленили нижнекаменноугольные отложения на суглугхемскую, джаргинскую (кызылчириинскую), хербесскую, байтагскую, тебекскую, акталскую и моолдыхемскую свиты. Это расчленение было утверждено межведомственным стратиграфическим совещанием (1959) с небольшими изменениями.

В 1954—1960 гг. на крайнем юго-западе хр. Западный Танну-Ола В. В. Волков и В. И. Васильев впервые собрали фауну и флору нижнекаменноугольного возраста и произвели корреляцию разрезов Западно-Таннуольской и Улугхемской подзон; байтагская свита была подразделена ими на две, а акталская — на три подсвиты.

Дальнейшее уточнение стратиграфии нижнекаменноугольных отложений было произведено М. И. Грайзером в 1956—1957 гг. Он показал ошибочность выделения на юго-западе Тувы моолдыхемской свиты, стратотипический разрез которой ныне отнесен к экиоттугской свите, а также расчленил на подсвиты в большинстве районов Тувы суглугхемскую, хербесскую и байтагскую свиты. Кроме того, М. И. Грайзером детально описан петрографический состав пород нижнего карбона.

В 1957—1959 гг. Н. Н. Предтеченский выделил нижнекаменноугольные отложения в Усинской котловине, назвав их узюпской свитой.

На территории Центрально-Тувинской структурно-фациальной зоны, где наиболее широко развиты каменноугольные отложения, по характеру разреза выделяются две подзоны — Западно-Таннуольская и Улугхемская.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В основу расчленения нижнекаменноугольных отложений нами положены наблюдения над цикличностью их разреза и данные изучения органических остатков. Всего в разрезе нижнего карбона выделяется пять циклов, каждый из которых начинается с формирования терригенных, часто красноцветных толщ и заканчивается сероцветными тонкозернистыми, иногда существенно карбонатными осадками. Подсвиты охватывают обычно часть цикла, а свиты, как правило, соответствуют по объему полному циклу (рис. 40).

В Западно-Таннуольской подзоне каменноугольные и девонские отложения связаны постепенным переходом. В Улугхемской подзоне

на границе между системами имели место блоковые движения, обусловившие наличие угловых несогласий в основании карбона. Средне- и верхнекаменноугольные образования залегают на породах нижнего отдела с перерывом, но без видимого несогласия (бассейн р. Элегест).

Турнейский ярус

Широко распространенные в Туве отложения этого возраста подразделяются на три свиты: суглугхемскую, кызылчиринскую и хербесскую. Первая и третья свиты представляют собой полные циклы осадконакопления, вторая — незаконченный. Внутри турнейского яруса в предхербесское время в ряде районов наблюдается перерыв, сопровождавшийся размывом нижележащих отложений. Взаимоотношения с визейским ярусом повсеместно согласные.

Суглугхемская свита

Выделена в 1953 г. А. М. Данилевич, Н. Н. Предтеченским и Я. С. Зубрилинным в устье р. Суглуг-Хем (см. рис. 40, разрез 9). И. В. Кузнецов в 1955 г. уточнил ее объем, расчленив данную свиту на собственно суглугхемскую и кызылчиринскую.

Суглугхемская свита распространена в основании нижнего карбона Тувы, за исключением района право- и левобережья р. Верх. Енисей от пос. Элегест до р. Тула (см. рис. 40, разрез 6, 7).

В большинстве разрезов эта свита подразделяется на две под-свиты: нижнюю — грубообломочную и верхнюю — известняковую.

В Улугхемской подзоне свита сложена желто-серыми и розовыми разномерными полимиктовыми песчаниками и конгломератами (см. рис. 40, разр. 4, 5, 9, 10, 11). Серые пелитоморфные известняки с ихтиофауной завершают разрез свиты. Количество прослоев конгломератов закономерно убывает к юго-западу. Галька их состоит в основном из неустойчивых пород — кварцевых порфиров, порфиритов, гранитов, известняков и песчаников, реже кремней и кварца. На нижележащих породах суглугхемская свита залегают, как правило, с резким угловым несогласием и поэтому проведение нижней границы обычно не вызывает затруднений. Верхняя граница проводится по смене серых известняков красноцветными песчаниками и туффитами кызылчиринской свиты, а в местах отсутствия последней — по базальным гравелитам хербесской свиты. Мощность суглугхемской свиты меняется от 0 до 370 м.

В Западно-Таннуольской подзоне свита представлена красными и лиловыми песчаниками полимиктового состава с железисто-карбонатным цементом, чередующимся с редкими прослоями конгломератов.

Известняки у кровли свиты встречены лишь по р. Боршин-Гол (см. рис. 40, разрез 1). Песчаники в составе свиты преобладают вдоль южной окраины района (см. рис. 40, разрез 2), алевролиты — в осевой части хр. Западный Танну-Ола (см. рис. 40, разрез 13). Красноцветные отложения свиты согласно и с постепенным переходом залегают на серых песчаниках джаргинской свиты, завершая цикл осадконакопления, начавшийся в фаменском веке.

Мощность свиты меняется от 200 до 580 м.

В стратотипическом разрезе свиты М. И. Грайзером обнаружены растительные остатки *Lepidodendropsis hirmeri* Lutz., *L. vandergrachtii* Jongm. Goth. et Darr., *L. steinmanni* Jongm. (определение А. Р. Ананьева и Ю. М. Михайловой), имеющие турнейский возраст.

В известняках свиты собрана ихтиофауна *Strepsodus siberiacus* Cha b., *Rhizodopsis savenkovi* Обг., *Acanthodes* ex gr. *lopatini* (определение Д. В. Обручева), известная в быстрянской свите Минусинской котловины.

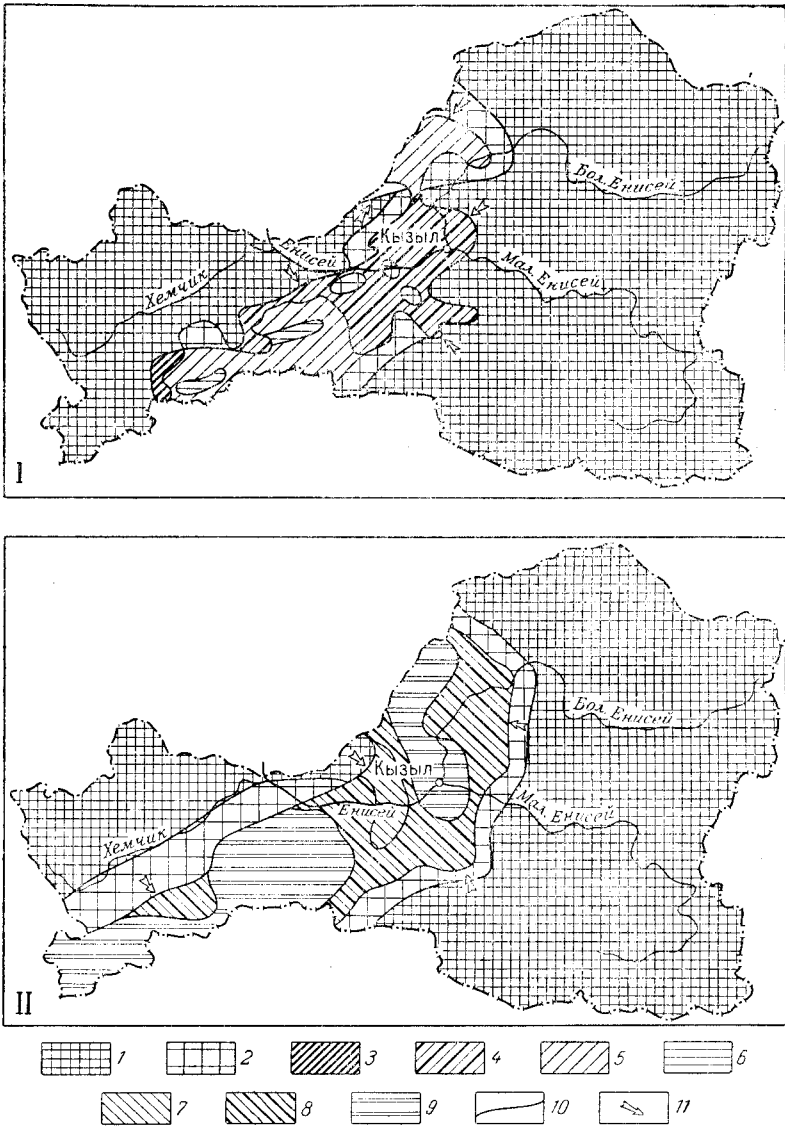


Рис. 41. Палеогеографические схемы Тувы в турнейский век: I — суглугхемское время, II — хербесское время

1 — области сноса с расчлененным рельефом; 2 — то же, с слаборасчлененным рельефом; 3 — фации конусов выноса; 4 — фации равнинных временных потоков; 5 — фации аллювиальные и пресноводные; 6 — фации пресноводные; 7 — фации наземной дельты; 8 — фации подводной дельты; 9 — фации внутриконтинентального моря-озера; 10 — границы палеогеографических зон; 11 — основные направления сноса обломочного материала

В нижнесуглугхемское время Тува представляла собой замкнутую впадину с резко расчлененным рельефом областей сноса (рис. 41, I). В Улугхемской подзоне накапливались пестроцветные грубообломочные диагонально- и перекрестнослоистые аллювиальные и пролювиальные песчаники и разногалечные, иногда валунные конгломераты.

В Западно-Таннуольской подзоне существовала аллювиально-озерная равнина, на которой формировались красноцветные тонкозернистые алевролиты параллельно- и микрокослоистые и подчиненные им русловые кослоистые песчаники. В верхнесуглугхемское время области сноса были в значительной мере пенеупленизированы и на территории Тувы возникли озерные водоемы, где осаждались карбонатные илы, содержащие остатки рыб и водорослей. Аллювиальные алевролиты и песчаники развиты лишь по периферии впадины (среднее течение р. Элегест).

Кызылчи́ринская свита

Выделена в 1955 г. И. В. Кузнецовым под наименованием джаргинской на северном склоне горы Джарга; решением межведомственного совещания 1956 г. она была переименована в кызылчи́ринскую.

Свита распространена на отдельных участках в Улугхемской подзоне, а в Западно-Таннуольской подзоне ее породы, по мнению В. И. Васильева, уничтожены предхербесским размывом.

Лучшие ее разрезы известны вдоль подножия хр. Хербесс (см. рис. 40, разрез 9) и по р. Ишти-Хем.

Кызылчи́ринская свита сложена коричнево-красными и коричневыми разнозернистыми полимиктовыми песчаниками и туффитами с редкими прослоями конгломератов (устье р. Суглуг-Хем), содержащих большое количество гальки кремней и кварца. Прослой известняков крайне редки. От пород нижележащей суглугхемской свиты эти породы отличаются присутствием значительного количества пеплового материала, лучшей сохранностью его структуры и интенсивной красноцветной окраской. На серых известняках суглугхемской свиты коричневые песчаники залегают согласно; перекрываются они в большинстве случаев с размывом желто-серыми песчаниками и гравелитами хербесской свиты. Согласно залегание их отмечается в устье р. Суглуг-Хем, по рекам Эрбек и Ишти-Хем (см. рис. 40, разрез 6, 10). Мощность свиты 0—70 м.

Органических остатков не найдено.

В кызылчи́ринское время произошло новое поднятие окружающих гор. Во впадине отлагались русловые плохо отсортированные кослоистые песчаники и микрокослоистые пресноводноозерные более тонкозернистые туффиты.

Хербесская свита

Выделена Я. С. Зубриным, А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченским в 1953 г. в разрезах по юго-западному склону хр. Хербесс; по сравнению с другими свитами нижнего карбона она является наиболее широко распространенной.

В составе свиты преобладают желтовато-серые, реже лилово-коричневые окремненные туфы и разнозернистые полимиктовые и кварцевые песчаники, чередующиеся с прослоями гравелитов и известняков. В Улугхемской подзоне хербесская свита имеет двучленное строение: низы разреза сложены песчаниками, верхи — тонкозернистыми туфами. В Западно-Таннуольской подзоне каждая подсвита представляет собой цикл второго порядка, начинающийся с песчаников и гравелитов и завершающийся туфами (см. рис. 40, разрез 1—3).

На нижележащих отложениях, вплоть до кембрийских, хербесская свита залегает трансгрессивно, нередко с угловым несогласием. Верхняя граница проводится по подошве полимиктовых песчаников нового — байтагского — цикла.

В породах хербесской свиты собрана ихтиофауна: *Acanthodes* sp., *Ganolepis* sp., *Cycloptychius* sp. и *Claddous* sp. Эти роды известны из быстрянской свиты Минусинской котловины (определение А. А. Матвеевой). Флористические формы, представленные остатками *Lepidodendron Schmalhauseni* Ch a c h l. *Knorria* sp. (определение А. Н. Криштофовича) и cf. *Lepidodendropsis asiaticum* sp. nov. (определение Г. П. Радченко), свидетельствуют о верхнетурнейском и, возможно, нижневизейском возрасте верхней части свиты.

Мощность свиты в Улугхемской подзоне колеблется от 67 (ключ Саир) до 126 м (хр. Хербесс), увеличиваясь к р. Боршин-Гол до 596 м (см. рис. 40, разрезы 1, 8, 9 и 1).

В начале хербесского времени в условиях пенепленизированных областей сноса в Западно-Таннуольской подзоне возник обширный солонатоводный бассейн, в котором отлагались параллельно- и волнистослоистые тонкозернистые осадки, иногда карбонатные (см. рис. 41, II). В Улугхемской подзоне преобладали диагонально-, перекрестно- и мульдобразнослоистые разнотонкозернистые русловые и дельтовые песчаники.

В конце хербесского времени море-озеро распространилось далеко к северо-востоку. Прибрежные микрокослоистые красноцветные осадки формировались на крайнем юго-западе и северо-востоке района.

Визейский ярус

По литологическим признакам с учетом цикличности разреза ярус подразделяется на три свиты: байтагскую, экиоттугскую и актагскую. Взаимоотношения с турнейским ярусом повсеместно согласные, средне- и верхнекаменноугольные отложения залегают на визе с перерывом, но без видимого несогласия.

Байтагская свита

Выделена А. М. Данилевич, Я. С. Зубрилиним и Н. Н. Предтеченским в 1953 г. в районе горы Бай-Таг.

Лучшие разрезы свиты находятся там же, где и разрезы хербесской свиты. Граница с последней проводится по подошве пестроцветных песчаников, с которых начинается новый цикл. От экиоттугской свиты рассматриваемая свита отделяется по смене тонкозернистых пестроцветных туфов лилово-коричневыми песчаниками.

В байтагской свите выделены две подсвиты: нижняя — песчаниковая и верхняя — туфогенная. Наиболее распространенные породы — лиловые, розово- и зелено-серые полимиктовые средне- и мелкозернистые песчаники, пестроцветные хлоритизированные и окварцованные туфы и туффиты (с глауконитом, цеолитами и флюоритом) и серые пелитоморфные известняки. В Улугхемской подзоне наблюдаются от 4 до 11 прослоев фосфоритов мощностью 5—30 см.

В этой подзоне свита охарактеризована ихтиофауной *Cycloptychius* sp. (определение Д. В. Обручева) и флорой *Sublepidodendron kemeroviense* (Ch a c h l.), *S. alternans* (Schmalh.), встречающейся в верхотомском горизонте визейского яруса и острогской свите Кузбасса*.

По р. Боршин-Гол, кроме того, обнаружены *Tomiodendron schmalhauseni* (Ch a c h l.) R a d e z и *Angarodendron tetragonum* (Ch a c h l.),

* *S. distans* (Ch a c h l.) и *Caulopteris ogurensis* (Schmalh), известны в визейском ярусе Минусинских котловин (определение А. Р. Ананьева).

известные из верхотомского горизонта Кузбасса, и ряд других форм, встреченных в визейском ярусе Минусинской котловины.

Мощность байтагской свиты меняется в Улугхемской подзоне от 227 до 548 м, увеличиваясь в Западно-Таннуольской подзоне до 1456 м (см. рис. 40, разрез 1).

К началу байтагского времени по южной окраине Тувинской впадины произошло резкое воздымание хр. Восточный Танну-Ола. Вдоль его подножия образовались обширные аллювиальные шлейфы, в пределах которых накапливались диагональнослоистые русловые полимиктовые песчаники. К северу они сменялись зоной формирования пресноводно-озерных тонкозернистых, микрокослоистых, пестроцветных осадков.

В Улугхемской подзоне в условиях обширной наземной дельты отлагались перекрестно- и мульдобразнослоистые песчаники с остатками панцирных рыб. Внутриконтинентальный солонатоводный бассейн существовал лишь в северной части Улугхемской подзоны.

В позднебайтагское время области сноса были значительно пене-пленизированы (рис. 42, I). Поднятия сохранились лишь в юго-восточной части хр. Восточный Танну-Ола. На территории Тувинской впадины возник обширный солонатоводный бассейн, в котором осаждались сероцветные и пестроцветные илы, нередко обогащенные фосфатами, содержащими зерна глауконита, цеолиты, флюорит и местами пирит. Зона накопления прибрежных и дельтовых перекрестнослоистых песчаников и туффитов протягивалась вдоль юго-восточной окраины впадины.

Экиоттугская свита

Выделена А. М. Данилевич, Н. Н. Предтеченским и Я. С. Зубрилинным в 1953 г. в бассейне рек Тебек и Эки-Оттуг. Площадь ее распространения значительно сокращена предъюрским размывом*.

Свита сложена лилово- и красновато-коричневыми полимиктовыми песчаниками с редкими прослоями ожелезненных туффитов, алевролитов, конгломератов и серых известняков. Алевролиты и туффиты приурочены к низам свиты.

Органических остатков в породах свиты не найдено. Мощность ее колеблется от 102 (рис. 40, разрез 5) до 660 м (разрез 3), увеличиваясь к юго-западу и северо-востоку от р. Верхний Енисей.

В экиоттугское время на территории впадины существовала обширная аллювиальная равнина, на которой временными потоками и мелкими реками отлагались плохо отсортированные грубообломочные с перекрестной и диагональной слоистостью песчаники. На крайнем юго-западе и в низовье р. Элегест существовали пресноводные озера, в которых формировались параллельно- и микрокослоистые алевролиты с трещинами высыхания на плоскостях напластования (реже известняки).

Актальская свита

В самостоятельную стратиграфическую единицу свита выделена близ пос. Ак-Тал И. В. Кузнецовым и Н. Г. Поповым в 1955 г.

Площадь распространения свиты резко сокращена, вследствие предъюрского и более позднего размыва. Лучшие разрезы ее известны по р. Элегест (см. рис. 40, разрез 5) и р. Тула (см. рис. 40, разрез 7).

В бассейне р. Элегест свита со стратиграфическим перерывом, но

* По р. Боршин-Гол экиоттугская свита ранее выделялась в моолдыхемскую; дальнейшие работы М. И. Грайзера, а также А. М. Данилевич показали, что выделенная под этим названием толща идентична экиоттугской свите других районов.

без углового несогласия перекрывается конгломератами онкажинской свиты, а на остальной площади ее развития — юрскими конгломератами.

В акталской свите четко выделяются три подсвиты. В Элегестской мульде нижняя подсвита сложена темно-серыми и серыми хлоритизиро-

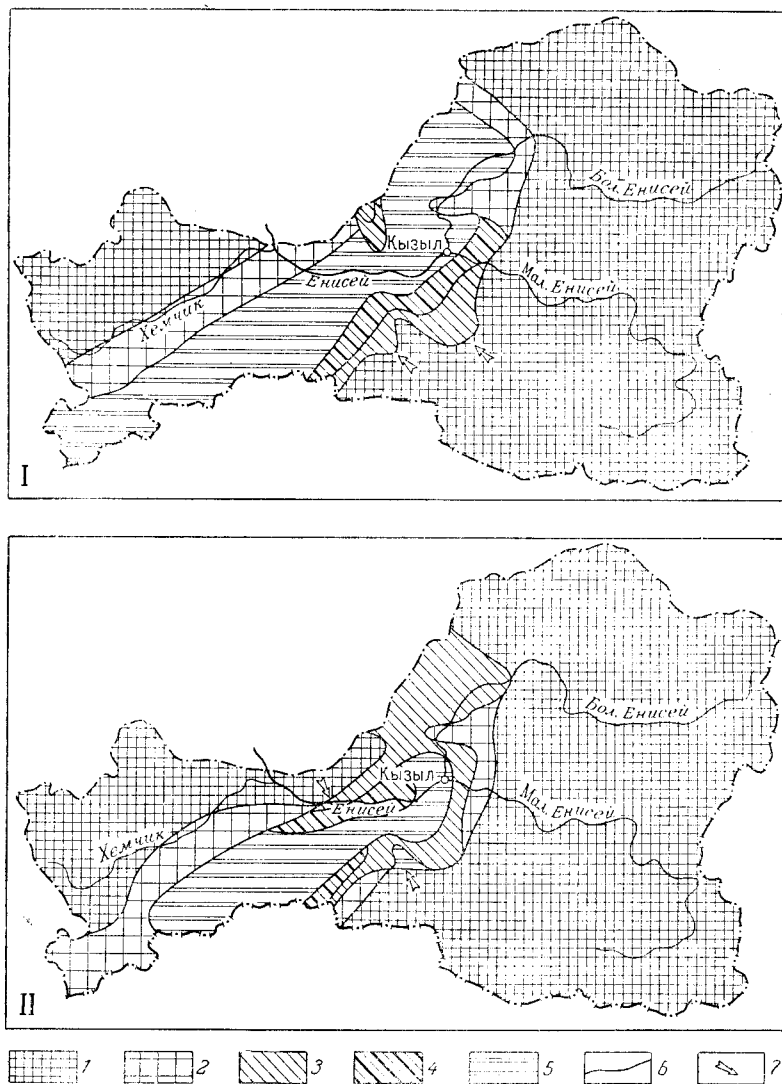


Рис. 42. Палеогеографические схемы Тувы в визейский век: I — позднебайтагское время, II — раннеакталское время

1 — области сноса с расчлененным рельефом; 2 — то же с слабо расчлененным рельефом; 3 — фации наземной дельты; 4 — фации подводной дельты; 5 — фации внутриконтинентального моря-озера; 6 — границы палеогеографических зон; 7 — основные направления сноса обломочного материала

ванными туфами и туффитами с прослоями известняков и песчаников мощностью 570 м; средняя подсвита представлена серыми крупнозернистыми полимиктовыми песчаниками с хлоритовым цементом и прослоями конгломератов мощностью 388 м, а верхняя — серыми и темно-серыми чередующимися мелкозернистыми песчаниками, туфами и углистыми аргиллитами мощностью 313 м. Галька конгломератов сложена кварцем, кремнями, песчаниками и силицитами.

Определимых органических остатков в породах свиты не найдено. Мощность свиты закономерно возрастает к юго-западу от 20 до 1270 м. В Улугхемской зоне от размыва сохранились лишь самые нижние горизонты.

В нижнеактальское время на территории впадины возник солончатый бассейн (см. рис. 42, II). В Западно-Таннуольской подзоне в нем отлагались параллельнослоистые тонкозернистые, частично карбонатные осадки, на остальной территории — косослоистые прибрежные и дельтовые разномзернистые песчаники и серые микрокослоистые туффиты. Среднеактальское время ознаменовалось ростом окружающих впадину горных сооружений. Формирование осадков — разномзернистых грубокослоистых песчаников и конгломератов — осуществлялось реками и равнинными временными потоками. Верхнеактальское время характеризуется развитием пресноводных озер, в которых накапливались тонкозернистые илы, обогащенные органическим материалом. По окраинам впадины отлагались руслово-пойменные диагонально- и параллельнослоистые сероцветные песчаники и туффиты.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения этого возраста выделяются в онкажинскую свиту и слагают центральные части нижнекаменноугольных мульд по р. Он-Кажая (см. рис. 40, разрез 5), близ пос. Ак-Тал (разрез 4), в верховье р. Элегест и на юго-западе Тувы в бассейне р. Саглы-Хем.

Онкажинская свита

В современном объеме выделена В. А. Унксовым в 1949 г., названа по местонахождению лучшего разреза в среднем течении р. Он-Кажая.

Свита сложена зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами и пластами каменного угля.

Количество рабочих пластов угля колеблется от 4 до 9, средняя мощность суммарного рабочего угольного пласта меняется от 7,5 до 25,12 м. Угли матовые и полублестящие от газовых до коксово-жирных с большой зольностью — 25,62%.

Конгломераты, залегающие в основании свиты без признаков несогласия на нижнекаменноугольных отложениях, имеют мощность 60—100 м. Галька состоит из разнообразных магматических и осадочных пород. Угольные пласты рабочей мощности приурочены к верхней и нижней частям свиты.

Общая мощность онкажинской свиты колеблется от 330 до 380 м.

В породах свиты обнаружены растительные остатки *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Z al., *Noeggerathiopsis Theodori* Z al., *Angaridium* sp. (определение М. Ф. Нейбург) и обширный комплекс пыльцы и спор. По флоре онкажинская свита сопоставляется с нижнебалахонской подсвитой Кузнецкого бассейна, относящейся к нерасчлененным среднему и верхнему отделам каменноугольной системы.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермская система на территории Тувинской автономной республики представлена нижним отделом — хайлыгской свитой, развитой только в Центрально-Тувинской структурно-фациальной зоне.

Впервые пермские отложения в Туве были выделены в 1947 г. по р. Он-Кажая В. А. Бобровым (1951) и В. А. Унксовым (1949). Флора,

которая была здесь собрана этими исследователями, позволила В. Д. Принаде сравнить рассматриваемые отложения с балахонской свитой Кузнецкого бассейна. Выполненный Е. М. Андреевой спорово-пыльцевой анализ образцов, взятых из тех же отложений, послужил основанием для выделения двух угленосных пачек, соответствующих разным горизонтам балахонской свиты. Согласно принятой ныне схеме низы балахонской свиты относятся к среднему и верхнему карбону. Соответственно к среднему и верхнему карбону отнесена и значительная часть отложений, выделявшихся В. А. Бобровым и В. А. Унксовым как онкажинская свита, а ее верхи, синхроничные так называемой промежуточной толще балахонской свиты, выделены Г. Н. Лукашевым, О. П. Антоновой и М. К. Косько в самостоятельную хайлыкскую свиту (Лукашев и др., 1958).

Хайлыгская свита обнажается в Актальской и Онкажинской мульдах, расположенных в среднем и верхнем течении р. Элегест. Впервые отложения свиты были описаны по правому берегу правого притока р. Элегест — руч. Ак-Хайлыг.

Нижняя граница свиты проводится по кровле пласта каменного угля, содержащего споры мазуровского и алыкаевского горизонтов. С подстилающими отложениями онкажинской свиты средне- и верхнекаменноугольного возраста хайлыгская свита связана постепенными переходами; по составу и окраске подстилающие породы неотличимы от пермских. Возрастное положение хайлыгской свиты определяется главным образом на основании спорово-пыльцевого анализа, которым установлено (определение О. Ф. Марченко) в пробах из базального угольного пласта преобладание кольцевых форм типа: *Cordaitales* (81%), *Zonotriletes psilopterus* Zub. (от 2 до 8%), *Azonotriletes microrugosus* (Zub.) Waltz. (от 1 до 2%), что позволяет отнести эти отложения к низам промежуточной толщи балахонской свиты.

Наиболее полный разрез хайлыгской свиты был изучен в Онкажинской мульде. Здесь на пачке переслаивающихся мелко- и крупнозернистых алевролитов серой, зеленовато-желтовато-серой и темно-серой окраски, относящейся к онкажинской свите и содержащей остатки растений *Noeggerathiopsis theodori* Tschern. et Zal., *Samaropsis* sp., согласно залегают следующие породы (снизу вверх):

1. Базальный пласт угля	3,5 м
2. Желтовато-серый крупнозернистый алевролит	2,3 „
3. Угольный пласт	1,02 „
4. Желто-серый тонкополосчатый алевролит	2,0 „
5. Светло-серый кварцево-полевошпатовый песчаник	10,0 „
6. Буровато-серый аргиллит,низу переходящий в алевролит	12,0 „
7. Угольный пласт	1,03 „
8. Углистый аргиллит	1,0 „
9. Желто-серый мелкозернистый алевролит	0,7 „
10. Светлые желтовато-серые аркозовые и кварцево-полевошпатовые песчаники, содержащие маломощные прослои и линзы мелкогалечных конгломератов	20,0 „
11. Разногалечный конгломерат с редкой крупной галькой и прослоями песчаника. В составе гальки преобладают порфиры, песчаники, алевролиты и аргиллиты, встречаются граниты, алиты и порфириты	10,0 „
12. Желтовато-зеленовато-серый крупнозернистый косослоистый аркозовый песчаник. В нижней части — редкие небольшие линзы мелкогалечного конгломерата	5,0 м
13. Зеленовато-серый косослоистый полимиктовый среднезернистый песчаник	3,0 „

Комплекс спор базального угольного пласта из разреза р. Он-Кажая, по заключению Е. М. Андреевой, изучавшей эти материалы, отличается от комплекса спор угольных пластов нижележащей онкажинской свиты. Характерно количественное преобладание спор *Zonotri-*

letes rotatus L u b e r, появление шиповых форм *Azonotriletes obtusosetosus* L u b e r и *Azonotriletes parvisfima* L u b e r. Присутствует также *Zonotriletes psilopterus* L u b e r. (8—10% от общего количества спор).

Выше отложения хайлыгской свиты без видимого несогласия перекрываются базальными конгломератами средней юры.

Общая мощность хайлыгской свиты по Онкажинской мульде превышает 70 м.

Собранная в хайлыгской свите, по заключению М. Ф. Нейбург, флора представлена почти исключительно *Noeggerathiopsis theodori* Z a l. при единичных обрывках хвощевых (*Paracalamites* sp.) и отдельных экземплярах *Samaropsis* cf. *S. ugensis* Z a l.

Разная степень изученности разрезов затрудняет их сопоставление и мешает проследить фациальные изменения отложений.

В разрезе верхнего палеозоя Кузнецкого бассейна хайлыгской свиты соответствуют высокие горизонты нижней части свиты I (до алыкаевской толщи включительно). В Минусинском бассейне этой части разреза верхнего палеозоя соответствуют отложения безугольной и частично белоярской свиты.

С отложениями хайлыгской свиты связано месторождение каменных углей.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Первые сведения о наличии юрских угленосных отложений, развитых в центральной части Тувы (на правом берегу Енисея, против устья руч. Эрбек), содержатся в описании маршрута Г. Н. Потанина (1883), совершенного им в 1876—1877 гг. от хр. Танну-Ола до оз. Косо-Гол. На основании изучения коллекций Г. Н. Потанина, И. Ф. Шмальгаузен (1888) доказал юрский возраст пород угленосной толщи, определив в них остатки *Czekanowskia rigida* Н г. и *Phoenicopsis angustifolia* Н г.

В дальнейшем изучении юрских отложений Тувы в конце XIX в. и в первые десятилетия XX в. принимали участие Д. А. Клеменц, П. Н. Крылов, А. М. Зайцев, А. И. Педашенко, И. П. Рачковский, З. А. Лебедева, М. Ф. Нейбург и некоторые другие исследователи. Особо следует отметить проведенные в середине 20-х годов исследования М. Ф. Нейбург, изучавшей растительные остатки, собранные в этих отложениях. Среди этих остатков она выделила средне- и нижнеюрские формы *Eguisetites Sokolowskii*, *Coniopteris hymenophylloides*, *Baiera* cf. *concinna*, *Czekanowskia rigida*, *Podozamites lanceolatus*, *Lep-tostrobis crassipes*, *Baiera spectabilis* и *Ferganella urjanichaica* (последние две формы нижнеюрские). В целом возраст рассматриваемых отложений в Центральной Туве М. Ф. Нейбург была склонна считать среднеюрским (Нейбург, 1936).

А. Д. Архангельский в 1945 г. изучил район Эрбекского месторождения Улугхемского бассейна; при этом петрографическое описание типов углей и их спорово-пыльцевой анализ были выполнены С. Н. Наумовой, подтвердившей юрский возраст угленосной толщи.

С 1945 по 1954 г. юрские угленосные отложения Центральной Тувы изучались А. Л. Лосевым, который по особенностям литологического состава и характеру угленасыщенности расчленил их на следующие четыре свиты (снизу вверх): элегестскую, эрбекскую, салдамскую и бомскую. Возраст нижней из этих свит — элегестской — на основании заключения Н. А. Афанасьевой (по данным палинологического анализа) считался нижнеюрским. Наиболее продуктивные осадки, объеди-

няемые под наименованием эрбекской свиты, были отнесены к нижним горизонтам средней юры. Салдамская свита, характеризующаяся наличием прослоев мергелистых известняков и почти непромышленной угленосностью была датирована как верхняя часть средней юры. Возраст немых безугольных отложений бомской свиты условно принимался как верхнеюрский или нижнемеловой.

С 1952 г. изучением юрских отложений Тувы занимался П. П. Тимофеев, который доказал одновозрастность элегестской и эрбекской свит*. Обе они по спорово-пыльцевым данным были сопоставлены с от-

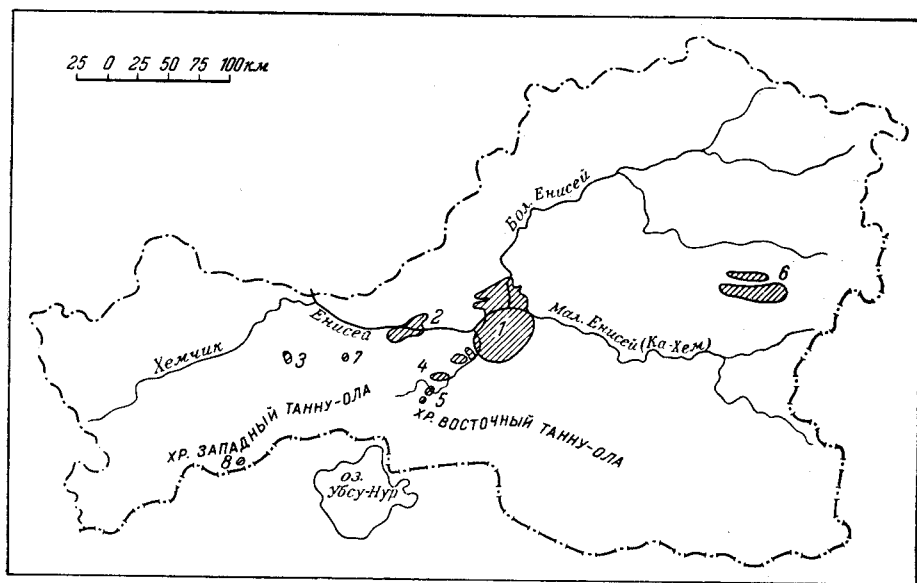


Рис. 43. Схематическая карта распространения юрских отложений Тувы

1 — Улугхемский бассейн, 2—8 — Более мелкие изолированные участки: 2 — Инитальский, 3 — Чаданский, 4 — Онкажийский, 5 — Актальский, 6 — Серлигхемский, 7 — Аргунский, 8 — Саглинский

ложениями Кузнецкого и Канско-Ачинского бассейнов, причем был обоснован их среднеюрский возраст. За этими отложениями по всей Центральной Туве было сохранено название эрбекской свиты. Для салдамской свиты по спорам и пыльце был установлен средне-верхнеюрский возраст, а бомская свита условно отнесена к верхней юре — нижнему мелу. Эта трактовка возраста свит принята и в настоящей работе. Кроме того, исследования П. П. Тимофеева были посвящены изучению вещественного состава юрских отложений, что позволило выявить их генетические типы и условия образования (Тимофеев, 1953, 1954, 1958).

В 1948 г. Г. А. Кудрявцевым в пределах Серлигхемской котловины в Восточной Туве на площади около 500 км² установлено распространение толщи существенно грубообломочных отложений (конгломератов, гравелитов и песчаников при подчиненном значении алевролитов), обладающих непромышленной угленосностью.

Вследствие плохой сохранности наличие растительных остатков из этой толщи позволяет говорить лишь о мезозойском возрасте флоры

* В 1964—1965 гг. работами СНИГГИМСа вновь установлен нижнеюрский возраст элегестской свиты. Эта свита вошла в схему стратиграфии юры Тувы, утвержденную МСК. Кроме того, в 1965—1966 гг. нижнеюрские отложения выделены Г. П. Александровым на крайнем юго-западе Тувы по р. Каргы.— *Прим. ред.*

(определение М. Ф. Нейбург). Г. А. Кудрявцев отнес описываемые отложения к юрским и объединил их под названием серлигхемской свиты. Г. В. Махин и И. Ф. Пожариский в 1953 г. выделили в разрезе серлигхемской свиты две подсвиты: нижнюю — конгломератовую и верхнюю — существенно песчаниковую. До получения дополнительного палеонтологического материала осадки серлигхемской свиты выделяются в качестве самостоятельной стратиграфической единицы, не сопоставляющейся со свитами юрских отложений Центральной Тувы.

В большинстве случаев юрские отложения Тувы развиты на отдельных обособленных участках небольших размеров (рис. 43). Только в центре республики они занимают значительные площади, образуя Улугхемский угленосный бассейн. Здесь их разрез представлен наиболее полно, особенно в центральной части, где породы юры сравнительно хорошо сохранились от размыва. Среди других участков распространения юрских отложений, не считая Серлигхемского, относительно крупными размерами отличается Инитальский. Однако в его пределах, как и на ближайших небольших участках (Чаданском и Онкажинском), представлена только нижняя часть разреза юрских толщ (эрбекская свита).

Приводимое ниже описание отложений дается отдельно по Улугхемскому бассейну, Инитальскому, Онкажинскому и Чаданскому участкам с соответствующими стратиграфическими сопоставлениями, а также по Серлигхемскому участку, для которого такие сопоставления, как указано выше, пока невозможны.

Улугхемский бассейн

Эрбекская свита

Эрбекская свита является нижним членом юрских угленосных отложений и основным продуктивным горизонтом в Улугхемском бассейне. Ее выходы прослеживаются вдоль всей периферии бассейна, а в центре его встречаются только в ядрах антиклиналей (рис. 44).

Отложения эрбекской свиты в большинстве случаев налегают с видимым согласием или очень небольшим угловым несогласием на осадки нижнего карбона, реже лежат явно несогласно непосредственно на нижнедевонских и более древних отложениях. Свита состоит из песчаников (преимущественно крупнозернистых), разногачечных конгломератов, алевролитов, аргиллитов (среди которых содержатся углистые и углисто-глинистые породы) и углей. Наиболее распространены крупнозернистые песчаники (составляющие в среднем более 40% от общего объема пород), менее развиты мелкозернистые песчаники (16%) и конгломераты (в среднем 15%, местами до 30%), еще менее — алевролиты (приблизительно 12%) и аргиллиты (8%); наименее распространены углистые аргиллиты (до 1%) и угли (около 2%), тяготеющие главным образом к средней части свиты и реже к ее верхам. Грубообломочные породы приурочены к низам свиты.

В нижних горизонтах свиты преобладают песчаники с большой примесью конгломератов (местами преобладают конгломераты); угли почти отсутствуют. В средних и верхних горизонтах, кроме преобладающих песчаников, в значительных количествах встречаются алевролиты, реже аргиллиты; много угольных пластов (особенно в средней части свиты). В верхних горизонтах наряду с аргиллитами иногда встречаются прослой известняков (рис. 45).

Мощность эрбекской свиты колеблется в пределах от 320 (Чихачевский участок) до 585 м (Эки-Оттугский участок). Общая мощность

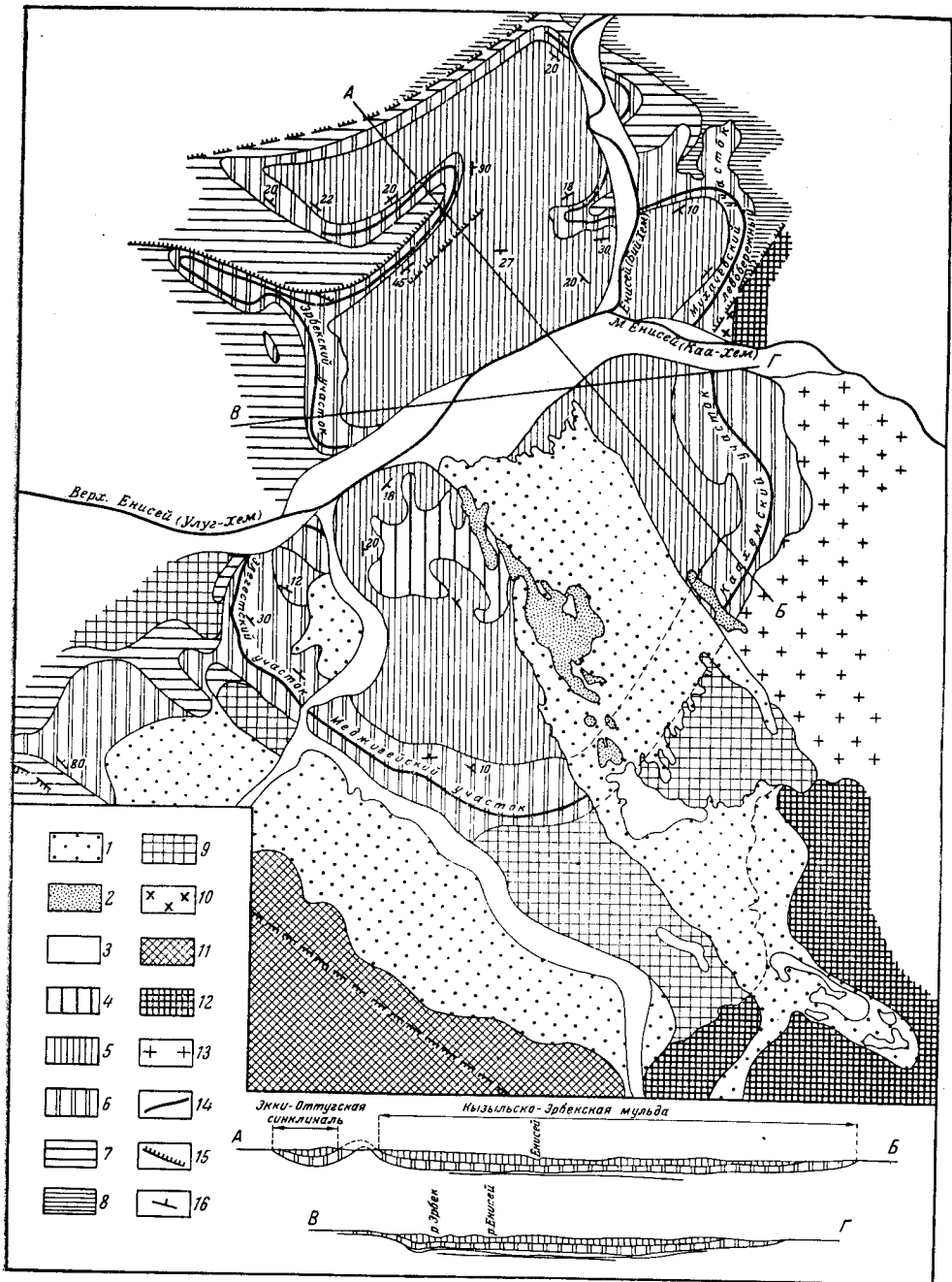


Рис. 44. Схема геологического строения Улугхемского каменноугольного бассейна
 Четвертичные отложения: 1 — пески закрепленные; 2 — пески незакрепленные; 3 — аллювиальные отложения. Юрские отложения (свиты): 4 — бомская; 5 — салдамская; 6 — эрбекская. Доюрские отложения: 7 — верхнекаменноугольные; 8 — нижнекаменноугольные; 9 — среднедевонские; 10 — верхнесилурийские; 11 — нижнепалеозойские нерасчлененные; 12 — кембрийские. Интрузивные породы: 13 — гранитоиды таннульского комплекса. Прочие знаки: 14 — выход угольного пласта Улуг; 15 — линии тектонических разрывов; 16 — элементы залегания. АБ, ВГ — линии геологических разрезов

входящих в ее состав конгломератов увеличивается от центра к северо-западной и восточной окраинам бассейна. В этом же направлении происходит обогащение угольных пластов глинистым материалом и понижение степени метаморфизма угля. Опираясь на эти данные, можно предполагать, что современные границы бассейна на северо-западе и востоке близки к первоначальным юрским (близость источников сноса терригенного материала). В остальных направлениях современные границы Улугхемского бассейна характеризуются значительным удалением от их первоначального положения.

Предварительные данные начатого в 1952 г. детального литологического изучения юрских отложений Улугхемского бассейна свидетельствуют, что в составе эрбекской свиты принимают участие континентальные и бассейновые отложения. Среди континентальных отложений выделяются аллювиальные и отложения мелких застойных водоемов поймы, среди бассейновых можно выделить отложения подводной дельты и сильно подвижной зоны мелководья (Тимофеев, 1953, 1954).

В различных пунктах Улугхемского бассейна в отложениях эрбекской свиты найдены следующие растительные остатки: *Cladophlebis haiburnensis*, *Cladophlebis lobifolia* (Phill.), *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Phoenicopsis* sp., *Czekanowskia setacea*, *Czekanowskia rigida* Heer, *Ginkgo coneinna* Heer, *Ginkgo concinna* var. *magna* var. nov., *Baiera longifolia* и др. Этот комплекс растений свойствен юрским флорам Кузнецкого и Канско-Ачинского бассейнов, которые по всем данным относятся ко второй половине догерра.

Отложения эрбекской свиты являются наиболее практически интересными в Улугхемском бассейне. С ними связаны почти все рабочие угольные пласты, к ним приурочено около 90% угольных запасов бассейна. Этой свите подчинен мощный (до 8,5 м) угольный пласт Улуг, который прослежен на десятки километров по простиранию. Вышележащие угольные пласты относятся к невыдержанным или относительно выдержанным, их число в различных пунктах бассейна изменяется от 2—3 до 10—11. Угли эрбекской свиты относятся к типу промышленных коксующихся.

Салдамская свита

Салдамская свита залегает согласно на отложениях эрбекской свиты. Выходы ее занимают значительные площади в центральной части Улугхемского бассейна.

Наиболее полный разрез свиты мощностью около 750 м обнажается на правом берегу нижнего течения реки Элегест, где ее отложения с размывом и небольшим несогласием перекрыты отложениями вышележащей бомской свиты. В остальных пунктах бассейна верхние горизонты салдамской свиты в большей или меньшей степени смыты.

За нижнюю границу принят прослой мергелистого известняка, выдержанность которого на площади всего бассейна установлена детальным геологическим картированием. Верхней границей считается подосва слоя базальных конгломератов вышележащей бомской свиты.

Салдамская свита представлена преимущественно мелкозернистыми отложениями: на долю алевролитов приходится около 60% от всего количества пород. Подчиненное положение в разрезе занимают углистые аргиллиты (1,6%), мергелистые и кремнистые известняки (4,1%) и угли (2,1%). Песчаники большей частью мелкозернистые, слагают 37,4% разреза.

Известняки салдамской свиты содержат бедную по видовому составу фауну пелеципод и гастропод, свойственных прибрежной зоне

Эрки-Оттугский
участок

Эрбекский
участок

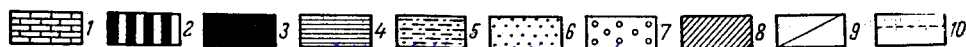
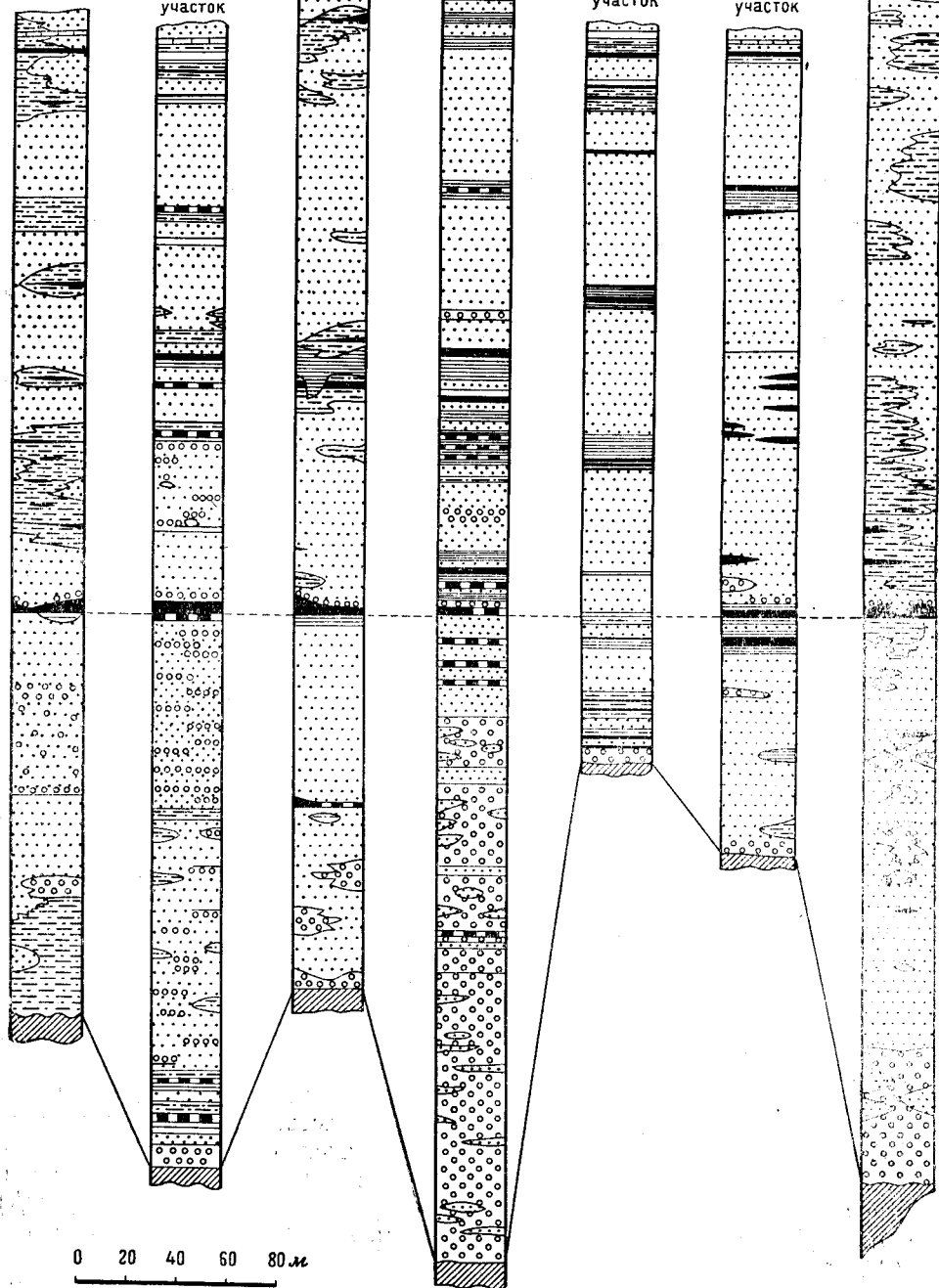
Каахемский
участок

Меджигейский
участок

Элегестский
участок

Сессерлигско-
Талсинский
участок

Чихачевский
участок



среднеюрских озерных бассейнов: *Isfariopsis tuvensis* nov. sp., *Obrutschewia ovalus* nov. gem. nov. sp., *Bithynia* sp., *Emarginula* sp., *Paralalodon* sp. и др.

Спорово-пыльцевой комплекс салдамской свиты, по заключению С. Н. Наумовой, сходен со спорово-пыльцевым комплексом эрбекской, но отличается от него появлением некоторых форм, характерных для нижних горизонтов верхней юры (Тимофеев, 1958).

Практически угленасыщенность салдамской свиты невелика (коэффициент угленосности не превышает 0,28%).

Бомская свита

В центральной части Улугхемского бассейна стратиграфически выше салдамской свиты залегает безугольная толща, выделяемая под названием бомской свиты. Мощность ее отложений составляет около 320 м. В составе свиты явно преобладают песчаники (66,2%) и алевролиты (30,7%), имеются конгломераты, слагающие около 3,7% разреза.

Между отложениями салдамской и бомской свит фиксируется незначительное угловое и азимутальное несогласие.

Породы бомской свиты палеонтологически не охарактеризованы. Литологически они довольно заметно отличаются от пород нижележащих свит и поэтому их возраст может считаться юрским только условно: они могут относиться как к верхней юре, так и к мелу.

Инитальский участок

Юрские отложения участка распространены по обоим берегам Енисея. На левом берегу этой реки они образуют площадь, ограниченную ручьями Барык на востоке и Сенек на западе. На правобережье Енисея выходы юрских пород располагаются против пос. Инитал в виде полосы, вытянутой в северо-восточном направлении.

Наиболее полный разрез угленосных отложений Инитальского района описан по правому берегу Енисея. Здесь, по данным А. Л. Лосева, на породах нижнего карбона согласно залегает базальный конгломерат эрбекской свиты. Петрографический состав обломков весьма разнообразен; большей частью они представляют вулканогенными породами (до 60% от общего количества). Размеры обломков изменяются от 2 до 20 см, достигая иногда 40—50 см; характерны плохая сортировка и слабая окатанность их. Цементом конгломерата служит полимиктовый песчаник; количество его по сравнению с объемом обломков весьма незначительно. Преобладающий цвет конгломерата серый, текстура неслоистая. Мощность конгломерата около 7,5 м.

Над конгломератом залегает толща пород мощностью около 200 м, состоящая из чередования разнозернистых полимиктовых песчаников и алевролитов с прослоями и линзами конгломератов; мощность прослоев от 1,5 до 8,5 м. Верхняя часть толщи более насыщена прослоями, чем нижняя. В верхах толщи заключен один угольный пропласток мощностью до 5 см.

Выше лежит толща, состоящая из разнозернистых полимиктовых песчаников (с преобладанием мелкозернистых разностей), алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и угольных пластов. Мощность толщи

Рис. 45. Схема сопоставления разрезов эрбекской свиты юрских отложений Улугхемского бассейна

1 — известняки; 2 — углистые аргиллиты; 3 — уголь; 4 — аргиллиты; 5 — алевролиты; 6 — песчаники; 7 — конгломераты; 8 — подстилающие отложения (большой частью нижнекаменноугольные); 9 — нижняя граница свиты; 10 — линия параллелизации угольных пластов

достигает 265 м. Гранулометрический состав пород изменяется от грубозернистых в нижних частях толщи до мелкозернистых в ее верхних частях. Мощность отдельных пачек песчаников изменяется от 2,5 до 80 м; наиболее мощные пачки приурочены к средней части толщи. Мощность аргиллитовых прослоев редко превышает 1,0 м; в подавляющем большинстве случаев она составляет 0,3—0,5 м. В толще обнаружено три угольных пласта мощностью от 1,0 до 6,1 м. Наиболее мощный пласт подчинен нижней части толщи, с которой связано несколько угольных пропластков мощностью до 0,15 м.

Общая мощность эрбекской свиты правобережной части Инитальского участка превышает 472 м.

Заканчивается разрез самыми нижними горизонтами салдамской свиты, имеющими мощность 47,0 м. Представлены они толщей алевролитов и мелкозернистых песчаников, содержащей редкие маломощные прослои окремнелых известняков и мергелей.

Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный Г. Н. Трошковой из угольных пластов Инитальского участка, аналогичен таковому, содержащемуся в углях эрбекской свиты Улугхемского бассейна. В верхах разреза найдены остатки растений *Ginkgo concinna* Неег и *Ginkgo concinna* var. *magna* var. nov.

Юрские отложения Инитальского участка обладают значительной фациальной изменчивостью. В частности, это подтверждается изменениями в толще базальных конгломератов. На левобережье Енисея мощность базальных конгломератов увеличивается с востока на запад от 10 до 60 м, и одновременно в западном направлении уменьшается окатанность галек в них.

На правом берегу Енисея к северо-востоку от описанного разреза степень окатанности псефитового материала резко уменьшается с одновременным увеличением количества галек и обломков нижнекаменноугольных пород. В 4 км от берега базальный конгломерат превращается в брекчию из остроугольных и субангулярных обломков пород нижнего карбона, имеющих размер до 50 см.

Мощность вышележащей части разреза в левобережной части Инитальского участка также изменяется от 350 м на востоке (руч. Барык) до 950 м на западе (руч. Сенек).

Онкажинский участок

В пределах Онкажинского участка юрские отложения с незначительным угловым и азимутальным несогласием ложатся на различные горизонты карбона и перми. Разрез юры также начинается с базального конгломерата. Грубообломочный материал в конгломератах плохо отсортирован. Размер обломков достигает 15—20 см; по составу это преимущественно песчаники, алевролиты и аргиллиты нижнего карбона и песчаники угленосных толщ верхнего палеозоя. Мощность слоя базальных конгломератов колеблется от 1 до 10 и даже 30 м, увеличиваясь с запада на восток. Выше базальных конгломератов залегает литологически однообразная толща преимущественно крупнозернистых песчаников. Редкие маломощные прослои алевролитов, мелкозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов местами нарушают монотонность этой толщи. Всем ее породам свойственна мелкая и крупная косая слоистость типа речной или слоистость периодических потоков.

С нижними горизонтами юрских отложений связан пласт угля рабочей мощности (от 0,6 до 3,0 м).

Мощность юрских отложений колеблется от 250 м на востоке Онкажинского участка до 525 м близ его западного окончания.

Юрский возраст отложений доказывается наличием в них остатков следующих растений: *Czekanovskia rigida* Неег, *Cladophlebis haibar-nensis*, *Cladophlebis* sp., *Baiera longifolia* Рам., *Phoenicopsis* sp. и др. Комплекс перечисленных форм позволяет утверждать, что юрские породы участка (включая их верхние горизонты) синхронны эрбекской свите Улугхемского бассейна.

Спорово-пыльцевой комплекс упомянутого угольного пласта характеризуется большим содержанием пыльцы хвойных и спор папоротников и напоминает спорово-пыльцевые комплексы юрских углей Улугхемского бассейна.

Чаданский участок

Юрские отложения участка залегают с угловым и азимутальным несогласием на верхнесилурийских и нижнедевонских породах. Они слагают пологую мульду неправильных очертаний площадью около $6,5 \text{ км}^2$ с северо-восточным крылом, срезанным сбросом.

Толща юрских отложений состоит из чередования алевролитов (43—60% от общего количества пород), песчаников (30—45%) и в меньшей степени аргиллитов (0,1—7%).

На юго-западной окраине участка в нижней части разреза юры установлен маломощный (до 5,0 м) базальный конгломерат, состоящий из плохо окатанных обломков верхнесилурийских песчаников и известняков и эффузивов нижнего девона. Породам толщи свойственна мелкая и тонкая горизонтальная и пологоволнистая слоистость. Мощность косослоистых серий колеблется от 1 до 20 см.

С нижними горизонтами толщи связан мощный угольный пласт Чаданский. Кроме того, по всему разрезу отмечаются редкие пропластки и линзы углистого аргиллита. Пласт Чаданский отличается простым строением и мощностью, изменяющейся от 2,4 до 13,4 м. Качество угля соответствует углям переходным от газовых к жирным. В восточных частях месторождения уголь пласта Чаданского целиком замещен углистым аргиллитом.

Проведенное Г. Н. Трошковой палинологическое изучение угля Чаданского пласта показало наличие в нем комплекса спор и пыльцы, типичного для эрбекской свиты. Значительное содержание пыльцы из класса *Coniferalis* (свыше 60%) позволяет параллелизовать угленосные отложения Чаданского месторождения с ее самыми нижними горизонтами.

Серлигхемский участок

Серлигхемская свита

Как уже отмечалось, серлигхемская свита делится на две подсвиты — нижнюю и верхнюю. В нижней подсвите преобладают конгломераты, в верхней — песчаники.

Нижняя подсвита. Отложения нижней подсвиты имеют относительно широкое распространение. Они залегают на эродированной поверхности девонских гранитоидов и более древних образований, обломки и дресва которых входят в состав базальных конгломератов.

У устья р. Джолус наблюдался следующий разрез нижней подсвиты серлигхемской свиты (снизу вверх):

1. Конгломераты мелко- и среднегалечные серого цвета с песчаным цементом. Видимая мощность
2. Конгломераты с линзами средне- и крупнозернистых песчаников мощностью в 20—25 см. Песчаники имеют серо-желтый цвет, полимиктовый со-

100 м

став, с глинистыми и кремневыми включениями. В них наблюдаются плохо сохранившиеся отпечатки стеблей растений	100 м
3. Конгломераты темно-бурого цвета с рыхлым песчаным цементом и линзами плотных мелкозернистых песчаников с отпечатками листьев растений	100 „
4. Крупногалечные конгломераты с песчаным цементом и тонкими (5—15 см) прослоями серовато-желтого полимиктового окремнелого песчаника, содержащими отпечатки стеблей растений	200 „
5. Гравелиты разнозернистые, серые, с прослоями средне- и мелкозернистых песчаников мощностью от 40 до 50 см, реже 1,5 м	40 „
6. Мелкогалечные конгломераты с песчаным цементом	5 „

Общая мощность разреза 545 м.

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

1. Крупнообломочные конгломераты из обломков эффузивов, кварца, гранитов. Размер обломков колеблется от 1 до 40 см, а некоторые валуны, состоящие из девонских гранитоидов, достигают размеров 0,8—1 м	250 м
2. Мелкообломочные конгломераты (размер обломков от 1 до 15 см)	100 „
3. Мелкообломочные конгломераты с прослоями полимиктовых мелкозернистых песчаников серо-зеленого цвета (мощность прослоев 8—10 см)	330 „

Общая мощность подсвиты в данном разрезе составляет 680 м.

В целом в пределах впадины, заполненной юрскими отложениями, мощность нижней подсвиты подвержена значительным изменениям от 500 м на западе (в районе горы Лысой) до 700 м на востоке (в верховье р. Сурхая). Максимальная установленная мощность нижней подсвиты 760 м.

Верхняя подсвита. Верхняя подсвита серлигхемской свиты имеет локальное распространение в районе горы Лысой, на водоразделе рек Маймалыш и Алды-Кожеме, у устья р. Джолус. Ее отложения, среди которых преобладают песчаники в западной части и песчаники с конгломератами на востоке, связаны с отложениями нижней подсвиты постепенными переходами.

В районе горы Лысой разрез верхней подсвиты (снизу вверх) следующий:

1. Залегающие на конгломератах нижней подсвиты мелкогалечные конгломераты со значительным числом прослоев песчаников, рыхлых, мелкозернистых; мощность отдельных прослоев 4—5 см	50 м
2. Выше преобладают песчаники серо-зеленого цвета, с прослоями гравелистых песчаников. Размеры галек в последних около 5—10 мм; гальки хорошо окатаны и представлены черными и темно-серыми кварцитами; наблюдаются отдельные более крупные (до 1,5 см) угловатые обломки микроклиновых лейкократовых гранитов, типичных для девонского интрузивного комплекса	300 „
3. Мелкозернистые песчаники с отдельными быстро выклинивающимися прослоями гравелистых песчаников. На контактах этих прослоев наблюдалось большое количество плохо сохранившихся отпечатков растений и мелких обугленных обломков древесины	300 „

Общая мощность верхней подсвиты достигает 650 м.

На всех участках распространения верхней подсвиты в ее составе содержатся тонкие (до 3 мм) выклинивающиеся пропластки каменного угля, залегающие внутри прослоев мелкозернистых полимиктовых песчаников (по несколько пропластков в каждом прослое).

Мезозойский (условно юрский) возраст отложений серлигхемской свиты определен на основании находок в них растительных остатков, которые, по мнению М. Ф. Нейбург, предположительно можно отнести к роду *Podogamites* sp., известному в пределах от верхов триаса до нижнего мела.

Общие выводы

Все рассмотренные выше разрозненные участки юрских образований представляют собой в различной степени сохранившиеся остатки некогда более обширных полей этих отложений.

В целом разрез юрских отложений Тувы характеризуется следующими особенностями.

В некоторых пунктах юрские отложения залегают с видимым согласием на породах карбона и перми, отделяясь от них базальными конгломератами (Улугхемский бассейн, Инитальский и Онкажинский участки). Иногда ложем юры служат девонские и силурийские толщи или нижнепалеозойские гранитоиды (Чаданский и Серлигхемский участки). Верхние горизонты юрских отложений почти повсеместно уничтожены эрозией. О составе и возрасте наиболее молодых мезозойских отложений можно судить только по разрезам центральной части Улугхемского бассейна, где палеонтологически охарактеризованные верхнеюрские осадки перекрываются немymi отложениями бомской свиты, лежащими на них с размывом и незначительным несогласием. Принятый в настоящее время верхнеюрский — нижнемеловой возраст этой свиты является весьма условным.

Наиболее древняя из юрских толщ Центральной Тувы эрбекская свита обладает значительно меняющейся мощностью. Так, мощность этой свиты на западе Инитальского участка (руч. Сенек), т. е. в пункте, расположенном вблизи западной границы Улугхемской котловины, превышает 1000 м, восточнее же, на правом берегу Енисея мощность свиты составляет лишь 472 м, а на Эрбекском участке Улугхемского бассейна, расположенном примерно в центральной части котловины, она не превышает 423 м. На Каахемском участке того же бассейна, размещающемся вблизи северо-восточной границы котловины, мощность эрбекской свиты снова увеличивается, достигая 530 м.

В меридиональном направлении мощность эрбекской свиты также заметно меняется. Так, на Онкажинском участке (вблизи южной границы котловины) она составляет около 500 м, а на Меджигейском и Эрбекском участках Улугхемского бассейна (центральная часть котловины) соответственно составляет 428 и 423 м. В пределах Эки-Оттугского участка (вблизи северных границ котловины) мощность свиты возрастает до 585 м.

Литологический состав свиты также не остается неизменным. На Чаданском участке почти вся свита представлена алевролитами, в значительно меньшей степени песчаниками и аргиллитами. Состав эрбекской свиты северной части Улугхемского бассейна, Онкажинского и Инитальского участков примерно одинаков. Нижние горизонты сложены конгломератовыми прослоями, грубо- и крупнозернистыми песчаниками и алевролитами. В верхних частях ее отмечено значительное количество алевролитовых и аргиллитовых прослоев. Вблизи южной границы Улугхемского бассейна (Меджигейский участок) самые нижние горизонты свиты сложены алевролитовыми прослоями, выше которых залегает конгломератовая пачка.

Вышележащая часть юрских отложений, выделяемая нами под наименованием салдамской свиты мощностью около 750 м, сохранилась только по левобережью Енисея, при впадении р. Элегест. В пределах правобережной части Инитальского участка установлены только самые нижние горизонты салдамской свиты мощностью 47 м.

Базальным слоем салдамской свиты считается самый нижний прослой кремнистых, местами мергелистых известняков, отсутствующих в отложениях эрбекской свиты. Этот прослой залегает на 230—300 м

выше угольного пласта Улуг. Интересно, что мощность отложений, заключенных между угольным пластом Улуг и подошвой салдамской свиты, совершенно одинакова (230 м) на значительной площади, охватывающей Меджигейский, Элегестский, Чихачевский и Сессерлигско-Тапсинский участки Улугхемского бассейна. Это свидетельствует, очевидно, об очень равномерном прогибании данной части бассейна. Эта часть бассейна вытянута в север-северо-восточном направлении, причем ее ось совпадает с осью верхнепалеозойского Тувинского прогиба. Северо-западный и восточный участки бассейна, расположенные вблизи границ Улугхемской котловины, отличаются более значительной мощностью отложений, разделяющих пласт Улуг и подошву салдамской свиты. Здесь же наблюдается и огрубление кластических материалов. Это дает основание думать, что увеличение мощности в окранных участках бассейна связано с близостью источников сноса, а не с тектоническим режимом этих участков. Наоборот, в осевой части котловины в это время (несмотря на то, что среднеюрские отложения имеют там относительно меньшую мощность), по-видимому, происходило более интенсивное прогибание, о чем, в частности, свидетельствует метаморфизованность углей.

Литологический состав салдамской свиты характеризуется преобладанием мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов (в том числе и углистых), мергелистых и кремнистых известняков и маломощных угольных пластов и пропластков.

По мнению П. П. Тимофеева, специально изучавшего генезис нижних горизонтов юрских угленосных отложений Улугхемского бассейна, последние являются полифациальными образованиями. Наиболее распространены аллювиальные отложения, несколько меньше — бассейновые и совсем мало (4—10% от общей мощности разреза) — болотные (Тимофеев, 1953, 1954, 1958). По мнению этого автора, в период углеобразования площадь бассейна в определенные промежутки времени представляла собой то сушу с широким развитием речных долин, в которых накапливался русловой и пойменный аллювий, то сеть обширных болот с мощными торфяниками, то прибрежное мелководье.

Метаморфизм юрских углей изменяется главным образом по площади и не зависит от интенсивности складчатости. В пределах Улугхемского бассейна установлено два направления, по которым происходит изменение метаморфизма угля. Первое из них, по правилу Хильта, выражает зависимость степени метаморфизма от стратиграфической глубины, второе связано с различным положением отдельных участков по отношению к осевой части бассейна, совпадающей с осью Тувинского прогиба.

В отложениях эрбекской свиты найдены следующие растительные остатки: *Coniopteris tuvensis* sp. nov. из группы *Coniopteris hymenophylloides* (Brong.), *Cladophlebis haiburnensis* (Lindl et Hutt), *Cladophlebis lobifolia* (Phill.), *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Czekanowskia setacea* Heer, *Corpolités cinetus* Nath., *Ginkgo concinna* Heer, *Ginkgo concinna* var. *magna* var. nov., *Baiera longifolia*, *Podozamites lanceolatus*.

По заключению В. Д. Принады и Г. П. Радченко, а также М. Ф. Нейбург, комплекс указанных растений, характеризующих эрбекскую свиту, является обычным для юрских флор Кузнецкого и Канско-Ачинского бассейнов, по всем данным относящихся к началу доггера.

Спорово-пыльцевой спектр эрбекской свиты представлен спорами папоротникообразных (от 14 до 80,5%) и пылью голосемянных (от 19,5 до 86%).

В кремнистых и мергелистых известняках салдамской свиты Улугхемского бассейна и Инитальского участка собрана следующая среднеюрская фауна: *Parallelodon* sp., *Natica*, *Emarginula* sp., *Isfariopsis tuvensis* nov. sp., *Isfariopsis* sp., *Obrutchevia ovalus* nov. gen. nov. sp., *Obrutchevia* sp., *Bithynia* и др.

По мнению Г. Г. Мартинсона и А. П. Герасимова, она характеризует условия прибрежной зоны открытых водных бассейнов озерного типа.

В низах салдамской свиты встречены споры, характерные, по мнению С. Н. Наумовой, уже для нижних горизонтов верхней юры: *Ophyo-glossum*, *Dennstaedita simplicissimus* Bolch., *Picea exioides* Bolch. и др. (Тимофеев, 1958).

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

На территории Тувы кайнозойские, в особенности четвертичные, отложения значительно распространены в пределах котловин; в горных же районах республики они развиты, как правило, очень ограниченно.

Первые представления о стратиграфии четвертичных отложений Тувы были получены в результате исследований З. А. Лебедевой (1937). Дальнейшая их разработка проводилась разными исследователями по отдельным районам: на юго-востоке Тувы (1944—1947 гг.) они изучались А. П. Божинским, И. С. Гудилиным и Е. Н. Постниковой, на востоке и в центральной части республики (1946—1948 гг.) — В. В. Архангельской, И. И. Белостоцким, И. С. Гудилиным, В. П. Масловым, И. Г. Нордега, С. В. Обручевым, И. А. Патяевой, О. А. Раковец и другими, а в западной части Тувы (в те же годы) — В. А. Бобровым, А. Л. Додиныным, М. В. Заниным, Я. С. Зубрилыным, П. В. Коростинным и другими. Первая сводка по стратиграфии четвертичных отложений и геоморфологии была выполнена И. С. Гудилиным и И. Г. Нордега (Додин, Гудилин, Нордега, 1952).

Стратиграфия третичных отложений была разработана значительно позже. Первые они были обнаружены в Убсанурской котловине В. В. Когтевым еще в 40-х годах (Кузнецов, 1946), в те же годы Н. С. Зайцев (1947) впервые установил плиоценовый возраст толщ рыхлых образований, залегающих у южных предгорий хр. Танну-Ола.

В 50-е годы значительный вклад в разработку стратиграфии кайнозоя Северо-Восточной Тувы был внесен исследованиями М. Г. Гросвальда (1957, 1958, 1959, 1960, 1961, 1962, 1963), а по восточным районам Тувы — И. С. Гудилиным (1956, 1957), Ю. В. Чудиновым (1959, 1960), Е. Н. Станкевич, А. Д. Смирновым, В. Б. Агентовым, Г. В. Махиным, А. В. Ильиным и многими другими.

Серьезная работа по расчленению третичных и четвертичных отложений Западной Тувы выполнена Л. Д. Шорыгиной (1957, 1959, 1960) и Н. А. Ефимцевым (1959, 1961). Ряд существенных сведений содержится также в работах некоторых других исследователей (Маслов, 1948; Белостоцкий, 1958 и др.).

Надо сказать, что разработке стратиграфии кайнозойских отложений Тувы способствовало то, что одновременно аналогичные отложения с большим успехом изучались в смежных районах Алтая Е. Н. Шукиной (1953, 1960), Г. Ф. Лунгерсгаузенем и О. А. Раковец (1957, 1958), Н. А. Ефимцевым (1959, 1961) и Е. В. Девяткиным (1960, 1963), где возраст большинства выделенных толщ был хорошо обоснован фаунистическими и палинологическими данными. Некоторые сведения по стратиграфии кайнозойских отложений смежных с Тувой районов Вос-

точного Саяна и Прибайкалья содержатся в работах С. В. Обручева (1946, 1949, 1950, 1953), Н. А. Флоренсова (1958), Э. И. Равского (1959, 1962), Е. М. Щербаковой (1957), С. С. Воскресенского и др.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Отложения палеогена в Туве незначительно распространены, представлены они: 1) древней корой выветривания и 2) отложениями, образовавшимися в результате ее переработки делювиально-пролювиальными процессами (последние параллелизуются с карачумской свитой олигоцена Юго-Восточного Алтая).

ДРЕВНЯЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

Кора выветривания лежит в основании разреза кайнозойских отложений и развита на породах различного состава и возраста. В котловинах она погребена под более молодыми осадками; в предгорьях и низкорье — обнажается по долинам рек и на поверхности останцовых возвышенностей, а в горах почти всюду уничтожена, сохранившись лишь в ложбинах, приуроченных к зонам дробления (Додин, Гудилин, Нордега, 1952; Александрова, 1962). Наиболее широко кора выветривания представлена в полосе аридного мелкосопочника, оконтуривающего Убсанурскую и Тувинскую котловины, а также во внутригорных мелких впадинах.

Кора выветривания элювиального типа, по данным Л. Д. Шорыгиной (1960), обнаружившей ее в пределах хр. Западный Танну-Ола, в среднем течении р. Хуле, представлена щебенчатой супесью охристо-желтого и малиново-красного цвета; она образована за счет песчаников девона, слагающих цоколь 25-метровой террасы. Аналогичный характер кора выветривания имеет и в небольшой Шалашской впадине среди гор Западного Танну-Ола.

Кора выветривания элювиального типа была обнаружена также И. С. Гудилиным в Юго-Восточной Туве, преимущественно в области предгорий Сангилен (реже ее выходы наблюдаются в высокогорных частях нагорья). Она развивается здесь обычно на гранитах, Наиболее полный разрез коры описан на левобережье р. Эрзин в 5 км ниже устья р. Чинчилиг на высоте около 1300 м. Приблизительно на уровне 100 м над современным руслом Эрзина на участке, где сохранилась древняя долина этой реки, хорошо видно, что плотные крупнозернистые биотитовые граниты кверху постепенно переходят в сильно выветрелые породы, легко разбивающиеся молотком, которые затем сменяются кварцево-полевошпатовой мелкой дресвой, кварцевым песком и суглинком буровато-серого цвета. В этом горизонте структурного элювия мощностью 5 м сохранились элементы трещиноватости коренных пород.

Кора выветривания подобного облика и происхождения встречается на древних поверхностях выравнивания в центральной части нагорья Сангилен — на водоразделах рек Балыктыг-Хем и Карга (высота около 2500 м), вблизи оз. Кара-Холь, на плосковерхом водоразделе рек Балыктыг-Хем и Тайрис (высота около 2300 м) и в Тайрисской котловине (на высоте около 2100 м). Она слагает также поверхность выравнивания в центральной части Джулукульской котловины (на высоте 2000 м) на крайнем юго-западе республики.

Особый интерес представляет кора выветривания дресвяного типа, обнаруженная Л. Д. Шорыгиной (1960) в Тувинской котловине на левом берегу р. Енисея, против пос. Баянкол. Здесь в основании склона

холма, сложенного ультраосновными породами, обнажается древний пролювиальный шлейф, состоящий из обломков дунита, выветрелых с поверхности. Обломки сцементированы мелкозернистым материалом, состоящим из песчаных и гравелистых частиц дунита, смешанных с белесоватым обломочным материалом разрушенной коры выветривания. Термический анализ корок, покрывающих щебень, показал, что они состоят из монтмориллонита — минерал, который является типичным продуктом аридного выветривания ультраосновных пород.

Слои, образовавшиеся за счет переотложения вышеописанной коры выветривания, содержат дисперсный глинистый материал, а также карбонатные осадки, которые можно рассматривать как результат переотложения карбонатов, образовавшихся в условиях сухого аридного климата за счет выветривания коренных пород (Шорыгина, 1960).

Состав коры выветривания показывает, что она формировалась в условиях выровненного низкогорного рельефа при значительной аридности климата. Возраст коры условно можно считать палеогеновым, что устанавливается по аналогии этих образований с подобными же образованиями в смежных районах. Так, каолиновая кора выветривания в предгорьях Алтая, по данным О. А. Раковец и Г. А. Шмидт, залегает под красноцветами неогена. В Восточном Алтае гидрослюдисто-монтмориллонитовая кора выветривания перекрыта карачумской свитой верхов олигоцена и миоценовыми глинами. В Прибайкалье и Забайкалье, по данным Н. А. Логачева (1958), кора выветривания залегает под угленосными верхнеолигоценно-нижнемиоценовыми отложениями, чем и определяется ее палеогеновый (доверхнеолигоценный) возраст.

ОЛИГОЦЕН (?)

Красноцветные отложения этого возраста (делювиально-пролювиальные и аллювиально-пролювиальные) обнаружены в Убсанурской и Тувинской котловинах (Шорыгина, 1960).

В Убсанурской котловине в пределах предгорной ступени хр. Восточный Танну-Ола Л. Д. Шорыгиной описан следующий разрез неогеновых и верхнепалеогеновых отложений. К западу от устья р. Депсен у Козьего оврага в основании сильно дислоцированной толщи третичных отложений обнажается «Нижний обломочный горизонт», состоящий из делювиально-пролювиального щебнисто-гравийно-галечникового материала в суглинках, супесях, глинистых песках и глинах. Глины имеют яркие красно-бурые и кирпично-бурые цвета. Отложения характеризуются горизонтальной слоистостью; мощность слоев от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Общая мощность горизонта 120 м.

Очень характерно для разреза то, что одни прослои сложены почти целиком крупнообломочным материалом (брекчией), а другие, наоборот, представлены почти исключительно глинистым, содержащим лишь примесь песка. Формирование «обломочного горизонта», очевидно, связано с началом воздымания хр. Танну-Ола.

Органических остатков «обломочный горизонт» не содержит. Его возраст определяется как палеогеновый на основании того, что этот горизонт перекрыт озерными миоплиоценовыми осадками Убсанурской котловины; кроме того, породы горизонта хорошо сопоставляются с аллювиально-пролювиальными палеогеновыми отложениями Тувинской котловины.

В Тувинской котловине палеогеновые породы встречены в бассейне р. Кара-Суг; скважиной здесь вскрыты аллювиально-пролювиальные красно-бурые глины и суглинки, содержащие щебенчатые, плохо окатан-

ные галечники, перекрытые серыми алевритами. Общая мощность отложений 150 м. В суглинках была найдена пыльца растений. Так, в двух образцах Е. Д. Заклинская установила пыльцу покрытосеменных (90—96%); из пыльцы древесных и кустарничковых растений до 30% составляют представители семейств: миртовых (*Myrtales* sp., *Eucalyptus* sp., *Arcandra*), Juglandaceae (*Engelhardtia corylipites* W o d.), Ulmaceae (*Momipites* W o d.), Fagaceae (*Castanea*), Betulaceae (*Betula clariopites*, *Corylus* sp., *Carpinus* W o d.). Характерно отсутствие пыльцы голосеменных, кроме единичных зерен кипарисовых и рода *Pinus*. Данный флористический комплекс, по мнению Е. Д. Заклинской, близок комплексу, свойственному палеогеновым отложениям Тургайского пролива и Северного Приаралья.

Возраст данной аллювиально-пролювиальной толщи определяется Л. Д. Шорыгиной как палеогеновый. Учитывая же, что к палеогену относятся также более древние отложения (кора выветривания), эту толщу мы условно относим к олигоцену.

Надо сказать, что делювиально-пролювиальные отложения, аналогичные описанным, имеют широкое распространение в прибортовых частях впадин Западной Тувы (Шорыгина, 1960). Глинистый материал, представленный красными глинами и суглинками, состоит преимущественно из монтмориллонита (Еремеев, 1955). В глинах присутствует кальцит, много угловатых обломков кварца, плагиоклаза, микроклина и магнетита.

В целом возраст всех описанных красноцветных отложений определяется как олигоценовый на основании того, что они залегают под миоцен-плиоценовыми озерными осадками и содержат пыльцу олигоценовых растений. Кроме того, они параллелизуются с отложениями карачумской свиты Горного Алтая, имеющими предположительно верхнепалеогеновый возраст (Лунгерсгаузен и Раковец, 1957, 1958).

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Отложения неогена (миоцена и миоцен-плиоцена) * в Туве значительно более распространены, чем отложения палеогена. Они приурочены или к современным котловинам (Убсанурская, Тувинская, Джулукульская), или к реликтам древней поверхности выравнивания, находящимся на разных уровнях в пределах поднятых тектонических блоков (табл. 9).

МИОЦЕН

Миоценовые отложения представлены аллювиально-озерными и угленосными образованиями Джулукульской котловины, а также района оз. Дозор-Нур. Впервые они были описаны в Джулукульской котловине Н. А. Ефимцевым по левому склону долины р. Каргы на высоте 2200 м. В дальнейшем эти отложения изучали Е. В. Девяткин, А. А. Вишневский, О. А. Раковец и Г. А. Шмидт.

В долине р. Каргы снизу вверх обнажаются уплотненные грубые желтовато-серые кварцево-слюдистые пески и рыхлые гравелиты, содер-

* Принятое здесь разделение неогеновых отложений на миоценовые и миоцен-плиоценовые является несколько условным, так как в Туве неизвестны разрезы, непосредственно показывающие стратиграфические взаимоотношения выделенных толщ; фаунистические данные также не дают прямых указаний на то, что одна из них древнее другой. Вероятно, не следует полностью исключать возможности более или менее одновременного их образования, объясняя их литологические различия влиянием разных палеогеографических условий. — Прим. ред.

жащие прослои галечников, светло-серых суглинков и буроватых песчанистых глин. Мощность прослоев колеблется от 0,5 до 2 м; пески имеют косую слоистость речного происхождения. Материал хорошо окатан, состоит из среднедевонских гранитов, пород силура и нижнего палеозоя. В супесях и суглинках содержится много обугленных обломков древесины; нижняя часть разреза имеет несколько прослоев бурого угля, мощность наибольшего из них 1, 2 м*.

В верхней части разреза количество прослоев песков и гравия уменьшается, преобладают суглинки; здесь же наблюдаются тонкие невыдержанные прослои лигнитов и углистых глин. Глины сложены главным образом гидрослюдистыми минералами с незначительной примесью хлорита, органического вещества и гидроокислов железа. Мощность всего разреза достигает 135 м.

На размытой поверхности угленосных отложений на р. Каргы, по данным О. А. Раковец и Г. Ф. Лунгергаузена, залегают грубообломочные пролювиальные отложения нижней подсвиты бекенской свиты (конец плиоцена — начало плейстоцена).

Е. В. Девяткиным установлено, что угленосные отложения смяты в антиклинальную складку субширотного простирания с падением пластов на крыльях под углом 10—15°.

По данным спорово-пыльцевого анализа, выполненного В. Н. Тихомировым, для времени формирования угленосных отложений Джулукульской котловины характерно господство смешанных лесов тургайского типа с преобладанием среди хвойных *Pinus*, *Tsuga*, *Picea*, *Abies*, *Podocarpus*, *Taxodiaceae*, а среди лиственных *Betula*, *Alnus*, *Juglans*, *Corylus*, *Quercus*, *Tilia*, *Acer* с примесью *Murica*, *Carya*, *Pterocarya*, *Fagus*, *Ilex*, *Ulmus*. Встречаются единичные зерна *Rhus*, *Liquidambar*, *Castanea*. Широко развита была черная ольха типа *Alnus glutinosa*. К концу формирования толщи отмечается увеличение количества хвойных и березы за счет уменьшения роли широколиственных пород.

Основываясь на этих данных, Г. Ф. Лунгергаузен и О. А. Раковец в целом сопоставляют угленосные отложения Джулукульской котловины с нижней частью кошагачской свиты Чуйской степи, частично же считают их более древними**.

Отложения Джулукульской котловины, по-видимому, можно сопоставить с озерно-болотными отложениями Восточного Саяна, впервые обнаруженными и описанными С. В. Обручевым у оз. Дозор-Нур в нескольких десятках километров к востоку от административной границы Тувы (Обручев, 1946), а также с угленосной свитой впадин Прибайкалья.

ВЕРХНИЙ МИОЦЕН — НИЖНИЙ ПЛИОЦЕН (НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ)

Верхнемиоценово-нижнеплиоценовые отложения представлены озерными и озерно-пролювиальными отложениями на севере Убсанурской котловины и аллювиальными песками.

Озерные, озерно-аллювиальные и пролювиальные отложения этого возраста у северного борта Убсанурской котловины впервые были описаны В. В. Когтевым, В. А. Кузнецовым (1946) и Н. С. Зайцевым (1947), затем специально изучались Л. Д. Шорыги-

* Уголь, по заключению Л. И. Боголюбовой, относится к бурым гумусовым; он образовался из стеблевых тканей и листьев высших растений при застойном режиме сильно обводненных болот.

** С. Н. Наумова и О. В. Матвеева определяют возраст данных отложений (угли и суглинистые прослои) как верхи миоцена — низы плиоцена. Этого же мнения придерживается и Н. А. Ефимцев (1961).

ной (1960). Наиболее полный разрез описан ею к западу от устья р. Деспен около Козьего оврага, в пределах южного склона хр. Восточный Танну-Ола. Близ подножия гор слои стоят на головах, но уже в километре от них угол падения пород не более 30°.

Рассматриваемые отложения представлены мергелем, песком и писчим мелом, содержащим остатки млекопитающих («гиппарионовая фауна»), черепах, комплекс гастропод, пеллеципод и остракод, что позволяет говорить о миоцен-плиоценовом возрасте отложений и их сопоставимости с туерьской свитой Горного Алтая и павлодарской свитой Казахстана. Отложения с частичным несогласием лежат на «нижнем обломочном» горизонте олигоцена и перекрываются пролювиально-аллювиальными грубообломочными образованиями четвертичного возраста.

Л. Д. Шорыгина (1960) выделяет в разрезе две пачки.

Нижняя, глинисто-алевритовая, пачка на некотором расстоянии от гор (в Козьем овраге) начинается кварцевым песчаником сероватобурого цвета, мощностью 0,7 м, залегающим несогласно на нижележащих породах. Песчаник содержит банки унионид. Выше пачка приобретает палево-серую или буроватую окраску и содержит маломощные песчано-алевролитовые и глинисто-песчаные прослои с еще более тонкими прослоями мергеля и песчаника, содержащими фауну остракод. Мощность пачки 45 м.

Ближе к горам (в Заячем овраге) эта же пачка имеет мощность 80 м, содержит в своей нижней части значительно больше обломочного материала (имеются даже прослои щебня). Ее верхняя часть состоит из мелкозернистых песков с прослоями глин.

Верхняя, глинисто-мергельная, пачка залегает на предыдущей без перерыва. В Козьем овраге она представлена преимущественно глинистыми отложениями с подчиненным значением мергелистых прослоев; характерна косая слоистость; много остракод. Приблизительная мощность пачки около 30 м.

По долине р. Холу в 4 км от гор пачка слагается преимущественно мергелями; в верхней части разреза мергели образуют желваки, последние заключены в глинистый субстрат; видимая мощность мергельно-глинистой пачки 10 м.

Ниже по долине реки мощность пачки увеличивается до 45 м; появляются песчаные прослои. Встречаются скелеты шук, остатки остракод, обломки панцирей черепах, рога оленей и зубы гиппариона.

На основании имеющихся материалов, можно утверждать, что в ходе формирования озерно-аллювиальных отложений Убсанурской котловины значение аллювиальных отложений постепенно уменьшалось, а роль озерных осадков возрастала. Кроме того, для строения толщи в целом характерно отчетливое изменение состава отложений: от мелководных фаций вблизи гор (пески, мелкие галечники и щебень) к относительно более глубоководным фациям на удаленных от бортов котловины участках.

Возраст аллювиально-озерных отложений устанавливается по их соотношениям с подстилающими олигоценовыми и перекрывающими нижнечетвертичными отложениями, а также на основании многочисленных фаунистических определений. Впервые эти отложения были датированы плиоценом (Зайцев, 1947). Позднее Н. С. Эберзин среди собранных Н. С. Зайцевым форм вивипарусов и унионид определил наряду с эндемиками *Unio cf. distinguendis* Lindh., *U. ex gr. bituberculosus* M. Martins, *U. cf. pronus* Martins, *Valvata piscinalis* Mull. f. typ., *V. piscinalis* Mull., f. *fluviatilis* Colb., *Viviparus aff. tenuisculptus* Martins.

Л. И. Галеева и Г. Ф. Шнейдер по дополнительным сборам Л. Д. Шорыгиной обнаружили в рассматриваемых отложениях следующие виды остракод: *Cyprideis littoralis* Brady, *C. torosa* Iones, *Potamocypris* ex gr. *longisetosa* Bronst.; *Zonocypris membranae* Zin.; *Iliocypris manasensis* Mand.; *I. manasensis* var. *cornea* Mand., *I. errabundes* Mand., *I. kalkanensis* Bod., *I. dunschanensis* Mand., *Limnocythere iliensis* Bod.; *Limnocythere limbosa* Bod., *L. kalkanensis* Bod., *L. longiaris* Bod., *Candonella marcida* Mand., *C. albicans* Br., *Candona* ex gr. *kirgisisca* Mand., *C. sisini* Schneider, *Eucypris* sp., *Darvinulla* cf. *stepvensoni* Brady, *Cyclocypris* sp. и два новых вида *Candona*. Состав остракод говорит о миоценовом или миоцен-плиоценовом возрасте содержащих их отложений.

Г. Г. Мартинсоном, изучавшим моллюски, определены: *Unio branimiriensis* Martins., *U. cf. fissidentatus* Lindh., *Cuneopsis tuwensis* Martins., *Unio utschbulakiensis* Martins., *Anodonta* sp., *Unio athleta* Lindh., *Unio cf. robustus* Lindh., *U. hopuensis* Martins., *Unio* sp., *Cuneopsis carinata* Martins., *Viviparus turboformis* Martins., *Unio* aff. *irtychensis* Lindh., два новых вида *Cuneopsis*, а также один новый вид *Viviparus*, один *Unio*, что также дало ему возможность говорить о миоцен-плиоценовом возрасте осадков. Несколько экземпляров раковин гастропод, собранных Л. Д. Шорыгиной, были изучены Г. Ф. Лунгерсгаузен, который обнаружил среди них *Viviparus* aff. *barboti* Sinz., *Viviparus* aff. *novorossicus* Sinz. var. *conoida* Mang., *Unio* sp. (ex gr. *flabellatus* Golgi.) и др. На основании полученных определений Г. Ф. Лунгерсгаузен высказал предположение о принадлежности вмещающих их отложений к возрастным аналогам меотических слоев Причерноморья. Наконец, В. И. Громов, изучив остатки млекопитающих (зуб гиппариона, обломки конечностей и рогов оленя) в тех же отложениях, сделал вывод о верхнемиоценовом — среднеплиоценовом их возрасте.

Таким образом, по имеющимся в настоящее время данным, озерно-аллювиальные отложения Убсанурской котловины, вероятнее всего, являются верхнемиоцен-нижнеплиоценовыми, так что их можно сопоставлять с туерькской свитой Горного Алтая и павлодарской свитой Казахстана.

Отложения, аналогичные миоцен-плиоценовым озерно-аллювиальным отложениям Тувы, описаны в Северо-Западной Монголии А. Х. Ивановым и Н. Л. Кудрявцевой, известны они и в Прибайкалье (Лавров, 1962; Флоренсов, 1958). По-видимому, сходство неогеновых отложений Юго-Восточного Алтая, Тувы, Монголии и Прибайкалья обусловлено одинаковым тектоническим режимом этих территорий в новейший орогенный этап геологической истории этой части Азии.

К нерасчлененным миоцен-плиоценовым отложениям Л. Д. Шорыгина (1960) на территории Тувы относит аллювиальные кварцевые пески древней гидрографической сети Тувинской котловины, сходные с песчаными прослоями глинисто-алевритового горизонта Убсанурской котловины.

Надо сказать, до последнего времени все исследователи Северо-Восточной Тувы и прилегающих районов Восточного Саяна относили к третичным отложениям широко развитые здесь базальты водораздельных участков. Эта трактовка, согласующаяся с геоморфологическими данными, опиралась на то, что в линзах осадочных пород среди туфов под базальтовой толщей Окинского плато, близ оз. Дозор-Нур С. В. Обручевым были найдены остатки третичных растений. Однако позднее при проведении среднemasштабной геологической съемки А. Д. Смирнов в том же месте, но стратиграфически несколько выше

(над туфами) в глинах, подстилающих базальты, собрал споры и пыльцу антропогенных растений, а М. Г. Гросвальд, Е. Н. Станкевич и А. К. Уфлянд (1959) собрали пыльцу того же возраста в рыхлых отложениях под базальтами Хамсара-Бийхемского водораздела. В связи с этим в настоящее время возраст нижних горизонтов базальтов между речий в Северо-Восточной Туве принимается как эоплейстоценовый. Однако на основании имеющихся фактических данных нельзя полностью исключать принадлежность части базальтов (на некоторых участках) к третичному времени, тем более, что район их распространения в Северо-Восточной Туве лежит на прямом продолжении региональной субширотной зоны разломов, в пределах которой в Прибайкалье излияния базальтов происходили с миоцена по голоцен.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ (АНТРОПОГЕНОВАЯ) СИСТЕМА*

Отложения четвертичной системы в Туве значительно больше распространены, чем дочетвертичные. Они покрывают большие площади в Тувинской, Убсанурской, Тоджинской и Джулукульской межгорных котловинах и по составу сильно отличаются от неогеновых. Отложения антропогена содержат значительно больше малоустойчивых минералов; вещественный состав их стал разнообразнее. Кроме того, в четвертичном комплексе широко развиты ледниковые образования, базальты и туфы, щебнисто-глыбовые и валунно-галечниковые отложения. Такое резкое изменение состава отложений связано с мощными орогенными движениями, происшедшими в конце плиоцена — начале антропогена, и изменением климата.

Верхняя граница неогена на территории Тувы проводится по кровле озерно-аллювиальных отложений, соответствующих туерыкской свите Алтая и павлодарской свите Казахстана.

Большое значение для расчленения образований четвертичной системы в Туве имеет отчетливое выделение весьма характерных плейстоценовых ледниковых отложений. Более древние, эоплейстоценовые, отложения лишь местами могут быть определены довольно уверенно по стратиграфическому положению под ними и благодаря характерным литологическим особенностям, позволяющим отличать их от неогеновых и палеогеновых образований. Более молодые, голоценовые, осадки обычно легко отделяются от плейстоценовых (по залеганию на древне-ледниковых отложениях). Встречающаяся в Туве четвертичная фауна имеет существенное значение для обоснования возраста лишь плейстоценовых отложений.

Находки этой фауны немногочисленны:

1. В Восточно-Тувинском нагорье по р. Харал среди аллювиальных (водно-ледниковых?) отложений цокольной террасы среднего уровня (40 м) И. Г. Нордега в 1948 г. обнаружил бивень мамонта *Mammuthus primigenius* (Blum.) и лопатку шерстистого носорога *Coelodonta antiquitatis* (определения В. И. Громова); в этих же отложениях был найден коренной зуб животного, который Э. А. Вангенгейм считает принадлежащим, по-видимому, мамонту позднего типа (Гросвальд, 1963).

* Необходимо иметь в виду, что в настоящем издании принята схема подразделения антропогенной системы, предложенная В. И. Грозовым, И. И. Красновым, Е. В. Никифоровой, Е. В. Шанцером (1961), согласно которой антропоген состоит из трех отделов: эоплейстоцена, плейстоцена и голоцена (табл. 10). В свою очередь эоплейстоцен подразделяется на три яруса и включает в себя верхи среднего (N_2^2) и верхний (N_2^3) плиоцен, а также нижний плейстоцен (Q_1) стратиграфической схемы 1932 г. Плейстоцен состоит из нижнего (Q_2) и верхнего (Q_3) ярусов. Представление об объеме голоцена не изменено (по сравнению со схемой 1932 г.).

Схема сопоставления четвертичных отложений Тувы

По схеме В. И. Громова и др., 1961 г.			По схеме 1932 г.			Северо-Восточная Тува	
Система	Отдел	Ярус	Система	Отдел	Индекс		
Четвертичная (антропогенная)	Плейстоцен	Верхний	Четвертичная	Верхний	Q ₄	Валунно-галечниковые отложения низкой и высокой пойм. Склоновые осыпно-солифлюкционные отложения; отложения современных каровых ледников	Эффузивный комплекс Базальты и их туфы в окрестностях вулканов Перетолчина и Кропоткина; отложения паразитических конусов в бассейне Бий-Хема
					Q ₃	Щебнисто-суглинистые отложения верхних частей флювиогляциальных террас. Отложения деградирующего Тоджинского ледника: косослоистые пески, ленточные глины, валунно-галечниковые плащи; озы, камы, I надпойменная задровая терраса Бий-Хема. Отложения конечной морены и флювиогляциальных плащей горных ледников Восточно-Тувинского нагорья. Моренные и флювиогляциальные отложения Тоджинского ледника: валунные суглинки и супеси, озерные глины; валунно-галечниковые отложения 15—20-метровых задровых равнин (Ий-Хемской, Тоз-Булукской, Тора-Хемской)	
	Q ₂	Нижняя часть разреза Мерзлого яра, озерные суглинки запада Тоджи и котловины Улуг-О. Щебнисто-суглинистые отложения верхних частей разрезов террас. Валунно-галечниковые отложения высоких (85 м) флювиогляциальных террас рек Хамсара, Бий-Хем. Крупновалунные отложения 25—60-метровых террас Каа-Хема у пос. Сизим (с валунами базальтов). Лёссовидные суглинки, перекрывающие флювиогляциальные валуны р. Хамсара. Валунно-галечниковые «подбазальтовые» (и с валунами базальтов) флювиогляциальные отложения долины р. Хамсара с пылью растений древнечетвертичного возраста, галечники флювиогляциального происхождения в бассейне р. Улуг-О. Валуны на междуречьях за пределами конечноморенного пояса последнего оледенения Тоджи; морены хр. Оттуг-Тайга		Базальты, туфы низких террас долин Хамсары, Бий-Хема, Кызыл-Хема			
	Q ₁	Валунно-галечниковые отложения древней долины оз. Нойон-Холь и р. Хамсара с пылью реликтов широколиственных растений		Базальты верхней (лавовой) толщи бассейна Бий-Хема			
Эоценоцен	Верхний и средний	Неогеновая	Нижний	N ₂ ² (верхи) и N ₃ ²	Q ₁	Песчано-галечниковые, гравийные отложения, плотные суглинки синего цвета с четвертичной пылью под вулканической толщей в бассейне Бий-Хема	Туфопролювий вулканов Шивит, Дерби и др. Туфы и лавы нижней вулканоластической толщи бассейна Бий-Хема

По схеме В. И. Громова и др., 1961 г.			По схеме 1932 г.			Юго-Восточная Тува	Убсанурская котловина	Тувинская котловина и горная часть Западной Тувы	
Система	Отдел	Ярус	Система	Отдел	Индекс				
Четвертичная (антропогенная)	Голоцен		Четвертичная	Современный	Q ₄	Аллювиальные отложения пойм и I террасы, делювиальные, пролювиальные, элювиальные, эоловые отложения			
	Плейстоцен	Верхний		Верхний	Q ₃	<p>Пролувиальные щебни и лёссовидные суглинки верхних частей 8—15-метровых террас</p> <p>Флювиогляциальные отложения, сопрягающиеся с конечными моренами</p> <p>Конечные морены, сопряженные с I и II террасами</p>	<p>Пролувиальные отложения верхних частей разрезом террас</p> <p>Аллювиальные отложения 3—8-метровых террас</p>	<p>Пролувиальный конус выноса, сопряженных с I террасой. Аллювий I надпойменной террасы. Флювиогляциальные отложения последнего оледенения; озерно-ледниковые отложения. Конечные «свежие» морены последнего оледенения</p>	
		Нижний		Средний	Q ₂	<p>Делювиально-пролювиальные отложения, перекрывающие III, IV террасы</p> <p>Аллювий 25—60-метровых (III и IV) террас</p>	<p>Пролувиальные щебни, суглинки, перекрывающие террасы. Аллювиальные отложения 20—60-метровых террас</p>	<p>Пролувиальные отложения 20—80-метровых террас. Солифлюкционно-пролювиальные и озерно-болотные отложения (Чингекат) с нижнеплейстоценовой (Q₂) пылью и фауной. Аллювий 20—80-метровых (II, III) террас</p> <p>Сильно выветрелые морены, расположенные по периферии морен последнего оледенения</p>	

По схеме В. И. Громова и др., 1961 г.			По схеме 1932 г.			Юго-Восточная Тува	Убсанурская котловина	Тувинская котловина и горная часть Западной Тувы	
Система	Отдел	Ярус	Система	Отдел	Индекс				
Четвертичная (антропогеновая)	Эоплейстоцен	Верхний	Четвертичная	Нижний	Q ₁	Отложения Тайрисской котловины. Аллювий широких 60—150-метровых террас Балыктыг-Хема, Харги, правых притоков Тес-Хема; бурые щебнисто-галечниковые отложения, выветрелые, дальнеприносные мощностью до 30—35 м. Аллювий верхнего уступа высокой террасы р. Эми	Сильно выветрелые галечники древней долины Тес-Хема, мощность более 26 м. Перекрыты отложениями террасы (Q ₂ —Q ₃)	Щебнистые суглинки и глины днища Хемчикской котловины, мощностью у пос. Актотрак до 120 м	«Бурые галечники», погребенные под нижнеплейстоценовым аллювием в Тувинской котловине
		Нижний и средний							
								Бекенская свита (N ₂ ²). Охристо-желтые песчано-галечниковые (галька разрушена) ожелезненные отложения долин рек Каргы и Могун-Бурень; перекрывают с несогласием угленосные отложения кошагачской свиты; перекрываются в эродированных частях грубыми пролювиальными щебнями (Q ₁)	

2. В Западной Туве в бассейне р. Большой Ак-Хем, в аллювиальных отложениях II надпойменной террасы близ пос. Чингекат на глубине 7 м в 1956 г. были найдены два зуба мамонта (Ефимцев, 1961). Один из них, по определению В. И. Громова, принадлежит *Mammuthus primigenius* (Blum.) раннего типа (верхняя половина среднего плейстоцена. Там же, в 1 км выше поселка у основания террасы, по сведениям, собранным И. Г. Нордега в 1949 г., известны находки бивней мамонта.

3. В Центральной Туве, в русле р. Элегест в верхнем течении, в отложениях одной из нижних террас найдены зубы и части скелета мамонта, а также обломки черепа шерстистого носорога — представителей фауны верхнепалеолитического комплекса, выделенного В. И. Грозовым и характеризующего верхнеплейстоценовые отложения (Шорыгина, 1960).

4. В Юго-Восточной Туве, в долине р. Эми, по данным А. Н. Божинского, в аллювиальных отложениях погребенной террасы у прииска Эми найдены кости мамонта и зубы жвачного животного, а выше по долине, у устья ключа Кудургу-Хем в делювиально-пролювиальных отложениях — зуб мамонта.

Известны также отдельные находки переотложенной четвертичной фауны. Так, один местный житель у подножия 18-метровой левобережной террасы Бий-Хема (выше Хутинского порога) обнаружил бивень и два черепа крупных млекопитающих. По фотографии и обмерам, сделанным М. Г. Гросвальдом (1963), Э. А. Вангенгейм пришла к заключению, что один из черепов принадлежит длиннороговому зубру *Bison priscus* var. *longicornis* W. Громова, а второй — носорогу *Coelodonta* sp. Недалеко от этого места, в долине р. Хорес, впадающей в Бий-Хем, в обнажении 6-метровой террасы Ю. В. Чудинов нашел крупный бивень мамонта *Mammuthus primigenius* (Blum.).

Таким образом, перечисленные фаунистические остатки относятся лишь к двум комплексам: нижнеплейстоценовому (мамонт раннего типа) и верхнеплейстоценовому (обычная форма мамонта и носорог).

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Отложения эоплейстоцена на территории Тувы и всей области гор Южной Сибири являются своего рода «орогенным» комплексом, приуроченным к главному этапу создания горного рельефа этой территории (Гудилин, Додин, Нордега, 1952; Шорыгина, 1960; Лунгерсгаузен и Раковец, 1958; Ефимцев, 1961; Девяткин, 1963; Логачев, 1962, Равский, 1962). Для этого времени типично значительное уменьшение площадей озерных бассейнов и увеличение снизу вверх по разрезу размера обломочного материала.

Отложения эоплейстоцена представлены различными типами континентальных осадков, частично субаэральными. Бурая окраска субаэральных фаций большей части эоплейстоценовых отложений связана с повышенным содержанием в них окислов железа, а наличие в их составе выветрелого обломочного материала обусловлено интенсивным разрушением и выносом рыхлых продуктов донеогеновой коры выветривания из участков поднимающихся гор. Субаквальные фации характеризуются большой карбонатностью, которая часто придает им белесоватый светло-серый тон. В целом же в эоплейстоцене выветривание было значительно более слабым, чем в предшествующее время (Шорыгина, 1960).

Рассмотрим выделенные нами три основных генетических типа отложений эоплейстоцена.

Пролувиальные и аллювиально-пролувиальные отложения наиболее распространены в прибортовых частях Тувинской, Убсанурской и Джулукульской котловин (Ефимцев, 1961; Шорыгина, 1960; Деяткин, 1963) и в других депрессиях. Отложения, имеющие четко выраженный «орогенный» характер, сформировались под влиянием мощных временных потоков, которые выносили грубообломочный материал и образовали по бортам котловин шлейфы мощностью до 100 м и более. Нижние части разрезав этих шлейфов сложены желтовато- или красновато-бурыми щебенчатыми суглинками, супесями и иногда пластинчатыми глинами.

В Тувинской котловине около пос. Актоврак, по данным бурения, пролувиальные отложения представлены (сверху вниз): 1) серыми щебнистыми супесями и суглинками мощностью 30—35 м; 2) толщей желтовато- и красновато-бурых, а также зеленовато-серых щебнистых суглинков и глин мощностью 70—85 м.

Л. Д. Шорыгина относит к эоплейстоцену красно-бурые вязкие глины, обнажающиеся по долинам рек Хонделен и Алаш (у подножия горы Бай-Тайга). У устья р. Алды-Ишкин наблюдается их налегание на бурые галечники.

В западной Туве эоплейстоценовые аллювиально-пролувиальные отложения встречены также в верховьях р. Каргы и в долине р. Могун-Бурень.

В долине р. Каргы бурые или охристо-желтые пролувиальные песчано-галечные накопления эоплейстоцена, по данным О. А. Раковец, перекрывают угленосные миоценовые отложения, имея с ними резкую границу (с признаками размыва). Галечники, в которых встречаются валуны до 0,2 м диаметром, перемежаются с прослоями песка, гравия и небольшими линзами глины. Гальки представлены породами, развитыми в осевой части Шапшальского хребта. Отложения сильно ожелезнены и выветрелы, что отличает их от вышележащих пород. Слои слабо наклонены в сторону от гор; в этом же направлении уменьшается размер и увеличивается окатанность обломочного материала. Мощность указанных отложений достигает нескольких десятков метров; О. А. Раковец относит их к бекенской свите.

Сходный характер имеют и эоплейстоценовые отложения в долине р. Могун-Бурень. В Джулукульской котловине подобные отложения перекрывают ледниковыми плейстоценовыми отложениями.

Пролувиальные и аллювиально-пролувиальные отложения, аналогичные вышеприведенным, были описаны И. С. Гудилиным в основании мощных предгорных шлейфов в долинах рек южного склона нагорья Сангилен, а также на Восточно-Тувинском нагорье.

В Убсанурской котловине Л. Д. Шорыгина наблюдала у подножия хр. Танну-Ола, по долине р. Холу, в Козьем овраге несогласное налегание почти горизонтально лежащих розовых песков, крупнозернистых песчаников и конгломератов на дислоцированные неогеновые отложения. Эти рыхлые образования, выделенные ею в так называемый «верхний обломочный горизонт», она относит к эоплейстоцену, мощность их до 15 м. Перекрываются они нижнеплейстоценовым аллювием.

Аллювиальные «бурые галечники» широко распространены в современных и древних долинах и котловинах Тувы; наиболее хорошо изучены они в Тувинской котловине. Бурые галечники распространены здесь по левобережным притокам долины р. Хемчик и по долине р. Енисей у северного борта Тувинской котловины (Шорыгина, 1960; Ефимовцев, 1961). Галечники, по-видимому, верхнеэоплейстоценового возраста (Q₁) развиты на высоких цокольных террасах рек Хонделен, Алаш, Ак-Суг, Алды-Ишкин, на высоте 120—80 м над современным урезом рек.

Ниже по долинам, у выхода в Хемчикскую впадину террасы снижаются до высоты 60—45 м; в прибортовых участках этой впадины они резко оборваны и галечники погребены под более молодыми отложениями. В долине прорыва, где р. Хемчик пересекает Хемчикский хребет, бурые галечники приурочены к террасам, имеющим высоту 200—300 м над урезом воды.

В изученных Л. Д. Шорыгиной (1960) разрезах по долинам вышеупомянутых рек бурые галечники имеют в общем однообразный характер; они представлены хорошо окатанным и отсортированным материалом разнообразного петрографического состава. Величина отдельных валунов закономерно изменяется по направлению от гор к центру котловины от 50 до 10—15 см. Галька и валуны покрыты бурой железистой корочкой, характерен железистый цемент обломочного материала. Часть галек значительно разрушена выветриванием. В линзах крупно- и среднезернистых песков, встречающихся среди галечников, наблюдается косая слоистость.

В ряде случаев бурые галечники встречаются в древних долинах. Например, в бассейне р. Алды-Ишкин они были встречены в сухой ложбине, отделенной мелкосопочником от современной долины, такая же картина наблюдалась в нижнем течении р. Ирбитя на южном склоне хр. Танну-Ола (Маслов, 1948).

К отложениям этого же возраста и типа относятся выветрелые красно-бурые (охристо-рыжие) галечники Убсанурской котловины, которые были изучены Н. И. Парвицкой и И. С. Гудиным. На правобережье р. Тес-Хем вблизи устья р. Эрзин при шурфовке второй террасы были вскрыты сильно выветрелые галечники с линзами косослоистых песков, серых и бурых глин с редкими растительными остатками. Гальки гранитов и песчаников настолько выветрелы, что рассыпаются при небольшом механическом воздействии. Мощность отложений более 26 м. Эти отложения частью размыты р. Тес-Хем и перекрыты нижнеплейстоценовыми (Q_2) отложениями второй террасы, что и позволяет отнести их к эоплейстоцену.

У восточной оконечности хр. Танну-Ола в верховьях р. Шурмак присутствуют галечники высокой террасы, которая смыкается с поверхностью перевала Чаа-Ова-Арт (Самагалтайского перевала). Н. И. Парвицкая относит эти галечники к нижнечетвертичным (Q_1). Искусственной выработкой, пройденной у перевала, вскрыт разрез толщи этих галечников, в котором отмечается чередование валунно-галечниковых или галечниковых прослоев с песчано-галечниковыми и, реже, песчаными. Общая мощность разреза 26 м.

К доледниковым отложениям, имеющим эоплейстоценовый (Q_1) возраст, относится аллювий древней гидрографической сети, существовавшей в районе Тоджинской котловины. Этот аллювий, по данным И. С. Гудиной, у оз. Нойон-Холь на высоте нескольких десятков метров над урезом воды (вблизи низкого перевала в долину р. Хамсара) представлен светло-серой или бурой супесью с примесью гравия, серыми суглинками, гравийным и валунно-галечным материалом, образующим отдельные включения, а также крупнозернистыми плотными светло-желтыми песками. Каменный материал хорошо окатан и разнообразен по петрографическому составу. Наблюдается послойная сортировка материала. Среди валунов и галек встречаются как свежие, так и выветрелые, имеющие отчетливо выраженную бороватую корку толщиной до 3 см. Видимая мощность отложений 4,5 м. По мнению В. П. Гричука, проводившего палинологическое изучение описанных отложений, их следует датировать нижним плейстоценом (Q_1 по схеме 1932 г.). Их флористический комплекс, помимо обычных таежных видов — сосны, кедра,

березы, ели, — характеризуется присутствием небольшого количества пыльцы широколиственных пород: дуба, липы и лещины, что указывает на существование теплого и мягкого климата. Присутствие только двух видов сосен исключает, по мнению В. П. Гричука, возможность отнесения этих отложений к плиоцену.

Большой интерес представляют данные об аллювиальных или пролювиальных эоплейстоценовых отложениях, залегающих под кайнозойскими базальтами междуречья Хамсары и Бий-Хема в депрессиях древнего рельефа (в настоящее время значительно приподнятых). Первое описание этих отложений было дано в 1948 г. И. И. Белостоцким. В одной из таких депрессий в бассейне р. Соруг эти отложения в основном представлены галечниково-гравийным материалом, сцементированным плотным темно-серым суглинком, по-видимому, богатым каолином; местами связующей массой служит плотный песок зеленовато-серого цвета. Окатанность каменного материала средняя и хорошая; преобладают мелкие гальки, но встречаются крупные и даже валуны. Петрографический состав разнообразен: преобладают местные породы, но встречаются и материалы, принесенные издалека (хорошо окатанные гальки кислых эффузивов). Гальки и валуны покрыты бурыми корочками выветривания. Мощность отложений, как правило, не превышает 0,5 м, но местами, вероятно, под напором базальтов галечники образуют линзообразные утолщения до 4 м мощностью.

М. Г. Гросвальд и Е. Н. Станкевич (1959) в двух пунктах в аналогичных условиях обнаружили тонкие линзы серо-зеленых глинистых песков с мелкой галькой, подстилающие вулканокластическую толщу. Пыльцевой анализ образцов, выполненный в лаборатории палеогеографии МГУ под руководством М. П. Гричук, показал господство в спектрах четвертичных видов сосны (*Pinus sibirica*, *P. silvestris*), при значительном присутствии березы и небольшом пихты, ели, ивы, ольхи. В виде единичных зерен встречается пыльца широколиственных пород — граба и ильма, — а также экзотических хвойных. В небольших количествах присутствуют травянистые (злаки, полыни и осоковые). На основании этих данных М. Г. Гросвальд (1963) считает отложения эоплейстоценовыми.

Эоплейстоценовые аллювиальные отложения довольно широко развиты в Юго-Восточной Туве. В Тайрисской котловине они были обнаружены И. С. Гудилиным по левобережью р. Тайрис у входа ее в ущелье. Останец слагаемой ими террасы имеет здесь высоту около 60 м. Отложения представлены валунно-галечниковым хорошо окатанным и послонно отсортированным, местами довольно выветрелым материалом разнообразного петрографического состава, связующей породой является темно-серая супесь. Валунно-галечниковые отложения образовались, по-видимому, в доледниковое время при интенсивных эоплейстоценовых движениях по тектоническим швам, обрамляющим Тайрисскую котловину.

Несомненно эоплейстоценовыми являются отложения высоких террас в долинах многих рек нагорья Сангилен. Наиболее хорошо они изучены в долине р. Эми (рис. 46). Отложения, которые здесь отнесены к эоплейстоценовым, представлены весьма разнообразным по механическому составу аллювиальным материалом. Местами они содержат много валунов, сцементированных буровато-серым суглинком, в других местах обнаружен валунник, заключенный в серой супеси. Валуны имеют размер до 50 см; встречаются выветрелые валуны. В основании разреза на коренных породах лежит горизонт галечников, плотно связанных карбонатным цементом мощностью до 40 см. Общая мощность отложений от 8 до 30—35 м. Эоплейстоценовые отложения погребены

под делювиально-пролювиальными наносами ниже- и среднеплейстоценового возраста.

Отложения четвертичного **эффузивного комплекса**, нижняя часть которого относится к эоплейстоцену (см. табл. 10), очень распространены в бассейне р. Бий-Хем. Согласно представлениям С. В. Обручева, базальты Северо-Восточной Тувы и Окинского района Восточного Саяна представляют собой остатки единого третичного туфо-лавового покрова, который залегал на всей поверхности плоскогорья. Столовые горы Шивит, Дерби-Тайга и другие считались останцами пород, слагающих верхние части этого покрова.

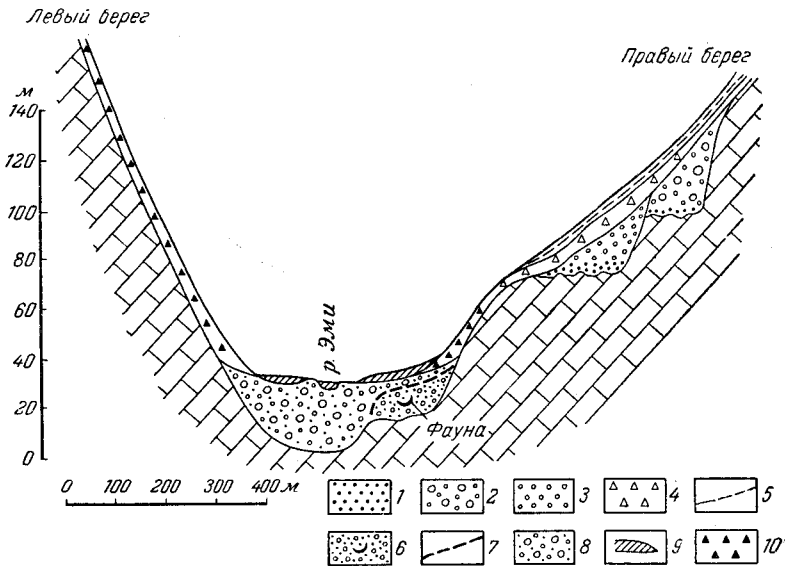


Рис. 46. Схематический поперечный профиль через долину р. Эми. Отложения погребенных террас верхнего комплекса. 1—3 — аллювиальные отложения эоплейстоцена (1 — галечник мелкий в плотном карбонатном цементе, 2 — крупные валуны и галечник в плотном суглинке, чередующемся с супесью, 3 — мелкий галечник в плотном суглинке, чередующемся с супесью и гравием); 4 — делювиальные отложения нижнего плейстоцена — глина плотная со щебенкой мелкой (с пылью растений холодной степи); 5 — делювиально-солифлюкционные отложения верхнего плейстоцена и голоцена (щебнисто-иловые образования). Отложения погребенных террас среднего комплекса: 6 — водно-ледниковые отложения верхнего плейстоцена — крупные валуны и галечники в плотном суглинке (внизу) или супеси (вверху) с остатками *Bison priscus* и *Elephas primigenius* (погребенная терраса); 7 — делювиально-солифлюкционные отложения верхнего плейстоцена, покрывающие погребенную террасу — мерзлая черная глина; 8 — аллювиальные отложения голоцена — валуны и гальки в серой супеси с линзами песка и суглинка; 9 — современные болотные и пойменные отложения; 10 — современные щебнистые осыпи

В результате последующих более детальных исследований (Г. В. Махин, А. А. Ильичев, Е. Н. Станкевич, А. Д. Смирнов, А. К. Уфлянд и особенно М. Г. Гросвальд) представления о возрасте и характере эффузивной толщи Северо-Восточной Тувы существенно изменились. Находка эоплейстоценовой пыли под нижней частью толщи дала основание упомянутым исследователям считать возраст базальтов четвертичным (эоплейстоценовым). Кроме того, было установлено, что вулканические горы Шивит, Дерби-Тайга, Соруг-Чушку-Узу представляют собой центральные вулканы щитового типа, а базальтовые покровы междуречья — лавовые шлейфы этих вулканов, спускавшиеся в долины рек Хамсара, Азас, Соруг (Гросвальд, 1957, 1958, 1959; Гросвальд, Станкевич, Уфлянд, 1959; Белостоцкий, 1958, 1963).

В бассейне верховьев Бий-Хема, по последним данным, эффузивная серия представлена двумя толщами: 1) нижней, вулканокластической, и 2) верхней, состоящей из нескольких покровов оливковых базальтов, залегающих с угловым несогласием на первой. К эоплейстоцену относятся только нижняя из этих двух толщ.

Вулканокластическая толща состоит из пирокластических пород, переслаивающихся с тонкими лавовыми потоками.

Наблюдаются скопления спекшихся вулканических бомб сплюсненной формы, имеющих диаметр до 20 см. Мощность отдельных лавовых потоков обычно составляет 6—10 м. Слоистость толщи напоминает дельтовую, причем между отдельными пачками имеются следы размыва и небольшие угловые несогласия (Гросвальд, Станкевич и др., 1958).

Слои туфов, слагающие вулканы Шивит, Соруг-Чушку-Узу и Дерби-Тайга, полого наклонены в стороны от их центров под углом от 25 до 8°, что служит одним из подтверждений наличия здесь эродированных эруптивных аппаратов.

Мощность вулканокластической толщи на участках вулканов Шивит и Дерби-Тайга достигает 700 м (до 0,9 мощности всего комплекса). При удалении от вулканов мощность этой толщи быстро сокращается, при этом содержание в ней пирокластического материала уменьшается, а роль лав возрастает. На расстоянии 10 км от гор туфы и обломочный материал полностью исчезают, замещаясь лавами, мощность которых особенно велика в депрессиях древнего рельефа.

В районе гор Шивит и Дерби-Тайга в верхах вулканокластической толщи М. Г. Гросвальдом описаны четвертичные туфо-морены и туфо-пролювий. Туфо-морены характеризуются наличием ледниковой штриховки как на поверхности валунов, так и на поверхностях напластования цементирующей туфовой породы, причем штрихи на тех и других ориентированы одинаково — в направлении общего падения склонов вулканов. Валуну сложены базальтами и другими, более древними породами (гранитами, метаморфическими сланцами и пр.). По мнению этого исследователя, описанные образования по происхождению являются подледно-вулканическими и гляцио-пролювиальными.

Условно к эоплейстоценовым отложениям отнесены **озерные образования** Терехольской котловины, выполняющие центральную и западную части озерной равнины. У борта котловины они перекрыты делювиальными и пролювиальными отложениями. Обнажающаяся 3—4-метровая толща озерных суглинков, обычно черного, желто-серого и темно-бурого цвета, содержит растительные остатки и банки остракод. Среди последних М. И. Мандельштам определил: *Hyocypris bradyi* Sars., *Candona albicans* Brady, *C. rostrata* Brady et Norman, *C. neglecta* Sars., *C. ex gr. lapponica* Ekman, характерные для плиоцен-четвертичного времени. Пыльца растений в образцах, собранных там же Г. Б. Высоцкой, характеризует лесную растительность (пыльцы деревьев 91%, пыльцы трав 2%, спор — 7%) нижнечетвертичного времени (Q₁ по схеме 1932 г.).

ПЛЕЙСТОЦЕН

Плейстоценовые отложения на значительных площадях представлены образованиями эффузивного комплекса, ледниковыми, водноледниковыми и озерными отложениями (особенно связанными с полупокровными ледниками), а также мощными пролювиальными шлейфами. Отложения плейстоцена резко отличаются от более древних отсутствием отчетливых следов выветривания и более или менее одинаковой степенью сохранности слагающего их материала. В большинстве

случаев (за исключением Тоджинской котловины) плейстоценовые осадки лежат в глубоко врезанных долинах и впадинах.

Рассмотрим основные генетические типы плейстоценовых образований.

Эффузивный комплекс. *Базальты верхней части эффузивного комплекса (лавовая толща).* Базальтовые потоки и покровы, бронирующие вулканические постройки Хамсара-Бийхемского водораздела и слагающие верхние части лавовых шлейфов вокруг них, образуют несколько горизонтов.

В некоторых долинах бассейнов рек Хамсара и Азас эрозия вскрыла несколько базальтовых потоков, хорошо различимых благодаря четкому контакту между пузыристой верхней частью нижележащего потока и плотной нижней частью покрывающего. Так, в верховьях р. Азас И. С. Гудилиным было отмечено не менее десяти отдельных потоков, средняя мощность каждого из них 5—7 м. Суммарная мощность верхней лавовой толщи обычно не превышает 100 м.

Возраст толщи устанавливается как нижнеплейстоценовый (Q_2) на основании следующего: 1) нижележащая вулканокластическая толща представлена отложениями с эоплейстоценовой пылью; 2) на поверхности вулканов, из которых изливались лавы, слагающие рассматриваемую толщу, наблюдаются многочисленные следы экзарационной деятельности верхнеплейстоценовых ледников. М. Г. Гросвальд наблюдал, что лавовые потоки, спускаясь в долины рек Хамсара и Соруг, перекрывают сохранившиеся в этих долинах нижнеплейстоценовые галечники; кроме того, вышеописанные туфо-морены (четвертичные тиллиты), перекрытые лавами этой толщи, по его мнению, связаны с эоплейстоценовыми (по принятой здесь схеме) ледниками. Следовательно, возможно, что возраст данной толщи является нижнеплейстоценовым.

Базальты низких террас долин рек Хамсара, Бий-Хем, Кызыл-Хем и Каа-Хем имеют весьма широкое распространение; мощность их изменяется от 5—6 до нескольких сот метров. В долинах рек эти базальты слагают террасовидные уступы, в которых наблюдается обычно несколько потоков плотных базальтов, разделенных горизонтами пористых лав. Так, в долинах рек Кызыл-Хем и Каа-Хем таких потоков по меньшей мере — четыре. Самый нижний из них лежит на террасе Каа-Хема и перекрывает крупногалечниковый конгломерат флювиогляциального происхождения; мощность его здесь 10—15 м. Второй снизу базальтовый поток доходит до устья правого притока Каа-Хема — р. Унжей — и имеет мощность 15—18 м; третий — протягивается до устья р. Кызыл-Хем, где общая мощность трех потоков достигает 50—60 м. Четвертый поток прекращается где-то между устьем р. Кызыл-Хем и р. Сарыг-Чазы. Базальты как бы стекаются в приустьевые части Кызыл-Хема и Каа-Хема. Очаг излияния находился, по-видимому, где-то в районе истоков р. Нижн. Теректы, впадающей в Кызыл-Хем на пересечении ее с зоной тектонического нарушения (рис. 47).

В долине р. Хамсара суммарная мощность базальтовых потоков достигает 60—70 м. Здесь очаги излияния базальтов приурочены к местам пересечения зон тектонических нарушений с долинами рек. Один из таких очагов наблюдается близ устья р. Соруг (Белостокский, 1963). Длина базальтовых потоков, спускавшихся отсюда по долине Хамсары, достигала минимум 80 км.

Возраст базальтов низких террас устанавливается на основании следующего: они перекрываются ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями верхнеплейстоценового (Q_3) и подстилаются флювиогляциальными отложениями нижнеплейстоценового (Q_2) возраста.

Отложения ледникового комплекса. Стратиграфия отложений ледникового комплекса Тувы наименее разработана. В настоящее время считаются установленными верхнеплейстоценовые ледниковые и флювиогляциальные отложения, выделяются также моренные и флювиогляциальные отложения нижнего плейстоцена. Четко дифференцируются отложения долинных ледников и ледников полупокровного типа.

В Тоджинской и Джулукульской котловинах существовали ледники полупокровного типа: здесь хорошо выражены конечноморенные валы, языковые бассейны, флювиогляциальные террасы или задровые равнины. Особенностью моренных накоплений ледников этого типа является слабое развитие валунных суглинков и преобладание хорошо отмытых песчано-гравийных отложений с включением валунов, гальки и неокатанных глыб большого диаметра.

Долинные ледники не создавали столь классических форм древнеледникового рельефа. Достаточно отчетливо выражены и достигают сравнительно большой высоты лишь конечноморенные валы. Для этих отложений весьма характерны валунные суглинки и обилие щебнистого материала.

Моренные отложения нижнеплейстоценового оледенения. Конечные морены нижнеплейстоценовых ледников обнаружены в нескольких районах. Для этих морен характерны фрагментарность распространения за пределами площадей верхнеплейстоценового оледенения, наличие выветрелого материала и денудированность форм аккумулятивного рельефа.

На южном склоне массива Монгун-Тайга на 15—30 м ниже четкого уступа молодого конечноморенного вала расположен участок сильно сглаженной морены, без четких бугров и гряд (Ефимцев, 1961). Эта морена условно может быть отнесена к нижнему плейстоцену.

На юго-западном склоне хр. Шапшальский, частично за границей Тувы, в наиболее полных разрезах четвертичных отложений, по данным А. А. Вишневого, О. А. Раковец и других, к нижнеплейстоценовому оледенению могут быть отнесены два горизонта морен пепельно-серого цвета, разделенных толщей флювиогляциальных галечников. Морены нижнего горизонта представлены песчано-гравийным материалом с крупными валунами и галькой. Мощность нижнего горизонта 8—10 м, а верхнего до 20 м. Возраст отложений определяется их залеганием на буром эоплейстоценовом пролювии, а также тем, что их перекрывают более молодые ледниковые отложения, относимые к верхнему плейстоцену.

В бассейне р. Хемчик к моренным отложениям нижнего плейстоцена Л. Д. Шорыгина отнесла плотно сгруженные крупные валунники, обнажающиеся в русле и в первой надпойменной террасе Хемчика, по долинам рек Алаш и Барлык ниже «свежих» (Q_3) конечных морен. Ледниковый характер этих отложений оспаривается Н. А. Ефимцевым (1961).

На северо-востоке Тувы крупные (до 4 м) выветрелые эратические валуны устойчивых пород наблюдались М. Г. Гросвальдом (1963) на водоразделах за пределами верхнеплейстоценового полупокровного оледенения и Ю. В. Чудиновым в северных предгорьях хр. Тумат-Тайга. Время их накопления определяется условно как нижнеплейстоценовое (по комплексу геоморфологических признаков, преимущественно на основании положения этих валунов за краем верхнеплейстоценового оледенения).

Водно-ледниковые нижнеплейстоценовые отложения. У западной окраины Тувы (в основном за ее пределами) Е. В. Девяткин отмечает наличие водно-ледниковых отложений, примыкающих к внешнему краю

древних (Q_2) морен западного склона Шапшальского хребта в Джулукульской котловине.

На северо-востоке Тувы в бассейне Бий-Хема наиболее древняя (IV надпойменная) флювиогляциальная терраса высотой до 85 м отнесена М. Г. Гросвальдом к нижнему плейстоцену. У устья р. Хамсара и на ближайшем участке правобережья Бий-Хема отложения этой террасы представлены слоем лёссовидных суглинков до нескольких метров мощностью (обычно 2—2,5 м) и залегающей под ними мощной толщей галечников и валуников, в состав которой входят гальки и валуны гранитов и неокатанные глыбы красноцветных песчаников; мощность этой толщи более 75 м. Характерна резкая граница слоя лёссовидных суглинков с подстилающими отложениями; вблизи основания слоя суглинки местами переходят в параллельнослоистые супеси и пески. Для валуно-галечниковой толщи типично общее убывание размеров валунов и галек сверху вниз по разрезу: вверх встречаются валуны и глыбы до 2,5 м в сечении, внизу, как правило, преобладают гальки и небольшие валуны, редко достигающие 0,5 м. На поверхности каменного материала часто наблюдаются следы выветривания (ожеженная зона) или известковистые корочки. Сортировка материала всюду плохая. Спорадически по всему разрезу встречаются линзы гравия или грубозернистых песков.

К водно-ледниковым относятся также и отложения более низкой (40—50 м) III надпойменной террасы, представленной на правобережье р. Хамсара выше устья р. Чаваш. Возможно, что два уровня террас являются следами двух стадий отступления нижнеплейстоценового оледенения. М. Г. Гросвальд описал в террасе по Бий-Хему мерзлотные смятия и псевдоморфозы по ледяным клиньям.

Возраст водно-ледниковых отложений определяется, с одной стороны, тем, что наиболее древние, эоплейстоценовые базальты представлены в них в виде галек и валунов, а с другой стороны, тем, что в эти террасы (III и IV) вложены террасы I и II, сопрягающиеся с моренами верхнеплейстоценового возраста.

В бассейне р. Улуг-О к нижнему плейстоцену Ю. В. Чудинов относит 10-метровую толщу галечников 60—100-метровой (IV) террасы, перекрываемой верхнеплейстоценовой мореной.

К аллювиальным или флювиогляциальным нижнеплейстоценовым отложениям Ю. В. Чудинов относит также галечники 18-метровой террасы Бий-Хема, обнаженные в низах разреза Мерзлый яр, а также в нижней части II надпойменной (6-метровой) террасы по р. Хорес, где им была обнаружена плейстоценовая фауна (см. выше).

На галечниках Мерзлого яра, видимая мощность которых достигает 2—3 м, по наблюдениям И. С. Гудилина, залегают 15—16-метровая толща супесей с большим количеством горизонтов захороненной почвы, остатков стволов деревьев и линзами льда, особенно многочисленными в верхней части разреза. Эту толщу Ю. В. Чудинов считает принадлежащей верхнему плейстоцену. М. Г. Гросвальд, также изучавший отложения Мерзлого яра, сопоставляет галечники нижней части представленного здесь разреза с флювиогляциальными галечниками высоких террас района устья Хамсара, т. е. относит их, как и Ю. В. Чудинов, к нижнему плейстоцену, но вышележащую толщу супесей считает не верхнеплейстоценовой, а нижнеплейстоценовой межледниковой, о чем, по его мнению, говорят результаты пылецевого анализа отложений и найденная в переотложенном состоянии фауна (Гросвальд, 1963; Матвеева, 1960).

Флювиогляциальные галечники, лежащие в глубоко врезанных долинах Хамсара, Соруга, Серлиг-Хема, Каа-Хема и Кызыл-Хема под

«долинными» базальтами (рис. 48), были описаны И. С. Гудиным, И. И. Белостоцким, М. Г. Гросвальдом, Г. В. Махиным и др. (Белостоцкий, 1958; Гудин, Додин, Нордега, 1952; Агентов, Гудин и др., 1956; Гросвальд, 1963). В трех известных выходах подбазальтовых отложений по рекам Хамсара и Соруг мощность отложений достигает 10 м. Нижний контакт базальтов обычно неровный; местами отмечается затекание лавы в карманы рыхлых отложений. На контакте с базальтами встречен горизонт лёссовидных суглинков палевого цвета до 0,5 м



Рис. 48. Характер нижнеплейстоценовых флювиогляциальных отложений (1), залегающих под плейстоценовыми базальтами (2) в среднем течении долины р. Хамсара. Фото И. С. Гудина

мощностью. Вниз по разрезу суглинки сменяются косослоистыми песками и галечниками с крупными валунами (до 1,5 м); валуны состоят из дальнеприносных пород, в том числе из базальта; иногда они имеют утюгообразную форму и покрыты глубокими шрамами. Спорово-пыльцевой анализ образцов, собранных в подбазальтовых отложениях И. И. Белостоцким, И. С. Гудиным, М. Г. Гросвальдом, показал преобладание травянистых растений (75%) над древесными (25%); характерны береза, сосна — в нижней части разреза; ольха, ель — в верхней его части (в лёссовидных суглинках); показательно присутствие ксерофитных кустарничков и травянистых растений — эфедры, полыней, маревых. Формирование основной толщи галечников происходило в условиях мягкого сухого климата, лёссовидных суглинков — в условиях более мягкого климата. Возраст валунно-галечниковых отложений определяется как нижнеплейстоценовый; залегающие на них базальты перекрыты плащом водно-ледниковых верхнеплейстоценовых отложений.

Моренные отложения верхнеплейстоценового оледенения. Наибольшее распространение эти отложения имеют в районах полупокровного оледенения — в Тоджинской и Джулукульской котловинах. Они представлены конечными и долинными моренами и образуют холмисто-моренный

ландшафт на водоразделах и в депрессиях рельефа. Увеличение мощности моренного материала отмечается в продольных и поперечных ложбинах, между бараньими лбами. У внешнего края мощность морены увеличивается до 100 м; моренные образования перемежаются с флювиогляциальными и озерными накоплениями. Отложения донной и конечной морен широко развиты в основных горных сооружениях Тувы.

Характерными чертами моренных отложений верхнего плейстоцена Тувы являются преобладание слабо окатанного валунно-галечникового материала, отсутствие или слабое развитие слоистости, серый цвет заполнителя — супеси (ледник полупокровного типа) или суглинка (горно-долинные ледники), присутствие очень большого количества дресвы и щебня, наличие штрихованных утлогообразных валунов разной величины (в Тоджинской котловине до 2 м), существование отдельных линз суглинка и супеси.

Возраст моренных отложений определяется по фаунистическим и геоморфологическим данным как верхнеплейстоценовый.

Водно-ледниковые верхнеплейстоценовые отложения как бы окаймляют области развития конечных морен. В районах полупокровного оледенения (Тоджинская котловина) они образуют задровые равнины нескольких уровней. Высокая (15—20 м) задровая равнина в Тоджинской котловине сложена хорошо окатанным валунно-галечниковым материалом, количество которого уменьшается с глубиной и по удалению от конечной морены. Валунно-галечниковый материал составляет до 70% общего объема. Серые супеси и гравийно-галечниковый материал хорошо отмыты.

Низкая задровая равнина (8—10 м), образование которой связано с фазами таяния мертвого льда Тоджинского ледника, сложена галечниковым и мелковалунным материалом в серой супеси. На аэроснимках задровых равнин отчетливо прослеживаются направления стока талых вод.

Флювиогляциальные отложения горно-долинных ледников существенно отличаются от вышеописанных. Они образуют I надпойменную, местами II надпойменную террасы непосредственно за конечноморенными валами. Отложения представлены плотно сгруженным валунным, валунно-галечниковым, супесчаным материалом, с включениями в верхах разреза линз щебнисто-суглинистых образований конусов выноса. В щебнисто-суглинистых отложениях найдена фауна верхнеплейстоценового возраста.

Озерно-ледниковые верхнеплейстоценовые отложения очень широко развиты в Тоджинской, Серлигхемской и Джулукульской котловинах. В Джулукульской котловине они лежат на морене нижнеплейстоценового оледенения. Внизу здесь обнажаются косослоистые пески с гравием, выше плотные глины и ленточные супеси светло-палевого цвета. В Серлигхемской котловине ленточные глины достигают мощности 40 м. Широко развиты они также в Тоджинской котловине, где перекрываются мощной толщей косослоистых песков с валунно-галечниковым горизонтом вверх.

Отложения эскеров. Особое место среди ледниковых и водно-ледниковых отложений верхнего плейстоцена в Туве занимают отложения эскеров. Все эскеры (озы, камы, камовые и дельтово-ледниковые террасы), как и многочисленные маргинальные каналы и террасы оседания, сформировались в регрессивную фазу оледенения. Особенно подробно эти формы и связанные с ними отложения изучены на северо-востоке Тувы, в бассейнах Азаса и Хамсары.

М. Г. Гросвальд (1961) показал, что в строении эскеров области участвуют две основные толщи: нижняя — мощная (до 60 м), сложен-

ная преимущественно мелкозернистыми осадками, и верхняя — мало-мощная (1—2 м), галечно-валунная. Нижняя толща представляет собой «серию погрубения»: в ее основании обычно лежат ленточные глины, которые вверх по разрезу последовательно сменяются мелкой, средне- и крупнозернистыми песками; последние в некоторых случаях переходят в гравий и мелкую гальку. Первичная текстура нижней толщи параллельнослоистая (внизу), волнисто- и плетенчатослоистая (вверху); в ее верхах, кроме того, обычно наблюдаются следы интенсивных криотурбаций. В дельтово-ледниковых террасах между верхней и нижней толщами заключена средняя, мощная диагональнослоистая толща, представляющая собой так называемую «переднюю часть» древней дельты.

На основании анализа многочисленных материалов М. Г. Гросвальд пришел к заключению, что эскеры Тувы целиком сформировались в период распада позднеплейстоценового покровного оледенения. Согласно его представлениям, нижняя толща была отложена в озерах, занимавших промежутки между глыбами мертвого льда и коренными склонами (в случае образования камовых террас) или в ледниковых трещинах, на их пересечениях и в подледных пустотах (в случае образования озов и камов). Верхняя толща сформировалась в то же время, но в иных гидрологических условиях — ледниково-речных, которые сложились после того, как озерные ванны были выполнены наносами. Валунны и галька этой толщи отложены потоками талых ледниковых вод; гидравлический уклон этих потоков превышал уклоны поверхности новообразованных озерно-аккумулятивных равнин и стаявшего до их уровня льда. Поэтому указанные потоки в общем случае не могли эродировать, а лишь аккумуляровали. После стаивания глыб мертвого льда, валунный плащ, покрывавший его поверхность, спроектировался на днища образовавшихся на их месте западин.

Аллювиальные и делювиально-пролювиальные отложения нижнего плейстоцена. Аллювиальные отложения нижнего плейстоцена, по мнению большинства исследователей, представлены галечниками речных террас среднего уровня. Так, по Н. А. Ефимцеву, 1961, отложения II надпойменной террасы по возрасту соответствуют моренам первого оледенения. По Л. Д. Шорыгиной (1960), средние террасы сложены валунно-галечниковыми аллювиальными отложениями и перекрывающими их щебнистыми, существенно лёссовидными осадками.

Для делювиально-пролювиального плаща, достигающего местами 15 м и более мощности, характерна слоистость, связанная с наличием довольно выдержанных, линзообразно выклинивающихся алевро-супесчаных прослоев в общей супесчано-щебнистой толще пролювия. Иногда валунно-галечниковый или щебнистый материал лежит на эоплейстоценовых «бурых галечниках», слагающих цоколи террас (р. Хемчик ниже устья р. Алды-Ишкин, р. Холу в Убсанурской котловине).

Для определения возраста делювиально-пролювиальных или солифлюкционных отложений, синхронных нижнеплейстоценовому оледенению, большой интерес представляет опорный разрез по р. Чингекат. Здесь, по наблюдениям В. А. Благодрава, Л. А. Благодравой и Т. А. Ильиной, обнажается 25-метровая толща, в которой выделяются (сверху вниз) три части: 1) суглинки со щебнем и гумусированными прослойками (8,5 м); 2) щебнистая глина бурая, черная, зеленоватая с песчаными прослойками (12 м); 3) мелкий валунник в песчано-гравелистом цементе с линзами глины (4,5 м). Описанные отложения перекрыты, верхнеплейстоценовой мореной. По мнению О. В. Матвеевой, характер растений, выявленных в описанном разрезе спорово-пыльце-

вым методом, свидетельствует об относительно теплых межледниковых условиях во время формирования средней его части и суровых ледниковых условиях — во время формирования верхней и нижней частей разреза.

ГОЛОЦЕН

Отложения, более молодые, чем описанный выше ледниковый комплекс, являются голоценовыми (или современными). Генетические типы этих отложений обладают отчетливо выраженной закономерной приуроченностью к определенным элементам рельефа.

Аллювиальные отложения низкой и высокой пойм, а также местами I надпойменной террасы занимают наибольшие площади на расширенных участках межгорных долин, а также в межгорных котловинах. Поймы рек сложены самым разнообразным по механическому составу материалом. В районах интенсивных поднятий, где долины рек глубоко врезаны, пойма сложена грубообломочным, плохо окатанным материалом, смешанным с отложениями делювиально-пролювиальных выносов (правые притоки Каа-Хема и Шишкита, большинство мелких ключей нагорья Сангилен и др.). В менее глубоко врезанных, ящикообразных долинах отмечается хорошая окатанность аллювиального материала (много гравия и мелкой гальки).

Современные элювиальные отложения трудно отличимы от более древних, поэтому могут быть выделены лишь условно. Широко представлены они на древних выровненных поверхностях; характер элювиальных отложений меняется в зависимости от высотного положения поверхности и состава коренных пород.

Высоко приподнятые участки покрыты грубообломочным элювием небольшой мощности, формирующимся под влиянием мерзлотных и морозно-солифлюкционных процессов. Здесь развиты нагорные террасы, в строении которых участвуют как элювиальный, так и делювиальный материал. На заболоченных водоразделах Сангилена (Гудилин, 1956) и Восточного Танну-Ола (Белостоцкий, 1958) встречаются торфяные бугры пучения, сложенные черным болотным суглинком с примесью мелкого щебня вверху и крупного — внизу.

В пределах выровненных поверхностей среднегорья широко развиты элювиальные суглинки, тонкие, серовато-бурого цвета, с небольшим количеством щебня, но лишь незначительная часть их может быть отнесена к современным образованиям.

Делювиальные и делювиально-пролювиальные современные отложения значительно распространены, но они трудно отделимы от более древних отложений того же происхождения. Чаще всего, при геологическом картировании их выделяют как нерасчлененные верхнеплейстоценово-голоценовые отложения (Q_{3-4}).

На участках глубоко расчлененного рельефа нижние части склонов каров, эрозионных воронок и долин закрыты мощным чехлом рыхлых отложений гравитационного и делювиального происхождения, механический и вещественный состав которых весьма разнообразен и находится в прямой зависимости от интенсивности процессов разрушения и характера подстилающих пород. Будучи вынесены в крупные долины, делювиально-пролювиальные отложения образуют разнообразные по величине конусы выноса, врезающиеся в древние щебнисто-галечниковые накопления.

В области низкогогорья и мелкосопочника делювиально-пролювиальные отложения перекрывают маломощным слоем первую надпойменную

террасу, врезанную в древние конусы выноса, представлены эти образования лёссовидными суглинками и щебнем различной величины.

Кроме того, делювиально-пролювиальные отложения (щебнистые супеси, суглинки, пески, глины) выполняют долинообразные понижения Тувинской и Убсанурской котловин. Мощность их, по данным бурения, в районе слияния рек Каа-Хем и Бий-Хем и в районе оз. Чедер достигает 9 м; ниже залегают бурые или красно-бурые глины, вероятно, доголоценового возраста.

Широко распространены в Туве **гравитационные и солифлюкционные отложения**. Описание для района Восточного Танну-Ола приводится в работе И. И. Белостоцкого (1958): некоторые разновидности солифлюкционных отложений, слагающие каменные глетчеры, описаны М. Г. Гросвальдом на северо-востоке Тувы (1959).

Эоловые отложения широко распространены в Убсанурской и Улуг-Хемской котловинах и представлены перевеваемой частью песчаных накоплений (закрепленные «боровые» пески являются более ранними образованиями). Значительные площади эоловые отложения занимают на II надпойменной террасе. Все формы их имеют юго-восточную ориентировку. Пески существенно кварцевые, мелко- и тонкозернистые, хорошо окатанные, желтовато-серого цвета; глинистые частицы почти отсутствуют.

К голоцену, кроме описанных отложений относятся **травертиновые образования**, развитые близ горячих источников в зоне разломов (например, по р. Изык-Суг в Северо-Восточной Туве), а также **продукты эруптивной деятельности** (шлаки, лавы и пр.) небольших паразитических конусов в районе полуразрушенных щитовых вулканов Хамсара-Бийхемского водораздела.

ОТЛОЖЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

В Центрально-Тувинской котловине к отложениям, получившим это наименование, относятся озерные отложения оз. Чедер. Бессточная впадина озера в значительной мере выполнена глиной, иловатыми суглинками, супесями и илами. Озерные отложения, по данным В. Б. Агентава, весьма изменчивы в горизонтальном направлении и по вертикали. Нижнюю часть разреза образуют темно-серые озерные глины, которые выше сменяются илами или грязью, малопригодной для лечебных целей (используется лишь верхний горизонт ила). На берегу оз. Чедер функционирует грязевой курорт.

МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

Магматические и метаморфические образования широко распространены в Тувинской АССР. Особенно они развиты в восточных ее районах, где значительные площади сложены метаморфическими толщами докембрия, докембрийскими гранитными интрузиями и крупными массивами гранитоидов позднекембрийского таннуольского интрузивного комплекса. Довольно широко они представлены также в западной части Тувы, где известны каледонские гранитные интрузии шапшальского комплекса и девонские гранитоиды сютхольского комплекса. В гораздо меньшей степени магматические комплексы развиты в центральных районах описываемой территории, в пределах Тувинского прогиба, где распространены только девонские вулканогенные образования и небольшие массивы девонских и позднепалеозойских гранитных и габбро-сиенитовых интрузий сютхольского и торгалыкского комплексов.

Магматические образования Тувинской АССР весьма различны по петрографическому составу, формационному типу и геологическому возрасту.

Степень геологической изученности этих образований Тувы неодинакова и в общем еще недостаточна, хотя и может считаться более высокой, чем в ряде других районов Алтае-Саянской складчатой области. Систематическое исследование магматических образований Тувы началось в 1945 г. В 1949 г. была предложена схема расчленения магматических образований; были намечены следующие интрузивные комплексы и размещение последних и указана приуроченность их к определенным тектоническим структурам (Кузнецов и Пинус, 1949). Таким образом, были выделены: 1) докембрийская Эрзинская гранитная интрузия; 2) кембрийский гипербазитовый комплекс; 3) таннуольский позднекембрийский (салаирский) интрузивный комплекс сложного состава; 4) древнекаледонский (досилурийский) чингекатский гранитный комплекс; 5) позднекаледонский гранитный комплекс; 6) позднекаледонский комплекс малых габбро-диабазовых интрузий; 7) варисский гранитный комплекс. При описании выделенных комплексов им была дана краткая металлогеническая характеристика (Кузнецов, 1953). Многочисленные последующие исследования подтвердили справедливость этой схемы и вместе с тем дополнили ее, уточнив ряд положений.

Ряд комплексов был подвергнут специальным геолого-петрографическим исследованиям. Так, следует отметить работы по гипербазитам Тувы и Алтае-Саянской области в целом (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1955, 1958), по нижнекембрийскому вулканизму Тувы (Пинус, 1961) и по таннуольскому интрузивному комплексу (Пинус, 1961), а также исследование, посвященное закономерностям развития раннепалеозой-

ского магматизма Тувы (Иванова, 1963) и др. Кроме того, следует отметить ряд работ по геологии щелочных интрузий востока Тувы (Р. М. Яшина, В. А. Кононова, Н. Е. Костин, В. С. Кудрин, Г. В. Махин, А. С. Павленко). В последнее время выполнены исследования по геологии и петрографии торгалыкского интрузивного комплекса (А. П. Кривенко). Указанные материалы, а также многие другие данные, накопленные в процессе геологосъемочных и поисковых работ многочисленными исследователями, позволяют дать общую характеристику магматических и метаморфических комплексов Тувы.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЗМА ТУВЫ

Анализ имеющихся материалов позволяет наметить следующую схему развития и размещения магматических комплексов Тувы (табл. 11).

Достаточно четко выделяются пять разновозрастных эпох магматизма, соответствующих основным этапам тектонического развития территории Тувы. Каждая из этих эпох отличается свойственными ей магматическими комплексами.

Наиболее ранней является *байкальская* эпоха магматизма, отвечающая этапу развития и консолидации байкальской (позднекембрийской) геосинклинальной системы. К заключительным стадиям этой эпохи, видимо, относится формирование гранитной интрузии с полями редкометальных и слюдяных пегматитов. Эта интрузия первоначально выделялась как Эрзинская (Кузнецов, 1946), в настоящее время она справедливо сопоставляется с саянским гранитным комплексом Восточного Саяна. В Туве этот комплекс распространен ограниченно, только в пределах байкалид Сангилена и окраины Восточного Саяна. Абсолютный возраст пород комплекса определяется в пределах 600—700 млн. лет.

Далее следует *салаирская* эпоха магматизма, охватывающая нижний и средний кембрий и соответствующая этапу развития и замыкания первичной геосинклинальной (эвгеосинклинальной) системы почти на всей территории Алтае-Саянской области и в том числе на территории Тувы. С первой половиной этой эпохи связано проявление мощного, главным образом подводного вулканизма. Его производными являются диабазовый, андезит-порфириновый и кератофировый комплексы нижнего и частично, вероятно, среднего кембрия, которые справедливо рассматриваются как эквиваленты формаций спилито-кератофирового ряда, считающихся особенно характерными для первичных геосинклиналей. С этими вулканогенными комплексами связываются проявления медного оруденения (самородной меди) и железооруденения вулканогенно-осадочного типа*.

К первой половине салаирской эпохи приурочены также интрузии ультраосновной глубинной магмы и формирование актовракского гипербазитового комплекса. Доказано, что эта интрузия является ранне-складчатой, связанной с формированием зон глубинных разломов. К образованиям этого комплекса приурочены месторождения хризотил-асбеста и талька и проявления хромитового оруденения.

* Вполне вероятно, что с этими вулканогенными комплексами в Туве связаны субвулканические интрузии габбрового ряда, как это имеет место в некоторых других районах Алтае-Саянской области, однако пока это еще не установлено. Не исключена возможность наличия на территории Тувы кембрийских интрузий, представителей габбро-пироксенит-дунитовой формации, которые установлены в Западном и Восточном Саяне и к которым, по-видимому, относится расположенный на севере Тувы, в истоках р. Систиг-Хем стратифицированный массив горы Булка.

Схема развития магматизма и магматические комплексы Тувы

Эпохи магматизма	Этапы развития складчатой области	Геологический возраст	Магматические комплексы		Абсолютный возраст (млн. лет)	Металлогеническая характеристика (рудные формации)
			вулканические	интрузивные		
Байкальская	Геосинклинальный (миогеосинклинальный)	РСт		Саянский (эрзинский) гранитоидный комплекс	600—700	Редкометалльные и слюдяные пегматиты
Салаирская	Развитие вулканогенной геосинклинальной системы (эвгеосинклинальной)	Ст ₁	Диабазово-андезитовый (эквивалентный спилито-кератофировой формации)	Актовракский гипербазитовый комплекс Таннуольский габбро-плагиогранитный комплекс	500—550	Самородная медь, железорудная вулканогенно-осадочная формация
	Консолидация салаирской геосинклинальной системы	Ст ₂ Ст ₂₋₃			480—550	Асбест, хромиты Скарновая магнетитовая и золоторудная (иногда с шеелитом и сульфидами) формации
Каледонская	Развитие терригенной геосинклинальной системы, консолидация ее	О		Шапшальский гранитоидный комплекс	450—460	Кварцево-золото-шеелитовая формация
Девонская	Орогенный, развитие внутренних прогибов	D ₁	Диабазовый и порфировый	Сютхольский и бренский гранитные комплексы Сангиленский щелочной комплекс Торгалькский габбро-сиенитовый комплекс	400	Самородная медь Кварцево-молибденово-медная формация
		D			400	Редкие металлы, нефелин
		D—C			330—380	Гематитовая, медно-кобальтовая формации
Герцинская	Вторичная геосинклинальная система в Горном Алтае и на юго-западе Тувы	СР		Юстыдский (калбинский) гранитный комплекс	250—260	Кварцево-вольфрамитовая формация
Мезозойская	Орогенный	Mz		Диабазовый (?)		
Кайнозойская				Базальтовый		

С интрузиями гипербазитов связаны небольшие тела габбро и габбро-диоритов палинггенного генезиса, как правило, более поздние, чем интрузии гипербазитов, хотя они и близки им по возрасту.

Салаирская складчатость второй половины кембрия, замыкание геосинклинальной системы и консолидация салаирских складчатых зон сопровождалась мощным глубинным магматизмом в виде соскладчатых (синорогенных) интрузий габбро-гранодиорит-плагиогранитного состава, объединяемых в многофазный таннуольский интрузивный комплекс. Наиболее крупные массивы таннуольского комплекса размещаются в Восточной Туве в зоне границ байкалид и салаирид, а также в структурах последних. Возраст этого комплекса твердо установлен как позднекембрийский, доордовикский, абсолютный возраст пород по многим данным составляет 480—550 млн. лет. С этим комплексом связывается магнетитовое оруденение контактово-метасоматического типа и проявления золотого, вольфрамового, медного и свинцово-цинкового оруденения.

Не менее четко обособляется *собственно каледонская* магматическая эпоха, охватывающая конец кембрия — ордовик. Она отвечает этапу развития и замыкания «терригенных» (или флишевых) геосинклиналей, в том числе каледонских геосинклинальных прогибов Западного Саяна и Горного Алтая, периферических по отношению к ранее консолидированным салаирским складчатым структурам центральных и восточных районов Тувы. По характеру магматизма эта эпоха чрезвычайно резко отличалась от предыдущей. Если салаирская эпоха характеризовалась активным проявлением наземного вулканизма и широким развитием основных и ультраосновных магм, то в каледонскую эпоху практически не было проявлений вулканической деятельности, основные магмы вообще отсутствовали, зато был широко развит глубинный гранитный магматизм, обычно теснейшим образом связанный с глубоким метаморфизмом терригенных алюмосиликатных толщ, выполняющих каледонские геосинклинальные прогибы.

Производные гранитного магматизма каледонской эпохи выделяются в Туве в качестве шапшальского интрузивного комплекса. В его состав входят Шапшальский, Чингекатский, Саянский и ряд менее крупных массивов, расположенных на крайнем западе и северо-западе Тувы (в структурах Западного Саяна и восточной части Горного Алтая). Возможно, к шапшальскому комплексу следует относить также небольшие тела интрузий, прорывающих фаунистически охарактеризованные отложения ордовика на северо-востоке Тувы, в бассейне верховьев р. Систиг-Хем (некоторые авторы эти интрузии относят к большепорожскому комплексу Западного Саяна).

Массивы шапшальского комплекса сложены преимущественно биотитовыми гранитами и гранодиоритами, часто гнейсовидными. Характерно отсутствие четких контактов: обычны постепенные переходы от гранитов к гнейсам (нередко очковым, с характерными порфиробластами микроклина и плагиоклаза) и к метаморфическим сланцам, а затем — к вмещающим песчано-сланцевым породам кембро-ордовика. Видимо, в образовании пород шапшальского комплекса весьма существенную роль играли процессы магматического замещения, в также последующего щелочного и кварцевого метасоматоза. Можно думать, что данный комплекс был образован в значительной мере путем кристаллизации палинггенной гранитной магмы, очаги которой возникали на сравнительно небольшой глубине в пределах сиалической оболочки, вероятно, в корневых зонах терригенных геосинклинальных прогибов и часто на месте формирования гранитных массивов. Как видно, шапшальский комплекс является типичным представителем гранитной

батолитовой формации. По отношению к складчатости вмещающих толщ интрузии данного комплекса являются соскладчатыми (синогенными).

Геологическими методами возраст интрузии шапшальского комплекса определяется как раннекаледонский, вероятно, ордовикский, но явно досилурийский. Следует напомнить, что еще на первых стадиях изучения магматических комплексов Тувы Г. В. Пинусом (1949) было установлено наличие гранитов, сходных с эндоконтактовыми разновидностями пород Чингекатского массива, т. е. одного из представителей шапшальского комплекса, в составе гальки базального конгломерата чергакской свиты силура (в правом борту долины р. Барлык, в 2—3 км выше устья р. Улу-Шуй). Досилурийский возраст комплекса устанавливается по сопоставлению его с аналогичными интрузиями в соседних районах Горного Алтая. Абсолютный возраст по многим определениям из разных массивов Тувы колеблется в пределах 450—460 млн. лет (Иванова, 1963), цифрами такого же порядка выражается возраст интрузий в Горном Алтае. С гранитами шапшальского комплекса Тувы связывают проявления золото-вольфрамового оруденения.

Если магматизм нижнего палеозоя, т. е. салаирского и собственно каледонского геосинклинальных этапов развития Тувы, изучен удовлетворительно, то магматические образования последующих этапов, имеющие средне- и позднепалеозойский, а также послепалеозойский возраст, изучены и описаны явно недостаточно. У части исследователей появилась тенденция считать все проявления послесилурийского магматизма в Туве (кроме кайнозойских базальтов) близко одновозрастными доверхнедевонскими и связывать их целиком с завершающими стадиями развития каледонской складчатой системы Тувы. Однако есть основания полагать, что проявления магматизма здесь были достаточно разнообразными и различными по возрасту, продолжаясь в верхнем девоне и, вероятно, в позднем палеозое, т. е. уже в герцинском этапе развития структур Тувы. Кроме того, намечаются проявления мезозойского магматизма и известны кайнозойские излияния базальтов.

Наиболее мощный этап эффузивного и интрузивного магматизма, сопоставимый по масштабу с кембрийским, проявился в самом конце силура и главным образом в первую половину девонского периода, в связи с чем правомерно выделять особую *девонскую* эпоху магматизма. На большей части территории Тувы, занятой байкальскими, салаирскими и каледонскими складчатыми структурами, девонская эпоха характеризовалась орогенными условиями развития, когда преобладали глыбовые движения консолидированных блоков, был сформирован и развивался Тувинский наложенный прогиб, и по окаймляющим его подновленным швам глубинных разломов и по другим глубоким расколам на поверхность и в верхние горизонты земной коры проникали производные глубинного магматизма.

Среди этих производных выделяются вулканические комплексы нижнего и начала среднего девона, пока еще сравнительно слабо изученные. Судя по имеющимся данным, в их составе явно преобладают породы основного и среднего состава — диабазовые порфириты, диабазы, андезитовые порфириты, во многих случаях сходные по петрографическому и химическому составу с породами нижнекембрийских вулканических комплексов (Пинус, 1961). В меньшей степени развиты породы кислого состава — кварцевые порфиры, фельзиты, альбитофиры, известные главным образом в западных районах Тувы и в верхней части разреза эффузивных серий девона. Сравнительно редко отмечаются щелочные породы. В целом девонские вулканические комплексы

Тувы по возрасту и по типу формации весьма сходны с вулканическими комплексами Минусинской котловины (Лучицкий, 1960), имеют некоторое сходство с девонскими вулканогенными толщами Уйменского прогиба Восточного Алтая, но существенно отличаются от вулканических комплексов центральных и западных районов Горного Алтая, в том числе Ануйско-Чуйской зоны, где вулканогенные образования имеют более молодой возраст — эйфельский, живетский и даже верхнедевонский — и в их составе преобладают производные кислых липарито-дацитовых лав, причем девонские вулканогенно-осадочные толщи имеют там характер не орогенных, а скорее геосинклинальных формаций.

Вулканогенные девонские комплексы Тувы, судя по отрывочным данным, представлены не только эффузивными и пирокластическими образованиями, но и жерловыми телами, а также субвулканическими интрузивными массивами, но последние еще весьма слабо изучены. О металлогенической характеристике этих комплексов также мало известно; отмечаются лишь проявления медного оруденения типа вкрапленной самородной меди.

С девонскими вулканическими образованиями довольно близки по возрасту и обнаруживают в ряде случаев тесную пространственную связь гранитоидные интрузии, выделяемые в сютохольский и бреньский интрузивные комплексы. В состав сютохольского комплекса входит байтайгинская группа гранитных массивов верховьев рек Хемчик и Алаш. Эти массивы сложены главным образом калиевыми гранитами и граносиенитами, нередко порфирированными; в краевых частях обычны гранодиориты и диориты. В некоторых мелких массивах развиты сиениты и щелочные граниты, часто розовые и мясо-красные. Гранитоиды восточных районов Тувы, близкие по составу и по возрасту вышеописанным, объединяются в бреньский интрузивный комплекс. Видимо, в состав этих же комплексов следует включать и Ховахсинскую интрузию порфирированных гранитов и граносиенитов, выделявшуюся ранее в качестве самостоятельного интрузивного комплекса (Иванова, 1961).

Возраст сютохольского комплекса определяется довольно точно как нижнедевонский. Возможно, что указанные интрузивные комплексы являются комагматичными по отношению к девонским вулканогенным образованиям. С интрузиями указанных комплексов связываются проявления вольфрам-молибденовой, медной и свинцово-цинковой минерализации.

В восточных районах Тувы главным образом среди докембрийских карбонатных толщ по окраине байкалид размещаются массивы щелочных сиенитов, нефелиновых сиенитов, щелочных габброидов и уртитов, объединяемые в сангиленский интрузивный комплекс. Некоторые исследователи выделяют здесь два самостоятельных разнородных интрузивных комплекса — карадырский, который рассматривается как производное гранитоидной магмы, чикский комплекс, включающий производные габброидной магмы (Иванова, 1961). Большинство исследователей считают, что щелочные интрузии этих комплексов генетически связываются с гранитоидами сютохольского и бреньского комплексов и, вероятно, также являются девонскими или несколько более поздними. Имеются указания (в частности, определение абсолютного возраста пород) на то, что щелочные интрузии востока Тувы неоднородны и, кроме девонских, здесь, возможно, имеются более молодые позднепалеозойские и мезозойские интрузии. По типу все они являются посторогенными, типичными для платформенных условий образования. С ними связаны проявления редкометальной минерализации и месторождения алюминиевого сырья.

По-видимому, совершенно иной характер имеют интрузии, объединяемые в торгалыкский интрузивный комплекс, в состав которого включаются малые посторогенные трещинные интрузии преимущественно основного состава (габбро, пироксениты, диабазы, диориты). Характерно размещение массивов этого комплекса вдоль региональных разломов, ограничивающих Тувинский средне-позднепалеозойский прогиб.

Некоторые исследователи подчеркивают, что специфической чертой габбровых массивов торгалыкского комплекса является постамагматическая альбитизация пород; отмечается большая сложность состава этого комплекса и делаются предположения о наличии в нем второй фазы, производными которой считаются массивы граносиенитов, сиенитов и щелочных рибекитовых гранитов. Комплекс в целом рассматривается как представитель габбро-сиенитовой формации (А. П. Кривенко), но по мнению других геологов, гранит-порфиры, граносиениты и щелочные граниты, нередко пространственно ассоциирующиеся с габброидными интрузиями описываемого комплекса, следует выделять в особый — нижеулаятский — комплекс (Иванова, 1961 и др.).

Интрузии торгалыкского (и нижеулаятского) комплекса следует решительно отделять от описанных выше девонских вулканических и интрузивных комплексов. По возрасту, торгалыкский комплекс является более молодым, возможно, позднепалеозойским. Массивы этого комплекса прорывают не только ниже- и среднедевонские, но и верхнедевонские (франские) толщи Тувинского прогиба (в бассейне р. Торгалык). Абсолютный возраст пород комплекса в пределах 330—380 млн. лет довольно хорошо согласуется с геологическими данными о вероятном последевонском, т. е. по существу герцинском, возрасте интрузий этого комплекса. С торгалыкским комплексом связывается довольно разнообразная минерализация, в том числе магнетитовое, гематитовое, медно-кобальтовое оруденения*.

В ряде районов Центральной и Западной Тувы известны дайковые тела и комплексы даек диабазов и габбро-диабазов, которые нередко локализируются в зонах разломов, контролирующих ртутное оруденение, и в некоторых случаях, по-видимому, непосредственно предшествуют ртутному оруденению (Кузнецов, 1960). Есть основания думать, что имеются малые диабазовые дайковые интрузии еще более поздние, чем торгалыкские, возможно *позднерцинские* или даже мезозойские, подобно тому, как это имеет место в соседних районах Горного Алтая.

Наконец, в Юго-Западной Туве выделяются несомненно позднерцинские гранитные интрузии юстыдского комплекса, сопоставляемые с интрузиями калбинского комплекса Горного Алтая, Рудного Алтая и Калбы. Эти гранитные интрузии размещаются в осевой зоне хр. Чихачева и прорывают черносланцевые флишеидные толщи верхнего девона — нижнего карбона, принадлежащие к геосинклиналиному ряду формаций, слагающих Ануйско-Чуйскую структурно-формационную зону Горного Алтая. Последняя относится к вторичной каледонско-герцинской геосинклинали, стабилизированной в раннерцинском этапе. Граниты юстыдского комплекса являются результатом внедрения кислой гранитной магмы, они относятся к батолитовой гранитной формации и сопровождают основную складчатость вмещающих толщ, т. е. являются соскладчатými. Придерживаясь известной схемы Ю. А. Билибина, их следовало бы относить к производным «средних этапов развития

* Из приведенной характеристики торгалыкского комплекса видно, что включать в его состав субвулканические массивы — производные девонского вулканизма, — как это делали некоторые исследователи, безусловно, не следует. Это — явно различные и разновозрастные образования.

подвижных зон». Абсолютный возраст интрузий определяется в 250—260 млн. лет. Они сопровождаются характерным для позднегерцинских гранитных интрузий Горного Алтая вольфрам-молибденовым орудением.

Производные этого же юстыдского герцинского гранитного комплекса в других районах Тувы пока неизвестны. Однако есть основания считать, что в каледонских структурах Тувы, примыкающих к Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоне, они могут иметь место*.

В заключение следует упомянуть о *мезозойских* и *кайнозойских* базальтах Тувы. К производным основного магматизма в мезозое, возможным аналогом траппов Сибирской платформы, могут быть отнесены редкие дайки базальтов так называемого чаданского комплекса, рвущие угленосные юрские отложения Центральной Тувы (Иванова, 1961). Наконец, выделяются третичные и четвертичные базальты, обширные излияния которых известны на востоке Тувы, но отдельные проявления которых установлены и в центральных ее районах.

Таким образом, магматические образования в Туве являются разновозрастными и гетерогенными. Выделяется пять эпох магматизма повышенной активности: байкальская, салаирская, собственно каледонская, девонская и герцинская. Кроме того, в мезозое и кайнозое имел место вулканизм.

На протяжении палеозоя максимальной активности магматизм достиг в салаирскую эпоху, затем периодически возобновлялся в несколько ослабленном виде, причем не закончился и в конце каледонского этапа развития структур Тувы, и незначительно проявлялся в герцинском и, возможно, в мезозойском этапах.

Следует отметить, что интрузии гранитоидов (батолитового типа), считающиеся характерными для «средних этапов развития подвижных зон», проявились на территории Тувы по крайней мере трижды: в виде докембрийских гранитов саянского комплекса, каледонских гранитов шапшальского комплекса и герцинских гранитов юстыдского комплекса. Это говорит о том, что сложная и гетерогенная в тектоническом отношении территория Тувы является в известном смысле полициклической.

Вместе с тем развитие магматизма в Туве было направленным и необратимым процессом, это выражается, в частности, в том, что деятельность основных и ультраосновных магм в салаирском этапе развития сменилась в более поздних этапах, в том числе в каледонском, деятельностью кислых гранитных магм. Это, по-видимому, является следствием и одним из выражений закономерной необратимой эволюции земной коры. Последняя на территории всей Алтае-Саянской области имела на раннем, эвгеосинклинальном, этапе развития океанический характер с прерывистой и сравнительно маломощной гранитно-метаморфической оболочкой, а затем, после того как были накоплены алюмосиликатные толщи терригенных геосинклиналей, приобрела свойства коры континентального типа с характерными очагами кислой гранитной магмы. Направленность развития магматизма выражена и закономерным размещением гранитных интрузий: более древние, докембрийские, располагаются ближе, а более молодые, каледонские и тем более герцинские, соответственно, все на большем расстоянии от окраины Сибирской платформы, что согласуется с последовательной стабилизацией разновозрастных складчатых структур Тувы.

* Надо сказать, что в иной тектонической обстановке производные этого комплекса могут иметь характер трещинных интрузий и легко могут быть приняты за производные более ранних интрузивных комплексов.

МЕТАМОРФИЗМ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТОЛЩ

Все докембрийские породы Тувы подверглись метаморфизму. Повсеместно развиты проявления регионального метаморфизма, достаточно широко представлены также контактовые изменения пород как прогрессивные, так и регрессивные. Кроме того, в приразломных зонах наблюдаются следы дислокационного метаморфизма, выраженного смятием и рассланцеванием, а непосредственно в разломах — катакластического, характеризующегося дроблением пород, сопровождаемым возникновением гидротермальных минеральных новообразований.

Основной особенностью **регионального метаморфизма** докембрийских отложений на территории Тувы является его неоднородность как по разрезу, так и по площади. В целом региональный метаморфизм подчинен вертикальной зональности. Большой выдержанностью региональных метаморфических фаций докембрия характеризуется Северо-Восточная Тува (Восточный Саян и бассейн рек Бий-Хем и Кызыл-Хем), меньшей — Юго-Восточная (нагорье Сангилен).

По интенсивности регионального метаморфизма докембрийские отложения разделяются по вертикали на три комплекса: нижний, средний и верхний. Нижний включает чинчилигскую серию Сангилена, шутхулайскую свиту бассейна верховьев Бий-Хема и Кызыл-Хема. Средний комплекс охватывает балыктыгхемскую и чартисскую (билинскую) свиты, верхний — айлыгскую (нарынскую), харальскую и охемскую свиты.

В Северо-Восточной Туве нижний комплекс докембрия представлен слюдяными гнейсами, содержащими прослой мраморов, амфиболитов и кристаллических сланцев. Характерно широкое распространение мигматитов, главным образом артеритов. Встречаются также мигматиты других типов, в частности теньевые. Образование мигматитов связано с внедрением докембрийских интрузий. Для пород нижнего комплекса типичны гранобластические структуры и полосчатые текстуры.

Средний комплекс сложен графитистыми мраморами, слюдяными гнейсами и кристаллическими сланцами. В верхней части большая роль принадлежит амфиболитам. По степени регионального метаморфизма эти породы очень близки к описанным выше породам нижнего комплекса (Махин, 1957), но отличаются от них более широким распространением кристаллических сланцев (слюдяных и амфиболовых), обычно более мелкозернистых, нешироким развитием мигматизации. Последняя, однако, распространена на достаточно крупных участках (например, в бассейне р. Одурум). Породы характеризуются лепидо-, нематогранобластическими, гетеробластическими структурами, а также полосчатыми и гнейсовидными текстурами.

Верхний комплекс значительно отличается от предыдущих. Он образован мелкокристаллическими мраморами и мраморизованными известняками типичной полосчатой текстуры, а также разнообразными зелеными метаморфическими сланцами, в которых местами распознаются первичные обломочные и эффузивные структуры. Наиболее высокие горизонты верхнего комплекса докембрия по степени регионального метаморфизма близки к заведомо нижекембрийским образованиям (туматтайгинская свита). Для пород верхнего комплекса докембрия характерны лепидобластические, нематобластические, порфиробластические структуры и сланцеватые текстуры.

Район нагорья Сангилен в целом характеризуется более слабым региональным метаморфизмом пород докембрия, незначитель-

ным изменением степени метаморфизма по разрезу и весьма значительным — по площади.

В нижнем комплексе докембрия здесь широко развиты метаморфические слюдяные, слюдяно-хлоритовые сланцы, кварциты и амфиболиты. В виде прослоев среди них иногда наблюдаются слабометаморфизованные песчаники, гравелиты, конгломераты, кое-где алевролиты, а также карбонатные породы. В названных выше метаморфизованных сланцах и кварцитах местами видны реликтовые структуры обломочных пород.

На некоторых участках метаморфические сланцы, алевролиты по простиранию на коротком расстоянии (1—2 км) переходят в более глубокометаморфизованные породы: гнейсы, мигматиты и кристаллические сланцы (реки Качик и Ара-Булак, бассейн р. Цэригин-Гол и др.).

По мнению А. В. Ильина (1956), регионально-метаморфизованные до стадии серицит-хлоритовых сланцев отложения нижнего комплекса докембрия под влиянием наложенного контактового (палеозойские интрузии) и инъекционного (докембрийские интрузии) метаморфизма переходят, соответственно, в слюдяные кристаллические сланцы и инъекционные гнейсы.

Средний комплекс докембрийских отложений Сангиленской зоны образован мраморами крупно- и мелкокристаллическими, нередко графитистыми, а также различными сланцами, с прослоями метаморфизованных песчаников, гравелитов, амфиболитов. Локально развиты гнейсы и кристаллические сланцы.

Для верхнего комплекса характерны слабометаморфизованные известняки, метаморфические сланцы, кремнисто-кварцитовые сланцы.

Контактный метаморфизм в докембрийских образованиях Тувы изучен слабо, однако установлено, что проявления прогрессивного контактового метаморфизма очень незначительно распространены на северо-востоке Тувы и весьма существенно — в Сангиленской зоне.

На северо-востоке наиболее заметному прогрессивному контактовому метаморфизму были подвергнуты карбонатные породы. В первично-терригенных и магматогенных отложениях контактовое воздействие палеозойских интрузий, как правило, вызывает регрессивный метаморфизм, что приводит в отдельных случаях к субрегиональному развитию диафоритов (например, образование серицит-хлоритовых сланцев по гнейсам среднего комплекса докембрия в верховьях р. Билин). В Сангиленской зоне контактовое воздействие палеозойских интрузий на первично-терригенные отложения нередко выражено образованием высокометаморфизованных, полностью перекристаллизованных пород.

Ниже приводится табл. 12 главнейших минеральных ассоциаций, характерных для фаций регионального и контактового метаморфизма докембрия Тувы. Из нее видно, что нижний и средний комплексы докембрия на северо-востоке Тувы относятся к амфиболит-альмандиновой фации регионального метаморфизма (по Эскола — Тернеру) с типичными минеральными парагенезисами: олигоклаз — биотит — кварц — фибролит — альмандин; роговая обманка — андезин — кварц. Иногда наблюдаются нетипичные парагенетические ассоциации (биотит — кордиерит — микроклин; микроклин — моноклинный пироксен — альмандин), более характерные для гранулитовой фации. Верхний комплекс целиком относится к фации зеленых сланцев с минеральными парагенезисами: серицит — кварц — альбит, серицит — хлорит — кварц — альбит; кварц — актинолит — эпидот и др.

В Сангиленской зоне докембрийские образования представлены преимущественно фацией зеленых сланцев. Лишь местами в среднем и нижнем комплексах отмечаются ассоциации, характерные для амфиболит-альмандиновой фации регионального метаморфизма: биотит — гранат — кордиерит; плагиоклаз — ставролит — гранат; роговая обманка — плагиоклаз и др.

Для проявлений прогрессивного контактового метаморфизма в карбонатных породах характерны парагенетические ассоциации диопсид — скаполит, форстерит — волластонит — гроссуляр (пироксен-роговиковая фация) и некоторые другие. В некарбонатных породах отмечаются парагенезисы ставролит — биотит (роговообманково-роговиковая фация); андезин — гиперстен — биотит; микроклин — биотит — альмандин; микроклин — гранат — кордиерит — плагиоклаз (пироксен-роговиковая фация).

Описанные вкратце особенности регионального и контактового метаморфизма в докембрии Тувы, вероятно, отражают своеобразие геологической истории тех или иных структурно-фациальных зон, существовавших в области распространения отложений докембрия.

Выдержанность и интенсивность регионального метаморфизма докембрия на северо-востоке Тувы свидетельствуют о значительной глубине метаморфического преобразования толщ. Это подтверждается также весьма распространенной и характерной для этого района ленточной формой докембрийских гранитоидов.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

Впервые гранитоиды докембрийского возраста в Восточной Туве были выделены В. А. Кузнецовым, А. П. Божинским, С. В. Обручевым и некоторыми другими исследователями (Кузнецов, 1946; Другова, 1948; Лурье и Обручев, 1955). Однако при последующем изучении эти интрузии большинством исследователей были отнесены к различным палеозойским интрузивным комплексам, и лишь немногочисленные небольшие тела гранитов в бассейнах рек Морен, Билин и на междуречье Чойган — Изык-Суг трактовались как докембрийские.

В число докембрийских интрузий, ошибочно отнесенных к нижнепалеозойским, входят массивы серых гнейсовидных порфириовидных и мелкозернистых гранитов и гранодиоритов нагорья Сангилен. Изучением этих массивов занимались в 1955—1957 гг. А. В. Ильин и В. М. Моралев, а в 1956 и 1960 гг. Я. Д. Шенкман, Н. Л. Вайнтроб и Г. Ю. Гаген-Торн. Результаты проведенных исследований широко используются в настоящей работе.

Наиболее хорошо изученными интрузивными телами являются массивы в бассейнах рек Хусуин-Гол, Дзос, Кыс-Тарыс и Цэригиин-Гол на юго-востоке Тувы (эрзинский комплекс).

В районе Сангилена рассматриваемые интрузии прорывают карбонатные и гнейсово-сланцевые толщи, относящиеся к нижней части докембрийского разреза — чинчилигскую, балыктыгхемскую и чартыскую свиты. Аналогичные интрузии в бассейнах рек Билин и Хамсара прорывают также айлыгскую свиту. Размеры отдельных массивов изменяются от первых десятков до сотни квадратных километров. Большинство интрузивных массивов имеет сложную конфигурацию, подчиненную преобладающему простиранию вмещающих пород. Согласно с простиранием вытянуты сателлиты, многочисленные апофизы и останцы кровли. Примером подобного рода интрузивов могут служить массивы на водоразделе Дзоса и Хусуин-Гола и в верховье р. Дзос. Так, по долине р. Сайлыг наблюдается частая перемежаемость мраморов и

согласных с ними пластообразных тел порфировидных гранитов. В том же направлении вытянуты многочисленные часто имеющие удлиненную форму останцы кровли. Контактная поверхность там, где ее удавалось наблюдать, параллельна слоистости вмещающих пород. Все это доказывает конкордантный характер интрузий докембрийских гранитоидов.

Конкордантность интрузивных тел проявляется также в подчиненности их внутреннего структурного плана пликативным структурам протерозойских толщ. Кроме того, ориентировка текстур, выраженных в параллельном расположении порфировидных выделений полевых шпатов, ксенолитов, скоплений и отдельных зерен цветных минералов, в большинстве случаев совпадает с преобладающим простиранием чартынской свиты и в зоне эндоконтакта — с направлением границ интрузий.

Другим примером согласованности структурного плана интрузий и вмещающих пород служит Кыс-Тарысский гранодиоритовый массив в верховьях р. Ихэ-Тайрисин-Гол. Изометричное в горизонтальном сечении тело интрузии рвет мраморы, в которых простирания слоев параллельны линии контакта. Текстуры течения, отчетливо выраженные в ориентировке порфировидных выделений и обильных ксенолитов, также параллельны контурам интрузии. Крутые ($75-90^\circ$) углы падения текстур на периферии и пологие ($0-45^\circ$) в центральной части интрузии позволяют предполагать, что она имела куполовидную форму.

По-видимому, также конкордантным является Цэригинский массив, сложная форма которого определяется двумя направлениями простираний вмещающих пород. Сложность очертаний интрузий мелкозернистых биотитовых гранитов в среднем течении р. Билин, относимых к тому же комплексу, в некоторой степени обусловлена подчиненностью интрузивных тел и их апофиз слоистости сложно дислоцированных вмещающих толщ*.

Наиболее широко представлены в докембрийских интрузиях серые гнейсовидные граниты, крупнопорфировидные, реже крупнозернистые и пегматоидные (Цэригинский массив), иногда преобладают гранодиориты (Кыс-Тарысский массив). Меньший объем занимают диориты и габбро и мелко- и среднезернистые граниты и гранодиориты. В формировании интрузий намечаются три этапа, определяющиеся неоднократно наблюдавшимися секущими контактами между породами: а) группы диоритов и габбро, б) порфировидными гранитами и в) гранодиоритами и мелкозернистыми гранитами — гранодиоритами. Расположение мелкозернистых гранитов и гранодиоритов в приконтактной части или массивов, или вмещающих пород, а также сходство их состава и прочих характеристик с таковыми порфировидных гранитов и гранодиоритов позволяет рассматривать их как фазу дополнительных интрузий.

Перечисленные выше породы обладают рядом свойств, позволяющих отличать их от типичных пород палеозойских интрузий, встречающихся в области развития докембрия, и, учитывая также их структурное положение, выделять в самостоятельный интрузивный комплекс. Общей особенностью интрузивных образований комплекса является наличие

* Охарактеризованным выше интрузиям можно противопоставить девонские (бреньские) и кембрийские (таннуольские) массивы Сангилена, лишенные отчетливых текстур течения и сопрягающиеся не со складчатыми, а с дизъюнктивными структурами. Особенно наглядно различие структурных позиций интрузий в бассейне Хусуин-Гола и Дзоса, где серые порфировидные граниты и диориты слагают тела, форма которых подчинена северо-восточным и северо-западным простираниям складчатости докембрийских отложений, а палеозойские интрузии приурочены к грабену, выполненному кембрийской (?) вулканогенной толщей, и к ограничивающим его разломам широтного и северо-западного направлений.

отчетливых текстур течения, которые в более молодых интрузиях наблюдаются, как правило, лишь вне области развития докембрия*.

Минеральный состав гранитоидов, несмотря на наличие разностей типа гранодиоритов, в общем отвечает составу нормальных, т. е. существенно калиевых гранитов, в которых плагиоклаза меньше, чем калиевого полевого шпата или они находятся в равных количествах (адамеллиты). Встречаются и аляскиты с резким преобладанием калиевого полевого шпата. Плагиоклаз гранитов представлен альбит-олигоклазом или олигоклазом № 11—17, лишенным отчетливой зональной структуры. В гранодиоритах и адамеллитах встречаются зональные кристаллы олигоклаза № 23—27. Калиевые полевые шпаты определяются как микроклины и микроклин-перититы с большим углом оптических осей $2V = -80^\circ$ (у калиевых полевых шпатов девонских гранитов преобладает $2V = -75^\circ$). Среди цветных минералов преобладают слюды. Биотит сильно плеохроирует от густого коричнево-бурого по Ng до бледно-желтого по Np . В единичных случаях в гранодиоритах наблюдается плеохроизм в зеленых тонах. Резко плеохроичные биотиты обладают высоким преломлением (до 1,670), что объясняется их повышенной железистостью, до 70% (мол.) (Соболев, 1950). Имеются и менее железистые разновидности с $Ng = 1,633—1,638$ и $Ng = 1,642$. В ряде случаев биотит содержит титан, выделяющийся при его хлоритизации в виде сагениита. Из весьма многообразного состава аксессуарных минералов следует отметить повсеместно встречающийся гранат и более редко — турмалин. В отличие от палеозойских гранитоидов здесь почти всегда отсутствует магнетит, что сказывается в очень малых значениях магнитной восприимчивости пород. Отсутствует также ортит, являющийся характерным аксессуарием девонских гранитов.

Изменения, происходящие в зоне контакта интрузий, весьма разнообразны и по характеру, и по масштабам. Нередко в контактах граниты практически не изменены, а карбонатные вмещающие породы мраморизованы (Дзос-Хусуингольский и Кыс-Тарысский массивы). Реже отмечаются в эндоконтакте структурные изменения, проявляющиеся в сокращении размеров и количества порфировидных выделений и иногда в переходе порфировидных структур к среднезернистым. При отсутствии видимых изменений в контакте петрографическое изучение позволяет обнаружить в измеряющихся сантиметрами зонах резкое сокращение количества калиевого полевого шпата и увеличение содержания сфена и апатита. Иногда в такого рода эндоконтактах появляется пироксен, а на двух участках (в верховье р. Сайлыг и на водоразделе рек Дзос и Сайлыг) встречены меланократовые гибридные породы с вкрапленниками микроклина. Ширина зоны гибридных пород не превышает 3—5 м. В качестве эндоконтактового изменения, обусловленного ассимиляцией гранитами биотитовых гнейсов, следует рассматривать появление гибридных мезократовых граносиенитов в юго-западной части Цэригинского массива близ останцов кровли.

В порфировидных и мелкозернистых гранитах наблюдались приуроченные к контакту зоны грейзенизации и пиритизации. Наиболее интенсивная грейзенизация, распространяющаяся на площадь около 1,0 км², отмечалась на северном фланге Дзосской интрузии и — в меньших масштабах — в мелкозернистых гранитах в верховье руч. Пичи-Тастыг.

Результатом экзоконтактовых изменений в карбонатных породах часто являются небольшие тела (обычно доли метра) гранатовых и гранат-пироксеновых скарнов. Более крупных размеров участки скарнирования известны в нижнем течении р. Борук-Хем и в среднем тече-

* Исключение составляют щелочные породы.

нии р. Билин. В карбонатных породах мраморизация иногда принимает значительные размеры; так, вокруг Кыс-Тарысского массива зона крупнозернистых мраморов имеет ширину до 2 км. Более интенсивному контактовому метаморфизму, сопровождающемуся обильной кварц-полевошпатовой и гранитной инъекцией, подвергаются сланцевые толщи низов докембрийского разреза. Так, сланцы чинчилигской свиты около Цэригинского и некоторых других массивов изменены до стадии биотитовых и силлиманитовых гнейсов и, на южном фланге Цэригинского массива, насыщены кварц-полевошпатовыми и пегматитовыми жилами.

Жильная серия интрузивного комплекса характеризуется отчетливым преобладанием аплитов, гранит-аплитов, пегматитов и кварц-полевошпатовых жил и подчиненной ролью более поздних жильных пород — диорит-порфириров, прорывающих пегматиты в районе р. Тастыг. Внедрение диорит-порфириров, очевидно, происходило после грейзенизации гранитов, так как в дайке диорит-порфириров, секущей эти граниты, отсутствуют какие-либо изменения.

Пегматиты представлены двумя типами: 1) слюдяными — биотитовыми и мусковитовыми (слюдоносными) и 2) пегматитами с аксессуарным сподуменом. Принадлежность обоих типов пегматитов к рассматриваемым гранитным интрузиям определяется в первую очередь общей площадью их распространения. Особенно отчетливо выражена пространственная связь гранитов и слюдяных пегматитов, последние в ряде случаев образуют ореолы около гранитных массивов (Цэригинский и Дзос-Хусунгольский). Кроме того, в крупнозернистых гранитах на левобережье Цэригин-Гола, в мелкозернистых гранитах на водоразделе Тастыга и Сайлыга и на левобережье Билина, вблизи перевала Хадарсук-Даба, наблюдались пегматоидные обособления, переходящие в шлировые пегматиты, биотитовые и мусковитовые. Связь последних со сподуменовыми пегматитами устанавливается, по данным Е. К. Германова и Н. Н. Мартыанова, по наличию промежуточного типа пегматитов и зональному распределению тех и других пегматитов по отношению к мелкозернистым гранитам, которое было отмечено В. Ф. Полкуновым в 1960 г. Доказательством одновозрастности слюдяных и содержащих аксессуарный сподумен пегматитов служит наличие в них аксессуарной минерализации одного типа: минералы редких земель и бериллия, тантало-ниобаты, литиевые минералы. Обнаружение некоторых из этих минералов, а также касситерита среди аксессуарив серых порфировидных гранитов в известной мере подтверждает связь с ними сподуменовых пегматитов.

Петрохимическая характеристика гранитов отображает особенности их минерального состава (рис. 49). Отличительной чертой гранитов служит повышенное содержание щелочей (коэффициент Заварицкого $a=14-16,8$), среди которых калий не уступает количественно натрию ($n=51+58$). Невысокое содержание полевошпатовой извести (с) также обуславливает повышенную щелочность пород ($\frac{a}{c}$), которая выражена и в большей величине коэффициента агпаитности (0,75—0,9). Обилие слюд, отчасти сказывающееся в некотором преобладании калия над натрием, также обуславливает существенную роль глинозема в составе цветного компонента (a^1). Для последнего характерно и большее содержание железа по сравнению с магнием, что объясняется повышенной железистостью биотита.

Состав более основных пород — гранодиоритов, кварцевых диоритов и габбро — в общем близок к соответствующим средним составам по Р. Дэли. Отклонение от нормального ряда, выраженное в повышенной щелочности, в некоторых случаях приближает породы к сиенитам.

Из числа элементов-примесей, присутствующих в гранитах, бериллий, галлий и ниобий дают концентрации в 1,3—2 раза превышающие их кларк. Для лития, распределенного более неравномерно, в ряде

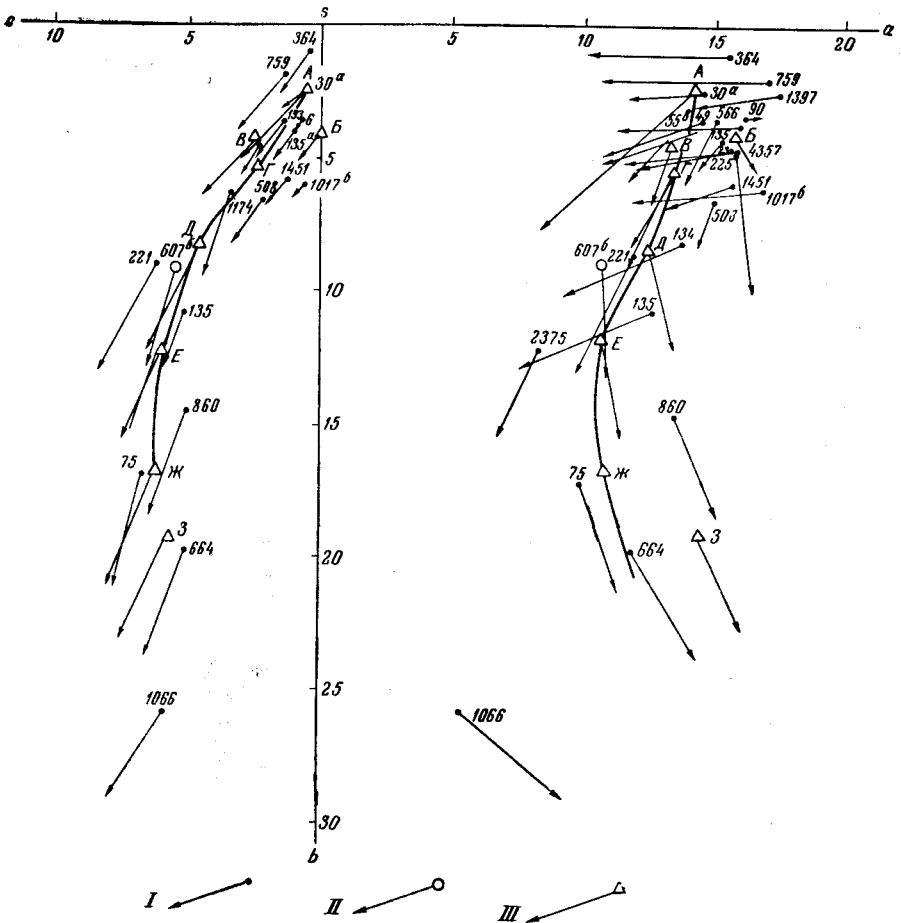


Рис. 49. Диаграмма Заварицкого для пород докембрийского интрузивного комплекса

A — аляскит; B — щелочной гранит; B — докембрийский гранит; Г — гранит всех периодов; Д — гранодиорит; E — кварцевый диорит; Ж — диорит; З — снейцит щелочноземельный авгитовый. Номера образцов: 759 — р. Хусуин-Гол, мелкозернистый субщелочной гранит; 30^a — р. Билин, аляскитовый гранит; 1397 — р. Дзайгал-Гол, гранит пегматоидный субщелочной; 49 — р. Дзос, гранит мелкозернистый; 566 — р. Дзос, гранит мелкозернистый; 99 — р. Бурга, гранит порфиоровидный; 193 — р. Тарбагатай, гранит мелкозернистый; 55^b — р. Билин, гранит мелкозернистый; 135 — р. Тарбагатай, гранит; 4357 — р. Цэригин-Гол, гранит; 225 — р. Хусуин-Гол, гранит мелкозернистый; 1451 — р. Хадхарунта, гранит; 1017^b — гора Теменчулу, гранит порфиоровидный; 506 — р. Цэригин-Гол, граносиенит; 134 — р. Бага-Ямату-Гол, гранодиорит; 607^b — р. Хусуин-Гол, гранодиорит из гальки кембрийских конгломератов; 221 — р. Ихэ-Ямату-Гол, гранодиорит порфиоровидный; 135 — р. Бага-Ямату-Гол, гранодиорит; 2375 — р. Бурга, кварцевый диорит; 860 — р. Хусуин-Гол, кварцевый диорит; 75 — р. Хусуин-Гол, диорит; 1066 — р. Сайлы, кварцевое габбро меланократовое. I — породы докембрийского комплекса, II — интрузивные породы из гальки нижнекембрийских конгломератов, III — средние составы интрузивных пород по Дзели

случаев содержание также значительно превышает кларковое. Близкие к кларку, а иногда более высокие концентрации дают иттрий, олово, стронций и барий. В несколько раз ниже кларка содержание в гранитах никеля, кобальта, хрома, титана; также понижены концентрации цинка, ванадия и циркона.

В кварцевых диоритах и габбро отмечается повышение концентрации элементов группы железа, а также стронция и бария, при сохранении относительно высоких содержаний лития и сокращении количества редкоземельных элементов и бериллия.

Прямыми данными (непосредственные контакты с палеонтологически охарактеризованными отложениями) для определения возраста интрузивного комплекса мы не располагаем, поэтому о времени образования этого комплекса можно судить на основании ряда косвенных признаков.

Нижний возрастной предел устанавливается по прорыванию этими интрузивами докембрийских отложений чартынской и айлыгской свит на нагорье Сангилен и на северо-востоке Тувы. О верхней возрастной границе можно судить по наличию гальки интрузивных пород в верхах докембрийского разреза и в отложениях нижнего кембрия.

В кембрийских отложениях нагорья Сангилен и его западной окраины (бассейн рек Хусуин-Гол и Шурмак) содержится обильная галька и валуны интрузивных пород и осадочно-метаморфических пород, тождественных докембрийским отложениям Сангилена. По составу гальки представлены преимущественно кварцевыми диоритами и гранодиоритами, очень сходными с одноименными породами краевых частей описанных гранитных массивов. В. И. Нонешниковой в одной из гранодиоритовых галек упомянутых конгломератов (из коллекции А. Д. Смирнова) установлено присутствие аксессуарного сподумена и касситерита, что является аргументом в пользу идентичности этих пород. Реже в конгломератах бассейна Хусуин-Гола встречается галька порфириовидных адамеллитов и гранитов с вкрапленниками микроклина несколько меньших размеров, чем обычно наблюдаемые в массивах Хусуин-Гола и Дзоса, и единичная галька мелкозернистых грейзенизированных гранитов, аналогичных гранитам дополнительных интрузий междуручья Дзоса — Хусуин-Гола. В. Б. Агентов (устное сообщение) наблюдал в гальке шурмакских конгломератов двуслюдяные граниты.

Существование докембрийских гранитов в Туве косвенно подтверждается также, по данным Н. М. Задорожной и Ю. М. Владимирского, присутствием гальки интрузивных пород в фаунистически охарактеризованном кембрии на Баян-Коле (Центральная Тува) и, по наблюдениям Я. Д. Шенкмана (1961), в докембрийских конгломератах Восточной Тувы (бассейны О-Хема, Азаса и Бий-Хема). Кроме того, В. М. Моралев (Благонравов и др., 1957) и Н. Н. Мартыанов обнаружили обломки пегматоидных гранитов в нижнекембрийских гипербазитах, что также может служить подтверждением докембрийского возраста рассматриваемых гранитов.

Определения абсолютного возраста описываемых гранитоидов и сопровождающих их пегматитов калий-аргоновым методом (по биотиту и по валовому составу) дали большой разброс цифр: от 203 до 686 млн. лет. Цифры менее 400 млн. лет противоречат геологическим данным и не могут быть приняты в расчет, так как порфириовидные граниты, по наблюдениям автора и Г. Ю. Гаген-Торн, в верховье р. Дзос прорваны розовыми девонскими (скорее всего, нижнедевонскими) гранитами.

Описанные интрузии, как уже отмечалось, приурочены исключительно к области развития осадочного докембрия и являются конкордантными по отношению к складчатым структурам этого возраста. Это позволяет предполагать, что их внедрение происходило почти одновременно с байкальской орогией, начавшейся в позднем докембрии и обусловившей накопление мощных конгломератовых пачек в охемской и харальской (?) свитах и несогласие между структурным планом

докембрия и кембрия (Шейнманн, 1960). Учитывая вероятную разновременность смены тектонических режимов в различных районах Восточной Тувы в предкембрийское время (Зоненшайн, Кудрявцев, 1960), можно предполагать, что внедрение интрузий не было одноактным.

Формирование интрузивных массивов происходило на глубинах от 6 до 9—10 км как путем активного внедрения (Кыс-Тарысский массив), так и посредством проникновения магмы в ослабленные зоны на участках сочленения пликвативных структур разной ориентировки (Дзос-Хусуингольский, Цэригиинский и другие массивы).

По петрографическому составу, структурным разновидностям и особенностям металлогении порфириовидные и мелкозернистые граниты весьма сходны с интрузиями Восточного Саяна, выделенными в саянский комплекс. Возраст саянского комплекса определяется такими же пределами: верхний протерозой — верхи синия или возможно нижний кембрий (Алексеева, 1958). Это позволяет параллелизовать охарактеризованные интрузии, выделенные в эрзинский комплекс, с саянским интрузивным комплексом.

КЕМБРИЙСКИЙ ЭФФУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Сведения, характеризующие историю изучения осадочно-вулканогенной толщи кембрия, изложены в главе «Стратиграфия» настоящей работы, здесь же мы ограничимся упоминанием тех, сравнительно немногих исследователей, которые много и плодотворно занимались вопросами кембрийского вулканизма. К числу их необходимо отнести В. А. Кузнецова (1934), В. П. Маслова (1947), Г. В. Пинуса (1958, 1959, 1959₁, 1959₂, 1961), Т. Н. Иванову (1958, 1959, 1963), В. Б. Агентову, Г. М. Владимирского и др.

Вулканическая деятельность в кембрийский период в Туве ограничивалась сравнительно небольшим отрезком времени: началась она в алданский век, а уже к середине ленского века нижнего кембрия отмечается ее затухание. Вместе с тем по широте охвата территории и интенсивности кембрийский вулканизм является наиболее мощным на протяжении всей геологической истории Тувы. В нижнем кембрии на территории Тувы были сформированы мощные многокилометровые толщи осадочно-вулканогенных отложений, в составе которых почти повсеместно преобладают вулканогенные образования. Последние преимущественно представлены основными и средними эффузивами, производные же кислой магмы встречаются значительно реже.

По петрографическому составу вулканогенные породы Тувы могут быть подразделены на следующие основные группы: 1) диабазы и диабазовые порфириды; 2) спилиты; 3) лабрадоровые порфириды; 4) авгитовые и роговообманковые порфириды; 5) плагиоклазовые порфириды; 6) альбитофиры и кератофиры; 7) кварцево-полевошпатовые порфиры и фельзиты; 8) продукты гидротермальной деятельности эффузивов; 9) пирокластические образования.

Отметим некоторые присущие всем этим разновидностям специфические особенности. Прежде всего это зеленокаменный облик образований; в локальных тектонических зонах они бывают изменены до состояния порфиридов и порфиритоидов, а в отдельных пунктах превращены в серицит-хлоритовые сланцы. Вместе с тем следует иметь в виду, что в ряде районов Тувы (южный склон хр. Танну-Ола, Хамсаринская зона, некоторые участки Тоджинской котловины) вулканогенные породы нижнего кембрия не претерпели зеленокаменного изменения и внешне почти не отличаются от среднепалеозойских эффузивов. Весьма характерной особенностью вулканогенных образований явля-

ется широкое распространение в них альбитизации, особенно в эффузивах основного состава.

Диабазы и диабазовые порфириды. Эти породы, как и пирокластические их производные, широко распространены среди вулканогенных образований. Их покровы концентрируются главным образом в нижних частях вулканогенно-осадочной толщи. В более высоких стратиграфических горизонтах эти породы встречаются реже и обычно уже не в виде покровов, а в виде силлов и даек, свидетельствующих о том, что завершающие стадии вулканической деятельности были ознаменованы поступлением порций слабо дифференцированной базальтовой магмы, не нашедших выхода на земную поверхность и застывших в виде субвулканических интрузий.

Внешне диабазы и диабазовые порфириды представлены темно-зеленовато-серой массивной тонкозернистой породой, состоящей в основном из лабрадора (№ 50—58), моноклинового пироксена — авгита ($2V=58^\circ$; $Ng - Np=0,025$; $cNg=41^\circ$), магнетита и титаномагнетита. Очень редко встречается оливин. Из числа аксессуарных можно отметить апатит и сфен. В порфиридных разностях вкрапленники плагиоклаза по составу не отличаются от плагиоклаза основной массы.

Диабазовые породы обладают характерной для них тонкокристаллической диабазовой структурой. Нередко, особенно в порфиридных разностях в составе пород заметную роль играют продукты девитрификации. Наличие стекла, цементирующего лейсты плагиоклаза, обуславливает появление интерсертальной структуры. Для силлов и даек характерна офитовая структура. Среди диабазов западных районов Тувы Г. М. Владимирский отмечает наличие афировых разностей, обогащенных стекловатым мезостазисом. Он выделяет среди них вариолитоподобные породы и гиалобазальты. Диабазовые породы часто содержат миндалины, количество и размеры которых, как правило, увеличиваются по направлению к кровле покровов. Среди минералов, выполняющих газовые полости, установлен делессит, кальцит, эпидот, халцедон и пирит.

Особенностью этой группы пород является обилие в составе их постериорных минералов, среди которых наиболее распространены хлорит, эпидот, кальцит и альбит. Иногда присутствует актинолит, а в оливинсодержащих разностях — антигорит. По плагиоклазу часто развивается соссурит. Особенно характерна альбитизация плагиоклаза, которая проявляется или в виде появления светлой каемки вокруг индивидов измененного лабрадора, или в виде расплывчатых пятен, внедрившихся с периферии в центральные участки зерен. Однако, полной деанортизации плагиоклаза обычно не происходит, в связи с чем альбитовые диабазы, а также и диабазы, не затронутые процессом альбитизации, встречаются редко.

Спилиты. В противоположность диабазам, которые распространены почти повсеместно, спилиты встречаются преимущественно только в тех районах, где устанавливаются зоны глубоких прогибов геосинклинального ложа, разделяющие антиклинальные поднятия. По материалам В. Б. Агентова и Г. М. Владимирского, спилиты играют большую роль в составе чингинской, алтынбулакской и туматтайгинской свит. Породы последних протягиваются в виде сравнительно узкой, но длинной полосы из бассейна среднего течения р. Хемчик на западе, в бассейн среднего течения р. Каа-Хем на востоке. В остальных районах Тувы спилиты встречаются крайне редко: они были обнаружены на северном склоне хр. Восточный Танну-Ола по долине руч. Дурген и по правобережью Бол. Енисея в районе хр. Берегового.

Спилиты по внешнему виду почти не отличимы от афировых разностей зеленокаменно-измененных диабазов. Порода состоит из густой сети пересекающихся между собой лейст альбита, интерстиции между которыми заполнены светло-зеленоватым чешуйчатым агрегатом хлорита, ассоциирующим с пылевидными зернами магнетита.

Лабрадоровые порфириды. Эти породы выделены из группы диабазовых порфиритов благодаря своим структурным особенностям. Очень выдержанные дайки и покровы лабрадорских порфиритов, прослеживаемые на большие расстояния, наблюдаются на южном склоне хр. Восточный Танну-Ола (бассейны рек Аптра и Деспен), а также в составе вулканогенного кембрийского фундамента Самагалтайской мульды (руч. Кара-Холь-Ежу) и по левобережью р. Тес-Хем.

Отличительной чертой этих пород является резко выраженная порфировая структура, обусловленная наличием крупных идиоморфных призматических вкрапленников лабрадора и основного андезина (№ 46—54), расположенных среди зеленовато-серого тонко раскристаллизованного, а иногда и стекловатого базиса. Состав основной массы лабрадорских порфиритов близок составу диабазовых порфиритов. Кроме основного плагиоклаза, состав которого близок составу плагиоклаза вкрапленников, в основной массе присутствуют авгит и рудный минерал. В менее раскристаллизованных разностях присутствуют продукты девитрификации — слабо индивидуализированный землистый эпидот, подчиненный ему хлорит, иногда кальцит и рудное вещество. Структура основной массы диабазовая или интерсертальная. В ней нередко наблюдаются миндалины. В породах дайковой фации обнаруживается и пойкилоофитовая структура.

Авгитовые и роговообманковые порфириды. Первые из них распространены весьма широко: они имеются почти везде, где обнаруживаются вулканогенные отложения нижнего кембрия. Однако суммарная мощность этих лав в разрезах уступает мощности не только плагиоклазовых порфиритов, но и диабазовых пород. Как и последние, они обычно локализируются в нижних частях разрезов вулканогенных пород.

По внешнему виду авгитовые порфириды представляют собой темно-серую с зеленоватым, реже буроватым оттенком породу, среди порфировых вкрапленников которой, помимо основного андезина или лабрадора, присутствуют призматические кристаллы авгита ($2V=57^\circ$, $Ng-Np=0,025$, $cNg=42^\circ$). Степень раскристаллизации основной массы породы как в различных покровах, так и в различных частях одного и того же покрова непостоянна. Типичными структурами основной массы являются микродиабазовая, интерсертальная и пилотаксовая; вместе с лейстами плагиоклазов там наблюдаются зернышки авгита, приуроченные к агрегатам хлорита, эпидота и кальцита и вкрапленности рудного минерала. В миндалекаменных разностях в бассейне руч. Кара-Холь-Ежу была встречена самородная медь в парагенезисе с пренитом.

Роговообманково-плагиоклазовые порфириды распространены крайне ограниченно: покровы их отмечены лишь по левобережью р. Тес-Хем на крайнем юге Тувы. Эти породы окрашены в темно-лилово-серый цвет. Роговая обманка встречается только в виде порфировых вкрапленников. Обычно опацизированные идиоморфные кристаллы роговой обманки ($Ng-Np=0,021-0,023$; $cNg=13-14^\circ$) вместе с фенокристаллами плагиоклаза (№ 40) заключены в интерсертальном базисе, состоящем из призмочек андезина и слабо индивидуализированных зерен эпидота, ассоциирующих с хлоритом и дисперсной пылью рудного вещества. Вторичные изменения породы сводятся к замещению роговой

обманки хлоритом и эпидотом, а также к серицитизации и эпидотизации плагиоклаза.

Плагиоклазовые порфириды. Эти породы отличаются большим разнообразием минерального и химического состава. Среди них можно выделить ряд разновидностей, который будет иллюстрировать постепенный переход от группы основных эффузивов (диабазовые, лабрадоровые и авгитовые порфириды) через представителей средних, являющихся палеотипными аналогами андезитов, к группе кислых пород (эквиваленты дацитов) и к еще более кислым разновидностям. В целом они являются промежуточным звеном в общем ряду щелочно-земельных дифференциатов базальтовой магмы, крайними представителями которой в нижнекембрийской вулканогенной толще Тувы являются диабазы и кварцево-полевошпатовые порфиры. Это подтверждается и их стратиграфическим положением: потоки плагиоклазовых порфиритов располагаются в средней и верхней частях разреза вулканогенно-осадочной толщи.

Плагиоклазовые порфириды являются наиболее широко распространенной эффузивной породой в районах Центральной и Восточной Тувы, широко представлены они также в Хамсаринской зоне и на западе Тувы. Суммарная мощность плагиоклазовых порфиритов в Центральной Туве обычно значительно превышает мощность всех других эффузивов и составляет от 35 до 80% общей мощности вулканогенных пород. Гораздо скромнее роль их в зонах глубокого погружения кембрийской геосинклинали, где, как уже было отмечено, господствующее положение принадлежит диабазам, диабазовым порфиритам и спилитам.

Внешний вид плагиоклазовых порфиритов весьма разнообразен. Чаще всего они окрашены в разные тона серого цвета с зеленоватым или буроватым оттенком. Однако встречаются разности, окрашенные в темно-бурые, темно-вишневые и темно-лиловые цвета. Количество вкрапленников также непостоянно: в афировых разновидностях они почти отсутствуют, а в невадитах — составляют более половины объема породы. Большинство порфиритов обладает миндалекаменной текстурой. Миндалины выполняются кальцитом, хлоритом, эпидотом, пренином, альбитом, халцедоном. В них встречаются также единичные зерна пирита, сфена, гематита и самородной меди. Последняя всегда ассоциирует с пренином.

Состав плагиоклаза вкрапленников в отдельных разновидностях колеблется от основного олигоклаза (№ 28) до основного андезина (№ 40). Индивиды его нередко зональны с колебанием состава между ядром и периферией кристалла в 10—12% анортитовой молекулы. Степень раскристаллизации основной массы порфиритов различна. Однако в ней почти всегда присутствует некоторое количество продуктов девитрификации. Типичной микроструктурой базиса является интерсертальная, реже встречается пилотакситовая и микролитовая, еще реже микродиабазовая. В составе последней, кроме преобладающих лейст андезина, присутствует агрегат хлорита, эпидота и мелкая вкрапленность рудного минерала. Иногда встречается апатит и постериорный кальцит. Характерен процесс пренинизации плагиоклаза. Альбитизация плагиоклаза проявлена слабее, чем в основных эффузивах.

Альбитофиры и кератофиры. Первые являются преобладающими среди группы кислых эффузивов. За исключением районов Западной Тувы они встречены во всех районах распространения нижнекембрийских вулканогенно-осадочных толщ, концентрируясь в верхних частях их разрезов. Однако отдельные потоки их встречаются и в стратиграфически более низких частях указанных разрезов.

Чаще всего альбитофиры обладают светло-серой, зеленовато-серой или буроватой окраской. Количество призматических вкрапленников альбита не превышает 10% объема породы; альбит порфировых выделений содержит от 8 до 10% анортитовой молекулы. Структура основной массы чаще фельзитовая или микроаллотриоморфнозернистая, реже микропойкилитовая и микропризматическо-зернистая. В состав базиса, помимо альбита, входят кварц и пылевидные зерна магнетита, а также единичные зернышки апатита и вкрапленность пирита. Постериорные минералы представлены серицитом, реже хлоритом, кальцитом, эпидотом иногда сфеном.

Кератофиры встречены в верхних горизонтах вулканогенных пород чингинской свиты в западной части Тувы и в верхней части туматтайгинской свиты. От охарактеризованных выше альбитофиров они отличаются более основным составом (коэффициент кислотности варьирует от -3 до $+7$) и наличием в составе базиса значительного количества хлорита и других постериорных минералов, из которых главное значение имеют эпидот и кальцит.

Кварцево-полевошпатовые порфиры и фельзиты. Эти породы распространены ограниченно в Туве. Они встречены лишь в верхней части разреза туматтайгинской свиты и на северном и южном склонах хр. Восточный Танну-Ола.

Наиболее типичной разновидностью кварцево-полевошпатовых порфиров являются темно-серые породы, на фоне литоидного базиса которых отчетливо выделяются порфировые вкрапленники альбита (№ 5—10) и серого кварца. Количество вкрапленников составляет от 10 до 30% объема породы. Кварцево-полевошпатовый базис порфиров содержит тонкораспыленное рудное вещество, небольшое количество постериорных эпидота, серицита, реже хлорита и кальцита. Структура основной массы обычно криптокристаллическая или фельзитовая, иногда — микроаллотриоморфнозернистая или микрогранитная.

Потоки фельзитов обнаруживаются в тех же районах, где и кварцево-полевошпатовые порфиры. Фельзиты окрашены в светлые и темно-серые, зеленоватые, буроватые и яркие сургучно-красные, лиловые и вишневые цвета. Они обладают фельзитовой (ленточной) текстурой, часто с причудливым рисунком плейчатости и гофрировки. Фельзиты по химическому составу являются аналогами кварцево-полевошпатовых порфиров, отличаясь в основном структурой. Для них характерны фельзитовая, микропойкилитовая и сферолитовая структуры.

Продукты гидротермальной деятельности эффузивов. К этой группе пород отнесены эпидозиты, а также кварцевые, карбонатно-кварцевые и кварцево-пренитовые жилы.

Тела эпидозитов обнаруживаются в различных морфологических элементах покровов и не имеют резких границ: через частично эпидотизированные эффузивы сменяются неизменными разностями. Эпидотизации подвергаются основные и средней основности эффузивы. Эпидозиты слагаются почти мономинеральным эпидотовым агрегатом, содержащим небольшую примесь кварца, пренита, кальцита, хлорита, альбита. В них встречаются кварцево-эпидотовые или кальцит-пренитовые жилки, иногда содержащие незначительную вкрапленность самородной меди.

Пирокластические образования. Эти образования являются наиболее распространенными среди вулканогенных отложений, они слагают более половины всей их мощности. Установлено, что особенно обильны продукты вулканических выбросов были при извержениях лав среднего состава, чего нельзя сказать об извержениях основных и особенно кислых лав: известны районы, где мощные извер-

жения кислых лав почти не сопровождалось накоплением пирокластического материала.

Среди пирокластических образований наиболее широко представлены агломератные и агломератно-кристаллические туфы. Витрокластические туфы имеют подчиненное значение. Местами отмечается обилие грубообломочных пирокластических пород различного состава: туфо- и лавобрекчий. Встречаются лапилли и вулканические бомбы. Туфогенные породы, содержащие примесь терригенного материала, количественно подчинены туфам.

Из анализа разрезов вулканогенных отложений нижнего кембрия видно, что начальные периоды вулканической активности почти повсеместно характеризуются излиянием основных лав. Последние сменяются извержениями лав среднего состава. Кислые эффузивы, как правило, концентрируются в верхах вулканогенной части разреза нижнего кембрия. Нередко наблюдались отклонения от этой общей закономерности, о чем свидетельствует наблюдающееся чередование эффузивов различного состава. Это может быть объяснено прерывистым характером эруптивных актов, выражающимся в том, что после периода вулканического покоя происходили остаточные локальные излияния продуктов более глубокодифференцированной магмы, а затем по более глубоким каналам подымалась магма более основного состава.

Вулканогенные породы образуют главным образом покровы, реже потоки; и те и другие обычно сопровождаются горизонтами пирокластических пород. Мощность покровов непостоянна и варьирует от 2—3 до 40—50 м. Как уже отмечалось, помимо эффузивов, в состав вулканогенных отложений нижнего кембрия входят в субэффузивные образования в виде силлов обычно основных пород (диабазов, диабазовых и лабрадорových порфиритов). Эти образования следует рассматривать как результат излияния отдельных порций той же самой магмы, не достигших поверхности, и разместившихся в виде согласных залежей на небольшой глубине среди ранее излившихся лав, а также в виде секущих даек, являющихся корневыми частями вышележащих покровов и потоков. Реже встречаются мелкие штоки преимущественно альбитофирового состава.

Господствующим типом вулканических извержений являлись трещинные излияния, породившие серии покровов основных эффузивов. Подобный тип извержений особенно характерен для синклинальных прогибов кембрийской геосинклинали Тувы и (в ранние этапы вулканической деятельности) для антиклинальных подводных поднятий, разделявших эти прогибы. Позднее в районах антиклинальных поднятий отмечаются бурные проявления эксплозивной деятельности, приведшей к накоплению огромной массы пирокластического материала, что заставляет предполагать, что осадочно-вулканогенные отложения нижнего кембрия образовались также и при извержениях центрального типа. В некоторых районах, как, например, в среднем течении р. Хемчик, на южном и северном склонах хр. Восточный Танну-Ола и в нижнем течении р. Каа-Хем, обнаружены признаки близкого расположения вулканических аппаратов центрального типа: обилие в составе вулканогенных отложений грубообломочных пирокластических пород, присутствие в потоках кислых лав обломков чуждых им основных эффузивов, захваченных, вероятно, при излиянии лав из жерл вулканов, находки среди вулканогенных отложений лапиллей и вулканических бомб и, наконец, следы фумарольной деятельности.

Пространственное размещение продуктов нижнекембрийской вулканической деятельности определяется особенностями тектонической обстановки того времени. Так установлено, что мощность лавовых покровов и пирокластических образований значительно больше в районах, тяготеющих к региональным тектоническим структурам разрыв-

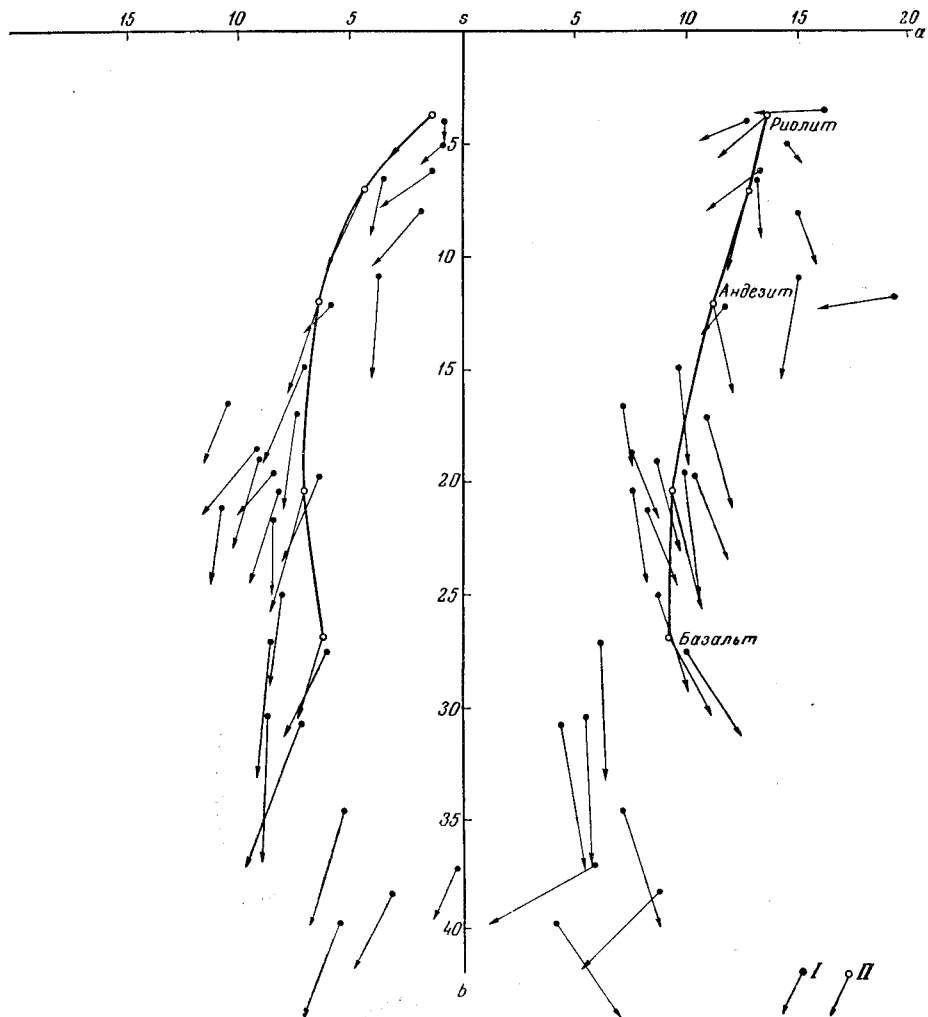


Рис. 50. Диаграмма Заварицкого для кембрийских эффузивов Тумы
 I — кембрийские эффузивы; II — средние типы эффузивных пород по Дэли

ного характера. Кроме того, центры вулканических аппаратов были приурочены к тектонически напряженным линейно вытянутым зонам, возникавшим по границам крупных положительных и отрицательных структурных форм ложа каледонской геосинклинали в ранней стадии ее развития. В дальнейшем в связи с последующим развитием и усложнением рельефа антиклинальных поднятий геосинклинали ложа система тектонических нарушений, закономерно связанных с региональными разрывными тектоническими структурами, умножалась и усложнялась, что влекло за собой расширение площадей активной вулканической деятельности.

По химическому составу нижекембрийские эффузивы Тувы весьма близки к типичным разновидностям лав щелочноземельной ассоциации горных пород, что достаточно наглядно отражено на рис. 50. Следует отметить лишь некоторые петрохимические особенности, свойственные нижекембрийским вулканогенным образованиям. Последние заключаются в том, что в составе основных эффузивов несколько уменьшено содержание щелочей и увеличено количество полевошпатовой извести по сравнению с соответствующими типичными представителями вулканогенных пород щелочноземельной ассоциации. При увеличении кислотности пород отношение между содержанием щелочей и количеством полевошпатовой извести становится обратным, а увеличение содержания глинозема при этом в нижекембрийских эффузивах происходит менее резко, чем в соответствующем ряду типичных эффузивов щелочноземельного ряда. Наконец, характерной петрохимической особенностью вулканогенных образований нижнего кембрия Тувы является отчетливое преобладание пород основного и среднего состава.

Весьма характерно закономерное изменение химизма эффузивов в зависимости от степени основности их. По мере уменьшения последней и увеличения в составе эффузивов кремнезема происходит постепенное уменьшение содержания окиси кальция, возрастание суммарного количества щелочей при постепенном повышении роли калия, а также возрастание в составе пород железа по отношению к магнию.

Специфические особенности, свойственные нижекембрийским эффузивам Тувы, определяются постоянным присутствием в их составе таких элементов-примесей, как элементы группы железа, а также медь, цинк, цирконий, галлий, барий, стронций и др. Примесь свинца, молибдена, бериллия, германия, олова, серебра и фосфора устанавливается не всегда. Средневзвешенные содержания отдельных элементов-примесей в различных по степени основности эффузивах показаны в табл. 13.

Таблица 13

Средние содержания элементов-примесей, г/т

Эффузивы	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Cu	Zn	Pb
Кислые	299,4	13,5	7,9	1809,5	36,5	30,0	26,4	105,2	15,9
Средние основные	396,6	70,9	51,1	1941,6	170,6	518,6	235,1	100,0	23,4
Основные	573,8	90,2	77,2	2104,6	218,2	977,4	66,2	114,8	44,1

Эффузивы	Mo	Zr	Ga	Ba	Sr	P	Be	Ge	Sn	Ag
Кислые	2,9	22,9	39,3	72,5	50,5	23,8	0,95	—	—	0,7
Средние основные	9,2	6,3	46,2	32,0	39,8	583,3	—	0,8	3,4	0,2
Основные	7,0	3,1	47,9	30,2	21,1	925,9	0,4	—	0,5	—

Анализ приведенных в таблице данных позволяет установить определенные закономерности в изменении содержания элементов-примесей в зависимости от степени основности эффузивов. Так, содержание элементов группы железа, а также фосфора значительно возрастает от кислых к основным эффузивам. Аналогичным образом ведут себя свинец, молибден и галлий; только разница в содержаниях последних не так значительна. Обратная зависимость изменения содержания от сте-

пени кислотности эффузивов наблюдается для таких элементов-примесей, как цирконий, стронций и барий. Распределение меди и цинка не подчинено отмеченным выше закономерностям. Содержание меди, например, резко возрастает в эффузивах средней основности. Характерно, что именно с эффузивами андезитового ряда в Туве генетически связан ряд рудопроявлений самородной меди.

Наблюдаемое в разрезах нижнекембрийских осадочно-вулканогенных толщ чередование кислых, средних и основных эффузивов, при общей тенденции покисления состава вулканогенных отложений вверх по разрезу, закономерное изменение химического состава пород от основных разностей к кислым, наличие единого спектра элементов-примесей, содержащихся в различных по составу эффузивах, и закономерное изменение содержания в сопряженных группах химических элементов от основных к кислым, достаточно определенно свидетельствуют о принадлежности нижнекембрийских эффузивов Тувы к единому дифференциальному ряду пород, возникшему из общего магматического очага. Особенности химизма пород дают достаточно оснований утверждать, что силикатный расплав, питавший кембрийские вулканы Тувы по составу отвечал базальтовой магме.

Учитывая особенности состава вулканогенных образований, характер и тип извержений лав, а также место и время вулканической активности в геологической истории Тувы, мы приходим к выводу, что продукты вулканизма нижнего кембрия Тувы относятся к диабазовой, отчасти спилито-кератофировой и андезит-базальтовой магматическим формациям — характерным формациям ранних стадий развития геосинклинальных областей.

СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЙ (АКТОВРАКСКИЙ) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Данный интрузивный комплекс представлен весьма характерной ассоциацией горных пород, производных глубинной ультраосновной магмы. Общность петрографического состава и петрохимических особенностей ультраосновных пород, специфические черты морфологии интрузивных тел, характерная геологическая позиция ультраосновной интрузии, проявившейся на определенном этапе геотектонического развития каледонской геосинклинали Тувы, наконец, особенности металлогении ультраосновных массивов, распространенных в различных районах области, позволяют объединить их в единый актовракский интрузивный комплекс.

Упоминания о наличии в Туве ультраосновных пород можно найти в отчетах дореволюционных исследователей (Ошурков, 1906; Грумм-Гржимайло, 1914 и др.). Некоторые сведения о них приведены в работах И. П. Рачковского, А. И. Педашенко и З. А. Лебедевой, опубликованных в 20-е годы. Впервые и наиболее детально гипербазиты Западной Тувы были изучены П. М. Татариновым, К. С. Филатовым и В. А. Кузнецовым (1934). Эти исследователи установили в Туве наличие самостоятельной гипербазитовой интрузии, а также высказали соображения о существовании серпентинитового пояса Саян (В. А. Кузнецов, 1934). В это же время о Саянской перидотито-серпентинитовой полосе писал Н. Д. Соболев (1934). В период с 1946 по 1952 г. гипербазиты Актотракского асбестоносного массива изучались И. Ф. Немчиновым, А. В. Капинос, В. А. Шубиным, Г. О. Черновым и др. Позднее гипербазиты были установлены и в других районах республики. Наиболее интересные сведения по гипербазитам восточных районов были получены геологами ВАГТ — В. М. Моралевым, А. В. Ильиным, Я. Д. Шенкманом, В. Б. Агентовым, С. В. Потаповым, Г. В. Махиным

и др. Тематические исследования на некоторых гипербазитовых массивах Тувы проводили В. П. Еремеев (1958), а также А. П. Ларченко, Н. И. Парвицкая и Н. Р. Лейц. Гипербазиты Тувы были предметом многолетних исследований Г. В. Пинуса, В. А. Кузнецова и И. М. Волохова, результаты их исследований изложены в двух монографиях (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1955, 1958) и в ряде статей (Кузнецов, 1948; Кузнецов и Пинус, 1949, 1958; Пинус, 1957 и Волохов, 1956).

На территории Тувы выявлено более 120 гипербазитовых массивов и много мелких линз серпентинитов. В размещении их наблюдается определенная закономерность: они сконцентрированы в четырех обособленных друг от друга районах: западном, юго-восточном, центральном и восточном. Громадное большинство гипербазитовых массивов залегает среди пород осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия. Лишь часть массивов юго-восточного и восточного районов находится среди метаморфизованных пород верхнего протерозоя и синия. В более молодые (послекембрийские) отложения гипербазиты Тувы не проникают, что служит косвенным указанием на кембрийский возраст пород актовракского интрузивного комплекса.

Анализ геологического строения районов размещения гипербазитов показывает, что последние локализуются в тех толщах осадочно-вулканогенной серии, которые формировались в условиях глубоких геосинклинальных прогибов, пространственно совпадающих с зонами глубинных разломов. Последние обычно возникают либо в местах флексурных перегибов между синклинальными прогибами и антиклинальными поднятиями поверхности геосинклинального ложа, либо в зонах сочленения геосинклинали с выступами древнего фундамента (срединными массивами).

Тесная пространственная связь массивов актовракского интрузивного комплекса с зонами глубинных разломов определяет специфические особенности их размещения. Ультраосновные массивы располагаются цепочкой вдоль разломов, образуя линейно вытянутые гипербазитовые пояса. Внутри пояса они обычно распределены неравномерно, образуя прерывистую цепь из кулисообразно заходящих друг за друга пластообразных, согласно залегающих со структурой вмещающих толщ, интрузивных тел. Таким образом, проявление гипербазитовых интрузий актовракского комплекса подчинено не только общим закономерностям размещения вмещающих их нижнекембрийских и докембрийских образований, но зависит и от тектонических условий, причем последний фактор является решающим.

В настоящее время в Туве выделяется четыре гипербазитовых пояса: Западно-Тувинский, Каахемский, Юго-Восточный и Восточно-Тувинский. Все они являются отдельными звеньями обширной Алтае-Саянской гипербазитовой провинции (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958).

Западно-Тувинский гипербазитовый пояс прослеживается на протяжении более 250 км. Пространственно он приурочен к Саяно-Тувинскому глубинному разлому, вдоль которого сопрягаются раннекаледонские (салаирские) структуры Тувы с более юной собственно каледонской складчатой зоной Западного Саяна. В составе пояса насчитывается свыше 60 большей частью небольших по размерам гипербазитовых массивов, образующих в плане группы из кулисно расположенных отдельных тел. Конкордантные пласто- и линзообразные тела гипербазитов залегают среди пород осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия. В числе массивов пояса имеется ряд сравнительно крупных тел, в том числе известный Актовракский гипербазитовый массив, с которым генетически связано одноименное месторождение хризотил-асбеста. В этом же поясе расположен Эдыгейский серпентинитовый мас-

сив, при изучении которого была установлена апосерпентинитовая природа карбонатно-тальковых пород, появившихся в результате гидротермальной проработки серпентинитов растворами, генетически не связанными с интрузией гипербазитов.

Актовракский массив расположен в западной части гипербазитового пояса, на левой стороне долины р. Хемчик. В плане массив образует вытянутое в широтном направлении линзообразное тело, площадь которого составляет около $1,5 \text{ км}^2$. По длинной оси массив прослежен на $3,2 \text{ км}$ при ширине от 100 до 500 м . Восточное продолжение массива перекрыто отложениями долины р. Хемчик и поэтому истинные размеры его остаются не выясненными. Общая широтная ориентировка массива соответствует простиранию пород вмещающей его существенно вулканогенной толщи нижнего кембрия. С учетом данных бурения Актовракский массив можно рассматривать как круто поставленное согласное пластообразное тело. С юга и севера на небольшом расстоянии от массива расположено несколько мелких линз серпентинита.

Актовракский массив является одним из немногих массивов Западно-Тувинского гипербазитового пояса, в которых сохранились участки первичномагматических пород, слабо измененных процессами серпентинизации. Последние представлены гарцбургитами, которые слагают разобщенные между собой участки в центральной части массива. Вся остальная площадь массива сложена апоперидотитовыми антигортитовыми и антигортит-хризотитовыми серпентинитами. Степень серпентинизации увеличивается от центральных частей массива к его периферии. Асбестоносные площади массива обладают зональным строением; при движении от периферии к центральной части массива намечается следующая последовательность зон: 1) серпентиниты с асбестом типа жил мелкой сетки, 2) серпентиниты с асбестом типа неразвитых сложных жил и 3) серпентиниты с асбестом типа сложно отороченных жил.

Контактовое воздействие интрузии на вмещающие породы ничтожно и выражается в легком окварцевании их. Часто эндоконтактовые изменения затухованы последующим контактово-реакционным процессом, в результате которого на границе ультраосновных и вмещающих полевошпатосодержащих пород появляются новообразования в виде актинолит-серпентинитовых, тальково-карбонатных и хлоритовых сланцев. Массив сечется мелкими дайкообразными телами автометаморфизованного габбро, за счет которого местами образуются гранат-везувиановые породы. Среди серпентинитов отмечаются также метасоматические апосерпентинитовые диааллагиты.

Эдыгейский массив расположен в 4 км от Актовракского в правом борту широкой долины р. Эдыгей. Вмещающими породами массива является также осадочно-вулканогенная толща нижнего кембрия. Массив образует конкордантное пластообразное тело длиной в 1100 м при средней ширине 300 м . К северу от массива расположено несколько серпентинитовых линз, в большинстве своем целиком переработанных гидротермальными растворами. Породы, слагающие Эдыгейский массив, также претерпели последующие метаморфические преобразования. Лишь в западной и восточной частях массива сохранились участки незатронутых метаморфизмом серпентинитов, на остальной же площади серпентиниты превращены в листвениты, карбонатно-тальковые породы и талькиты. В восточной части массива можно наблюдать прожилки асбеста, замещенные тальком. Этот факт свидетельствует о том, что не только серпентинизация первичномагматических пород массива, но и процесс асбестообразования происходил до

возникновения лиственитов и других отмеченных выше метаморфических пород. Вероятно, источником гидротермальных растворов явилась гранитная интрузия, обнажающаяся по соседству с Эдыгейским массивом. О справедливости такого предположения свидетельствует наличие турмалина в хлоритовых породах, ассоциирующих с талькитами.

Каахемский гипербазитовый пояс объединяет более 30 ультраосновных массивов, которые прослеживаются в виде цепочки на протяжении 120 км. Структурное положение гипербазитового пояса определяется его пространственной связью с региональным разломом глубокого заложения субширотного и северо-западного простирания. Состав и форма тел гипербазитовых массивов по существу не отличаются от гипербазитовых массивов Западно-Тувинского пояса.

Юго-восточный гипербазитовый пояс по количеству составляющих массивов и по протяженности сходен с Каахемским. Вместе с тем он обладает рядом особенностей. Геологическая позиция пояса определяется тем, что составляющие его гипербазитовые массивы приурочены к глубинному разлому, по которому Сангиленский срединный массив сопрягается с каледонской геосинклинальной зоной. В отличие от Западно-Тувинского и Каахемского поясов гипербазитовые массивы Юго-Восточного пояса располагаются как среди кембрийских осадочно-вулканогенных отложений, так и среди метаморфических толщ верхнего протерозоя, слагающих Сангиленский срединный массив. В этом поясе сконцентрированы наиболее крупные гипербазитовые массивы Тувы. Те из них, которые залегают в протерозое, отличаются лучшей сохранностью первичномагматических пород.

Агардагский массив расположен на юго-западном окончании рассматриваемого гипербазитового пояса среди осадочно-вулканогенных пород нижнего кембрия. Это наиболее крупный ультраосновной массив Тувы: по простиранию он прослежен на 19 км при средней ширине 2—2,5 км. Агардагский массив сложен в основном апоперидотитовыми серпентинитами. Только в центральных его частях выделяются участки обогащенных оливином серпентинизированных гарцбургитов. Среди серпентинитов преобладают антигоритовые разновидности. Им подчинены смешанные хризотил-антигоритовые серпентиниты. На одном из участков массива последние густо насыщены хризотил-асбестом типа «тонкопрожил». В периферических частях массива серпентиниты интенсивно карбонатизированы. Широко распространены среди серпентинитов Агардагского массива линейные (жилообразные) тела кварцево-карбонатных пород, содержащих скопления фуксита и вкрапленность пирита. В северо-восточной части массив прорван гранитной интрузией, в контакте с которой серпентиниты перекристаллизованы и содержат скопления магнезиально-железистого карбоната и талька.

Тарлакшинский массив является типичным представителем массивов Юго-Восточного гипербазитового пояса, залегающих среди метаморфических пород докембрия. Он слагает водораздельное пространство между левыми притоками одноименной реки и притоками р. Сольджер. В плане массив имеет линзообразную форму. Длина его около 10 км при максимальной ширине 3 км. Южный контакт массива залегает строго согласно с обнажающимся там выдержанным по простиранию горизонтом мрамора. Характер северного контакта более сложный: в средней части массива его ширина резко увеличивается, а линия контакта в этом месте имеет извилистый, фестончатый характер, пересекая в ряде случаев наложения вмещающей толщи.

Ультраосновные породы, слагающие Тарлакшинский массив, отличаются хорошей сохранностью. Серпентиниты и серпентинизированные перидотиты встречаются главным образом по периферии массива

в виде сравнительно узкой каймы. Вся же остальная площадь интрузии сложена слабо серпентинизированными гарцбургитами и подчиненными им дунитами. В северной части массива встречаются небольшие шширообразные тела метасоматических крупнозернистых диаллагитов, возникших за счет серпентинитов. Тарлакшинский массив прорывается мелкими телами габброидов. В контактовых зонах основных и вмещающих их ультраосновных пород часто наблюдаются явления реакционно-метасоматической зональности, выражающейся в появлении относительно узких апогипербазитовых карбонатно-талковых и тальково-актинолитовых полос, а также хлоритовых пород, возникших за счет преобразования габброидов. В массиве обнаружено хромовое оруденение либо в виде жил хромита, либо в виде густой вкрапленности последнего в дунитах и гарцбургитах.

Восточно-Тувинский гипербазитовый пояс состоит из двух (северной и южной) разобщенных ветвей, сопряжение которых происходит, по-видимому, на территории Монголии. Протяженность пояса в пределах Тувы составляет 160 км. Южная ветвь, в которой насчитывается 11 гипербазитовых массивов, приурочена к ряду синклинальных структур, сложенных породами осадочно-вулканогенной серии нижнего кембрия. Эти синклинальные структуры вытянуты вдоль сложной зоны разломов северо-восточного простирания, прослеживаемой среди карбонатных толщ в восточной части Сангиленского докембрийского массива. В северной ветви большинство гипербазитовых массивов залегает не в породах кембрия, а среди пород сланцево-карбонатной и карбонатной толщ верхнего протерозоя, слагающих Прикосогольский докембрийский массив, в зоне сочленения последнего с геосинклинальными отложениями нижнего кембрия. В северной ветви насчитывается 10 гипербазитовых массивов.

Из всего вышеизложенного ясно, что большая часть массивов ультраосновных пород, составляющих гипербазитовые пояса Тувы, сложена серпентинитами или интенсивно серпентинизированными перидотитами. Слабо серпентинизированные или неизмененные первичномагматические породы слагают обычно лишь центральные участки наиболее крупных массивов; шире они распространены в районах, где вмещающими породами для гипербазитовых массивов служат метаморфические толщи докембрия.

Петрографический состав гипербазитов Тувы однообразен. Наиболее распространены гарцбургиты; значительно реже встречаются дуниты, лерцолиты и пироксениты (верлиты); в некоторых массивах Западно-Тувинского пояса обнаружены гипербазитовые брекчии взрывного происхождения (Волохов, 1956). Характерной особенностью главных породообразующих магматических минералов гипербазитов — оливина, ромбического пироксена и хромшпинелидов — является существенно магнезиальный их состав. По характеру серпентинитовых минералов среди серпентинитов выделяются три разновидности: антигоритовые, хризотил-антигоритовые и хризотилловые. Наиболее распространены антигоритовые серпентиниты. Количественно им подчинены смешанные хризотил-антигоритовые разновидности. Чисто хризотилловые серпентиниты встречаются очень редко.

В тесной пространственной и парагенетической связи с гипербазитами Тувы находится группа пород, появление которой обусловлено метаморфическими процессами, сопровождающими интрузии более поздних, преимущественно кислых магм. Объединяемые общностью

происхождения эти породы образуют своеобразную петрогенетическую ассоциацию, очень характерную не только для гипербазитовых поясов Тувы, но и всей Алтае-Саянской гипербазитовой провинции. В составе этой группы пород отмечаются серпентиниты и пироксениты (энстатиты и диаллагиты) аллометаморфического происхождения (Пинус, Колесник, 1960), тремолит-плеонастовые породы, листвениты, карбонатно-тальковые породы, талькиты, тальково-актинолитовые и актинолитовые породы. В эту же группу пород входят гранатиты и хлорититы, представленные серией гранатовых, гранат-пироксеновых, хлорит-везувияновых и хлоритовых метасоматических образований. Следует отметить, что гранатиты и хлорититы в противоположность вышеперечисленным апогипербазитовым образованиям возникают в результате метасоматических процессов в существенно алюмосиликатных, чаще изверженных, реже метаморфических и осадочных образованиях.

Основные петрохимические и геохимические особенности гипербазитов Тувы, как и всей Алтае-Саянской области, выражаются в следующем:

1) высокое содержание в породах окиси магния, которое только в редких случаях и лишь для крайних, наиболее кислых, дифференциатов гипербазитов (пироксенитов) опускается ниже 30% (вес.). Для наиболее распространенных разновидностей гипербазитов — гарцбургитов — молекулярное количество окиси магния в семь и более раз превышает молекулярное количество окиси железа;

2) незначительное содержание в гипербазитах глинозема, окиси кальция, а также весьма малое количество (а иногда и полное отсутствие) щелочей, особенно калия;

3) почти полное отсутствие в породах титана в противоположность другим элементам группы железа, которые всегда присутствуют;

4) обычное присутствие меди;

5) в числе элементов-примесей гипербазитов Тувы, равно как и гипербазитов других районов Алтае-Саянской области, наличие цинка, молибдена и бора.

Медь и цинк в качестве изоморфной примеси входят в состав аксессуарных хромшпинелидов. Вопрос о связи молибдена с каким-либо пороодообразующим минералом гипербазитов пока остается неясным.

Ультраосновные породы актовракского интрузивного комплекса возникли в результате кристаллизации глубинной перидотитовой магмы, которая обладает высокомагнезиальным составом и отличается богатством летучих компонентов (главным образом водяным паром). Этим и объясняются некоторые характерные черты, свойственные интрузиям данного комплекса. Обогащенность исходного ультраосновного расплава водяным паром обусловила высокую степень серпентинизации ультраосновных пород. Серпентинизация последних осуществлялась преимущественно автометаморфическим путем. Аллометаморфические серпентиниты распространены незначительно и играют в общем балансе серпентинитов интрузивного комплекса ничтожную роль.

Предположение о высоком содержании летучих в исходной перидотитовой магме хорошо согласуется с данными непосредственных наблюдений при изучении интрузий актовракского комплекса, в частности с тем, что ультраосновная магма сравнительно слабо воздействует на вмещающие породы, что выражается обычно лишь в слабом окварцевании последних. Сравнительно невысокая температура кристаллизации перидотитовой магмы определяет незначительную способность ее к ассимиляции вмещающих пород. В эндоконтактных зонах

интрузий актоврацкого комплекса отсутствуют гибридные образования. Весьма редки также случаи нахождения в краевых частях массивов обломков вмещающих толщ; там же, где они были встречены, слабые ксенолиты породы не несут следов глубокой переработки.

Невысокая температура кристаллизации перидотитовой магмы обуславливает и небольшой запас ее свободной энергии. По-видимому, этим и следует объяснять обычно конкордантные по отношению и структуре вмещающих толщ формы залегания тел актоврацкого интрузивного комплекса. Согласно залеганию ультраосновных тел объясняется также относительно высокой подвижностью магмы, не способной вследствие большой текучести преодолеть сопротивление встречающихся на ее пути пород.

Особенностью родоначальной магмы является также слабая способность ее к дифференциации, что выражается в однообразном петрографическом составе пород интрузии, а также в отсутствии среди массивов актоврацкого комплекса пород дайковой фации. Отмечаемые среди гипербазитовых массивов дайко- и жилообразные тела пироксенитов обязаны своим происхождением постмагматическим метасоматическим процессам.

Гипербазитовые интрузии актоврацкого комплекса являются раннескладчатыми образованиями. Пласто- и линзообразные массивы дислоцированы в одном плане с вмещающими осадочно-вулканогенными толщами нижнего кембрия, это свидетельствует о том, что становление гипербазитовых массивов не было отделено значительным промежутком времени от периода формирования вмещающих толщ. Особенности взаимоотношения гипербазитов с более молодыми геологическими образованиями Тувы, в том числе многочисленные случаи прорыва ультраосновных массивов гранитоидами таннуольского интрузивного комплекса позволяют считать интрузии актоврацкого комплекса среднекембрийскими образованиями.

СРЕДНЕ-ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКИЙ (ТАННОЛЬСКИЙ) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Таннуольский интрузивный комплекс объединяет широко распространенную в Туве ассоциацию интрузивных горных пород различного петрографического состава, возникшую в результате сложных магматических и постмагматических процессов. По времени эта магматическая деятельность совпала с периодом консолидации раннекаледонской (салаирской) геосинклинали Тувы. Формированием массивов таннуольского интрузивного комплекса завершаются проявления кембрийского магматизма на данной территории.

Впервые таннуольский интрузивный комплекс был выделен В. А. Кузнецовым (1946), который объединил под этим названием многочисленные интрузивные массивы хр. Восточный Танну-Ола. Позднее В. А. Кузнецов и Г. В. Пинус (1949) дали более четкое определение понятию комплекса. С тех пор это название прочно вошло в геологическую литературу по Туве, хотя о составе и особенно о времени формирования массивов интрузивного комплекса единого мнения не было. Геолого-петрографическим изучением интрузивных массивов таннуольского комплекса занималось много исследователей (Додин, 1950; Еремеев, 1950; Серпухов, 1955; Шапошников, 1955; Благонравов и Шенкман, 1956, 1959; Леонтьев, 1953, 1956; Иванова, 1957, 1958, 1959; Пинус, 1955, 1961; Дорофеева, 1960 и др.).

Породы таннуольского интрузивного комплекса неравномерно распределены на территории Тувы; наиболее полно и широко они пред-

ставлены в Восточной Туве и в районе хр. Восточный Танну-Ола, где они нередко преобладают над вмещающими породами. Центральная же и западная части Тувы почти лишены выходов интрузий, принадлежащих этому комплексу. Подобное размещение объясняется пространственной приуроченностью комплекса к раннекаледонским (салаирским), а отчасти и к более древним структурам Тувы (рис. 51), причем главная масса интрузивных тел располагается среди раннекаледонских структур, а докембрийские структуры вмещают сравнительно немногочисленные массивы. В более молодых по времени консолидации структурах массивы таннуольского комплекса отсутствуют*.

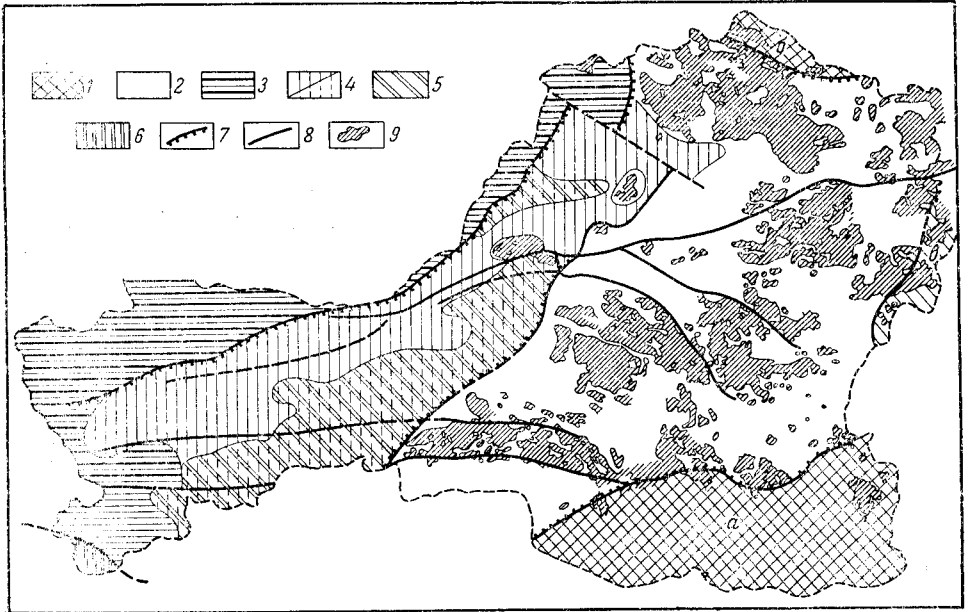


Рис. 51. Размещение интрузий таннуольского комплекса среди основных тектонических структур Тувы

1 — массивы докембрийского складчатого сооружения (а — Сангиленский, б — Восточно-Саянский, в — Восточно-Тувинский); 2 — Тувинская раннекаледонская (салаирская) складчатая зона; 3 — Западно-Саянская каледонская складчатая зона; 4 — Тувинский ниже-среднепалеозойский прогиб; 5 — Тувинский позднепалеозойский прогиб; 6 — Алтае-Монгольская герцинская складчатая зона; 7 — зоны глубинных разломов; 8 — прочие главные тектонические нарушения; 9 — интрузии таннуольского комплекса

При взгляде на рис. 51 нельзя не обратить внимания на существование нескольких крупных полей интрузий таннуольского комплекса. Если пренебречь наличием небольших перемычек вмещающих пород, соединяющих интрузии, то многочисленные разнообразные по размерам и конфигурации интрузивные тела таннуольского комплекса можно объединить в четыре крупных плутона первой величины. Это Таннуольский, Каахемский, Бийхемский и Хамсаринский плутоны. Из числа менее крупных интрузий заслуживают упоминания массивы между-речья Дотота и Чайгона, а также Ожинский и Эмийский. Каждая из перечисленных выше интрузий, занимая несколько тысяч квадратных

* По мнению некоторых исследователей, указанное положение интрузий таннуольского комплекса, так же как и среднепалеозойских интрузий, объясняется их приуроченностью к области сопряжения салаирид и байкалид, являющейся своеобразной «зоной проницаемости», причем большая насыщенность этой зоны интрузиями позволяет рассматривать ее как особый Восточно-Тувинский гранитоидный пояс (Белостоцкий и др. 1959; Зоненшайн, Кудрявцев, 1960). Ю. В. Чудинов (1960) несколько иначе трактует тектоническое положение этого пояса.— *Прим. ред.*

километров площади, на современной денудационной поверхности не образует единого массива, а будучи пронизана вмещающими породами, представляет собой совокупность тесно сближенных тел, обладающих прихотливыми контурами и, вероятно, соединяющихся на глубине. Друг от друга крупные массивы отделены полями вмещающих пород, которые почти лишены или слабо насыщены небольшими по величине массивами таннуольского комплекса.

Большинство интрузий имеет сложную конфигурацию как в плане, так, видимо, и в вертикальном сечении. Часто наблюдаемые крутые контакты с вмещающими породами не исключают возможного существования на значительных площадях пологих контактных поверхностей. Об этом свидетельствует наличие широких зон ороговикования в экзоконтактах Бийхемского (бассейн р. Харал) и Каахемского (бассейн р. Шивелиг) массивов, а также существование на больших площадях пологих поверхностей, разграничивающих породы зоны эндоконтакта и менее гибридизированные породы в западной части Каахемского массива.

Своеобразной, воронкообразной, формой обладают небольшие тела габброидов в бассейне р. Дотот (по данным Б. Е. Карского), на междуречье Айлыга и Дугду. Они сложены полосчатыми габбро и габбро-норитами, сопровождаемыми ультраосновными породами. Интрузии имеют концентрическое строение и падение плоскопараллельных текстур течения, направленное от периферии к центру. По мнению Г. В. Пинуса, эти интрузии не относятся к таннуольскому комплексу.

Четыре упомянутые выше плутона — Таннуольский, Каахемский, Бийхемский и Хамсаринский — имеют удлиненную форму, причем ориентировка их длинных осей в общем совпадает с простиранием структурных элементов вмещающих (нижнекембрийских) пород.

Это можно проследить на примере Таннуольского плутона, изменяющего ориентировку своей длинной оси в соответствии с изменением преобладающих простираний вмещающих толщ; от северо-восточного на западе до северо-западного на востоке. Ориентировка параллельных текстур в интрузии, по данным Э. Ф. Дорофеевой (1960), подчинена простираниям контактов и в целом соответствует направлению длинной оси плутона. При этом падение параллельных текстур направлено в сторону, противоположную падению поверхности контакта, — в сторону интрузии. Если залегание пород Таннуольского плутона в целом подчинено в значительной мере преобладающим структурным направлениям нижнекембрийских толщ, то отдельные его части являются резко дискордантными и секут вмещающие их пликативные структуры.

Для Каахемского плутона подчиненность формы и внутреннего структурного плана простиранию вмещающих пород отмечается на северном фланге, где господствуют северо-западные простирания, а также в западной части интрузии, где простирания во вмещающих породах и линии контакта петрографических разностей приобретают меридиональную ориентировку. Это не исключает резкого несоответствия на отдельных участках направлений структурных элементов интрузии и прорванных ею отложений.

Такого рода соотношение между интрузиями и структурой вмещающих пород, т. е. конкордантность в общем плане и дискордантность при более детальном рассмотрении, может быть подтверждено еще рядом примеров и является типичным для таннуольского интрузивного комплекса.

Таннуольский интрузивный комплекс обладает чрезвычайно разнообразным составом пород, среди которых выделяются следующие четыре группы пород, обладающие рядом близких минеральных и хими-

ческих признаков: 1) ультраосновные породы (лерцолиты и верлиты); 2) основные породы (оливиновые нориты и габбро, в том числе оливин-содержащие); 3) породы средней основности (диориты, кварцевые диориты); 4) кислые породы (гранодиориты, тоналиты, плагиограниты, адамеллиты и граниты). Наиболее распространены среди пород таннуольского комплекса гранодиориты и кварцевые диориты; им подчинены диориты и габбро; наименее распространены породы более основного и кислого состава.

Распределение петрографических разностей в пределах интрузивных тел в ряде случаев оказывается закономерным: породы более кислые тяготеют к центральной части массивов, а отличающиеся повышенной основностью — к периферии массивов и останцам кровли. Такое распределение пород можно наблюдать на отдельных участках Таннуольского плутона (бассейн р. Холу, верховья Пурганыга и Диргиша). Столь же отчетливо оно проявляется в западной части Каахемского плутона (левобережье Каа-Хема ниже пос. Сарыг-Сеп), где диориты и габброиды с останцами кровли нижекембрийских вулканогенных и карбонатных пород занимают водораздельные участки, а выходы тоналитов и гранодиоритов приурочены к долинам. В Бийхемском плутоне в направлении от центра к периферии достаточно определенно устанавливается смена адамеллитов и лейкократовых гранодиоритов на кварцевые диориты, диориты и габбро. Такой же план распределения пород разной основности можно видеть в Ожинском, Эмийском и ряде других массивов.

Породы среднего и основного состава в этих интрузиях, судя по разнообразию их текстур, структур и минерального состава кристаллизовались из неравновесного расплава, обогащенного летучими компонентами. Геологическая позиция этих пород, приуроченных к периферической части интрузии и провесам кровли, и наличие ряда признаков их гибридного происхождения свидетельствуют о существенной роли в их формировании процессов ассимиляции.

Наблюдение над взаимоотношениями отдельных групп пород друг с другом показывает, что в одних случаях они связаны между собой постепенными переходами, в других же — имеют секущие контакты. Изучение этих контактов приводит к выводу о существовании сложного — по крайней мере двухфазного (или трехфазного, по мнению Г. В. Пинуса) — процесса формирования интрузивных массивов. К ранней фазе относятся породы основного и среднего состава — до кварцевых диоритов включительно, к поздней — породы более кислого состава — от тоналитов и гранодиоритов до гранитов. Секущие контакты между породами второй и первой фаз, отличающихся не только составом, но также текстурными особенностями и структурным планом слагаемых ими интрузивных тел, фиксировались многими исследователями в ряде пунктов. Так, для Каахемского плутона прорыв гранодиоритами и тоналитами кварцевых диоритов, диоритов и габбро наблюдался во многих пунктах по долине р. Каа-Хем, между поселками Сарыг-Сеп и Зубовкой на междуречье Каа-Хема и Сои. Такого же типа контакты отмечались в Бийхемском плутоне на левобережье Бий-Хема выше устья Серлиг-Хема, в Ожинском массиве в долине Бий-Хема у Солдатовского займища, в Таннуольском плутоне по долинам рек Холь-Ежу, Дурген и других, в интрузиях хр. Таскыл (по Ю. В. Чудинову) и во многих других массивах.

Относительно вещественного состава пород поздней фазы таннуольского комплекса взгляды авторов расходятся.

По мнению Г. В. Пинуса, третья фаза была отделена от предыдущих значительным отрезком времени. Она характеризуется внедрением

небольших по объему порций основной магмы, дифференциация которой, происходившая внутри интрузивных камер, породила серию разнообразных пород от диоритов до перидотитов. К этой фазе Г. В. Пинус относит небольшие штокообразные тела, обнажающиеся на южном склоне хр. Восточный Танну-Ола (р. Холу и в междуречье Буланнг-Хема и Овур-Унгеша), и относительно крупное тело, расположенное западнее оз. Чаготай в бассейне р. Мажалык. Последнее, по наблюдениям Г. В. Пинуса, прорывает метасоматические диориты, образованные в зоне экзоконтакта гранодиоритов и кварцевых диоритов, относящихся ко второй фазе интрузивного комплекса.

Типичным породам таннуольского комплекса свойственна ассоциация плагиоклаза (основной олигоклаз, андезин, лабрадор), обыкновенной роговой обманки и биотита. Пироксен (слабожелезистый авгит, приближающийся по составу к диопсиду) в составе темноцветных компонентов встречается значительно реже. Оливин иногда обнаруживается в составе габбро, чаще в норитах и является обычным породообразующим минералом ультраосновных пород.

Характерной особенностью петрографического состава пород таннуольского интрузивного комплекса является необычно высокое содержание плагиоклаза. Эта особенность наиболее отчетливо проявляется в кислых разновидностях интрузивного комплекса, в которых главными породообразующими минералами являются плагиоклаз и кварц. Количество калиевого полевого шпата в этих породах явно занижено и составляет в ряду: гранит — гранодиорит — кварцевый диорит — диорит соответственно 36, 20, 8 и 0% по отношению к общему количеству полевых шпатов. Количество обыкновенной роговой обманки по отношению к общему количеству темноцветных минералов в том же ряду пород составляет 50, 56, 91 и 91%. Типичными аксессуарными минералами пород комплекса являются апатит, сфен и магнетит. Почти повсеместно присутствуют циркон, пирит, гематит.

Часть пород таннуольского комплекса образована в результате метасоматических процессов. К таким породам относятся метасоматические диориты, возникшие за счет вулканогенных вмещающих пород в экзоконтактовых зонах некоторых массивов (Таннуольского, Каахемского и др.). К метасоматическим образованиям относятся также некоторые поля гранитов (бассейны рек Холь-Ежу и Арысканнг-Хем в хр. Восточный Танну-Ола и др.), возникшие в результате автометаморфического калиевого метасоматоза гранодиоритов, и локально распространенные аподиоритовые монцититы (пос. Зубовка, бассейн р. Мос на левобережье Каа-Хема). Источником метасоматических растворов при образовании монцититов являлись, по-видимому, граниты поздней фазы, либо граниты девонского интрузивного комплекса, прорывающие в этих районах породы таннуольского комплекса.

Интрузивные массивы таннуольского комплекса вмещаются вулканогенными, сланцевыми, песчаниковыми и карбонатными толщами, которые вблизи массивов повсеместно изменены. Однако характер и интенсивность изменений боковых пород проявляются по-разному. Возникающие при контактовом метаморфизме породы обычно не обнаруживают существенного изменения валового химического состава по сравнению с исходными породами. Преобразование их шло главным образом путем перекристаллизации и перераспределения материала при незначительном привносе вещества из интрузии. Возникающие за счет алюмосиликатных пород роговики характеризуются преобладанием в их составе различных комбинаций пироксена, амфибола, биотита, эпидота и плагиоклаза. Иногда среди роговиков встречаются зоны окварцевания (бассейн р. Шивелиг-Хем). Карбонатные породы на контакте

с интрузивными массивами обычно перекристаллизованы. Нередко в результате железо-магнезиально-силикатного метасоматоза карбонатных пород и реже — кальциевого метасоматоза алюмосиликатных пород в непосредственном контакте с интрузивными массивами образуются андрадитовые, андрадит-диопсидовые и андрадит-диопсид-эпидотовые скарны. В ряде случаев скарны содержат скопления магнетита и гематита и наложенную сульфидную минерализацию (пирит, халькопирит).

Особенностью интрузий таннуольского комплекса является относительная бедность их породами жильной фации, особенно аплитами и пегматитами. Большая часть даек сложена породами среднего и основного состава — микродиоритами, диорит-порфирами, диабазовыми порфирами, реже встречаются плагиогранит-порфиры и гранит-порфиры. Аплиты и пегматиты, иногда сопровождаемые кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами тяготеют большей частью к контакту интрузий или к зоне соприкосновения пород первой и второй фазы (Каахемский, Ожинский, Бийхемский массивы). Они лишены закономерной ориентировки. Секущие их дайки диорит-порфиров имеют крутое падение и в ряде случаев группируются в определенных зонах, в пределах которых сохраняют выдержанное простирание (бассейн р. Ирбитей, междуречье Сои и Каа-Хема, Серлиг-Хема и Бий-Хема). О наличии генетической связи жильных пород с интрузиями таннуольского комплекса, помимо их тесной пространственной приуроченности, свидетельствует общность состава и соизмеримость концентраций элементов-примесей, содержащихся в них.

Петрохимические особенности пород таннуольского комплекса достаточно отчетливо выступают на векторной диаграмме (рис. 52), где, кроме среднего химического состава типичных групп пород интрузивного комплекса (по данным 58 полных силикатных анализов), для сравнения показан состав аналогичных средних типов горных пород по Дэли. На диаграмме видно довольно близкое совпа-

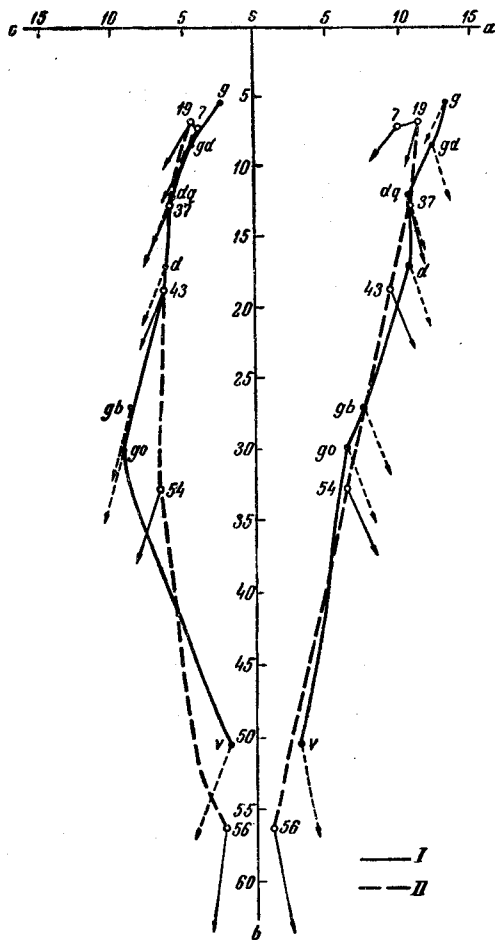


Рис. 52. Диаграмма Заварицкого для средних типов изверженных пород по Дэли и средних типов пород таннуольского интрузивного комплекса

I — вариационная линия и химические характеристики для средних типов изверженных пород по Дэли; *g* — гранит, гранодиорит, *gd* — кварцевый диорит, *d* — диорит, *gb* — габбро, *go* — оливковое габбро, *v* — верлит; *II* — вариационная линия и химические характеристики для средних составов пород таннуольского интрузивного комплекса: 7 — гранит, 19 — гранодиорит, 37 — кварцевый диорит, 43 — диорит, 54 — габбро, 56 — полевошпатосодержащий верлит

Среднее содержание элементов-примесей в поро

Название породы	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Mo	Zr	Cu
	Таннуольский интрузив								
Граниты	395,3	10,0	21,3	2025,9	78,4	50,6	2,5	17,2	38,4
Гранодиориты	601,4	31,7	43,9	3361,0	187,6	49,9	4,4	12,8	52,6
Кварцевые диориты	704,0	45,0	132,0	3180,0	156,0	87,0	5,7	7,0	58,0
Диориты	810,7	84,8	75,3	2475,0	238,7	288,2	7,6	3,9	120,4
Габбро	930,0	193,8	178,0	1660,0	418,2	841,0	7,5	1,7	135,0
Жильные породы основного состава	1915,0	77,5	74,5	3112,5	371,3	152,8	6,5	2,5	66,0
Кислые жильные породы	578,6	15,7	32,9	2107,0	64,3	32,9	2,9	18,6	41,4
	Девонский интрузив								
Граниты	308,4	8,6	12,9	2401,4	37,7	26,5	4,9	24,5	31,3
Кислые жильные породы	292,5	10,0	17,8	2500,0	42,8	35,0	1,4	15,7	37,1

дение вариационных линий, отражающих химизм пород таннуольского комплекса и химизм средних типов интрузивных пород по Дэли. Это свидетельствует о том, что по химическому составу все важнейшие группы пород интрузивного комплекса в общем приближаются к аналогичным группам пород щелочноземельной серии.

Однако при тщательном сравнении можно заметить некоторые иногда весьма существенные различия в химизме сравниваемых ассоциаций горных пород, благодаря чему представляется возможным выявить специфические петрохимические особенности пород таннуольского комплекса. В основном последние сводятся к следующему: 1) все породы таннуольского комплекса обладают отчетливо выраженным натриевым составом. Калий среди щелочных металлов, входящих в состав алюмосиликатов, играет явно подчиненную роль. Содержание натрия по отношению к калию закономерно возрастает от кислых членов ряда пород к основным. Большая часть типичных петрографических разновидностей (граниты, гранодиориты, диориты) содержит меньше щелочей, чем соответствующие средние типы интрузивных пород по Дэли; 2) представители кислых пород таннуольского комплекса (до кварцевых диоритов) обладают повышенным содержанием полевошпатовой извести по сравнению с аналогичными средними типами интрузивных пород. С увеличением основности пород соотношение в количестве полевошпатовой извести становится обратным, но проявляется не так резко; 3) все разновидности пород, за исключением гранодиоритов, содержат больше металлических элементов, входящих в состав феррических минералов, чем аналогичные средние типы интрузивных пород. По мере увеличения кислотности пород содержание железа по отношению к магнезию закономерно увеличивается.

Специфика геохимических особенностей пород таннуольского интрузивного комплекса отражена также в табл. 14, где приведены средневзвешенные содержания элементов-примесей (e/t) в главных петрографических разновидностях интрузивного комплекса по данным более чем 400 полуколичественных спектральных анализов. Для сравнения там же

Таблица 14

дах таннуольского и девонского интрузивного комплексов, г/т

Pb	Zn	Sn	Ge	Ga	Sr	Ba	B	P	Y	Yb	Be	Ag	La
ный комплекс													
12,8	22,6	0,3	—	38,1	78,7	122,7	—	31,3	—	—	—	—	—
15,3	53,5	—	—	50,8	97,4	108,3	—	338,0	—	—	0,5	—	—
11,0	69,0	1,5	—	51,0	189,0	75,0	—	—	—	—	—	—	—
13,8	75,3	—	0,4	125,6	63,7	65,5	0,4	440,0	—	—	0,1	—	—
2,5	90,3	1,4	3,1	55,0	41,4	30,4	—	770,0	—	—	—	—	—
6,0	70,0	1,0	—	51,5	55,8	47,0	—	600,0	—	—	1,5	—	—
21,4	50,0	2,9	—	47,1	97,8	121,4	—	143,0	—	—	—	—	—
ный комплекс													
25,5	25,0	1,4	0,1	46,3	113,9	286,1	—	19,4	9,7	8,2	3,6	0,3	7,7
15,0	5,4	—	—	43,6	123,9	395,7	—	285,5	4,3	4,3	—	—	—

приведены аналогичные данные для пород девонского интрузивного комплекса.

Анализ таблицы показывает, что особенностью пород таннуольского комплекса является повышенное содержание в них элементов группы железа, что особенно отчетливо устанавливается при сравнении состава кислых петрографических разновидностей интрузивного комплекса как с типичными калиевыми гранитами более молодого, девонского, интрузивного комплекса Тувы, так и с кларками этих элементов в кислых породах земной коры (Виноградов, 1956). Наряду с этим характерные элементы-примеси кислых магм (цирконий, стронций, барий) содержатся в породах таннуольского комплекса в количествах значительно ниже кларковых. Г. В. Пинусом (1961), специально изучавшим геохимические критерии, позволяющие различать граниты разных интрузивных комплексов Тувы, установлено, что граниты таннуольского комплекса в противоположность гранитам девонского интрузивного комплекса не содержат в числе примесей элементы редких земель, или содержат лишь следы их, а акцессорный магнетит пород таннуольского комплекса не содержит германия. Наоборот, магнетит из гранитов девонского комплекса почти всегда содержит германий.

До недавнего времени фактический материал геологических наблюдений не давал однозначного ответа на вопрос о возрасте таннуольского интрузивного комплекса. Было известно, что интрузивные массивы комплекса оказывают контактовое воздействие на протерозойские и нижнекембрийские отложения и в свою очередь трансгрессивно перекрываются отложениями силура. Таким образом, возрастной диапазон, в пределах которого могло произойти формирование массивов интрузивного комплекса, охватывал период времени от низов среднего кембрия до силура. В связи с этим существовало две точки зрения относительно возраста интрузий таннуольского комплекса. Одна группа геологов считала, что формирование синорогенных интрузий комплекса было связано с проявлением главной фазы салаирской складчатости, замкнувшей большую часть кембрийской геосинклинали Тувы (Кузне-

цов, 1946; Кузнецов и Пинус, 1949; Иванова и Полевая, 1956), а другая — придерживалась представлений о более молодом — таконском или предготландском — возрасте интрузивного комплекса (Додин, 1950; Серпухов, 1955; Леонтьев, 1953; Рафиенко, 1955 и др.).

В 50-х годах на территории Тувы был обнаружен ряд пунктов, где отложения фаунистически охарактеризованного ордовика трансгрессивно залегают на гранитоидах таннуольского комплекса: перекрывание гранитоидов красноцветной систигхемской свитой ордовика, по данным Ю. В. Чудинова, Я. Д. Шенкмана и В. А. Благодрава, наблюдалось около пос. Систиг-Хем и к югу от устья р. Хорес, по р. Уза и р. Чаваш. Кроме того, выяснилось, что утверждение Н. И. Рафиенко (1955) о том, что Ожинская интрузия таннуольского комплекса рвет отложения ордовика, не соответствует действительности. Оказалось, что в состав Ожинской интрузии Н. И. Рафиенко ошибочно включил граниты девонского интрузивного комплекса, которые в районе Кызык-Чадрского месторождения действительно метаморфизуют ордовикские породы (Пинус, 1961). Еще более сужает возрастные границы интрузии таннуольского комплекса установленное В. А. Благодравым присутствие гальки интрузивных пород типа таннуольских в верхнекембрийской аласугской свите, в бассейнах рек Чаваш и Систиг-Хем. Наконец, данные определений абсолютного возраста горных пород из различных массивов интрузивного комплекса также подтверждают несостоятельность представлений о таконском возрасте интрузий таннуольского комплекса. В настоящее время вся совокупность фактов совершенно однозначно свидетельствует о кембрийском возрасте интрузий таннуольского комплекса и о связи формирования массивов его с салаирским тектогенезом.

К числу наименее разработанных проблем изучения таннуольского интрузивного комплекса следует отнести вопросы его генезиса. По этому поводу существует ряд гипотез (Билибин, 1958; Иванова, 1957, 1958; Леонтьев, 1953, 1956), однако все они не могут считаться вполне удовлетворительными. Несколько позднее Г. В. Пинус (1961) высказал предположение, что силикатный расплав, породивший породы комплекса, возник в результате глубинной ассимиляции базальтовой магмой пород сиала.

ДРЕВНЕКАЛЕДОНСКИЙ (ШАПШАЛЬСКИЙ) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Древнекаледонские граниты впервые в Туве были выделены в 1946 г. Г. В. Пинусом и В. А. Кузнецовым. В качестве их представителей были описаны крупный Чингекатский (по р. Чингекат) гранитный массив в горах Чараш-Таш на юго-западе Тувы, а также ряд мелких массивов в хр. Шапшал. При этом были показаны особенности этих гранитов, позволившие отличать их от производных более древнего Таннуольского интрузивного комплекса, и получены доказательства досилурийского их возраста [по находке характерных для них пород в составе гальки базального конгломерата чергакской свиты силура (Пинус, 1949; Кузнецов и Пинус, 1949)]. В те же годы и позднее древнекаледонские граниты Чингеката и Шапшала изучались и описывались А. Л. Додиним, В. Г. Глезденевым, Г. И. Ивановой, Г. Г. Бельским и др. В работах указанных исследователей и в том числе в обобщающих трудах Т. Н. Ивановой (1959, 1961, 1963) древнекаледонские гранитные интрузии описаны как шапшальский интрузивный комплекс. Наиболее полно охарактеризован этот комплекс в работе Т. Н. Ивановой, вышедшей в 1963 г.

В пограничных с Тувой восточных районах Горного Алтая признаки наличия каледонских гранитных интрузий отмечались в свое время

В. П. Нехорошевым (1932). В конце 50-х годов в этих районах досилурийские граниты—аналоги шапшальского интрузивного комплекса Тувы выделялись многими геологами ВАГТ, в том числе М. Н. Барцевой, А. Б. Дергуновым, Л. Г. Васютиной, Т. С. Гостевой, А. А. Вишневым, Т. Ф. Немовой, В. Н. Гавриловой и др. Аналогичные интрузии выделены в Курайском хребте Юго-Восточного Алтая в качестве шапшальского (кубадринского) интрузивного комплекса В. А. Кузнецовым (1963), В. А. Скуридиным и Л. А. Михалевой.

Из вышесказанного следует, что на западе Тувы и в восточных районах Горного Алтая древнекаледонские гранитные интрузии проявились достаточно широко и характеризуются определенными особенностями, резко отличаясь от производных более древних таннуольских гранитоидов и от более молодых—девонских—интрузий, так что, несомненно, заслуживают выделения в особый шапшальский (кубадринский, чингекатский) гранитный комплекс.

Представителями шапшальского интрузивного комплекса на территории Тувы следует считать Чингекатский, Шапшальский и Саянский массивы, а также ряд мелких массивов-спутников в Шапшальском хребте. Возможно, что к этому комплексу относится и крупный Мунгун-Тайгинский гранитный массив, хотя имеются данные, говорящие о принадлежности его к более поздним, вероятно, позднекаледонским, интрузиям. По-видимому, к этому же комплексу следует относить небольшие тела гранитоидов в бассейне верховьев р. Систиг-Хем, на северо-востоке Тувы (р. Белиг-Хем).

Интрузивные массивы шапшальского комплекса во всех случаях являются конкордантными, ориентированными согласно с вмещающими породами, хотя кое-где иногда наблюдаются и секущие контакты. В ряде случаев намечается акмолитообразная и линзовидная форма массивов. Во всех случаях массивы располагаются в метаморфических сланцах и метаморфизованных песчано-сланцевых, реже эффузивно-осадочных толщах кембро-ордовикского возраста.

Сложены интрузии шапшальского комплекса преимущественно крупнозернистыми порфиридовидными биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами, часто имеющими гнейсовидный облик, причем в этих случаях для них свойственны кристаллобластические и катакластические структуры. В составе пород преобладают микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит, реже амфибол. Среди аксессуарных минералов встречаются сфен, апатит, циркон, ортит, флюорит, турмалин. Порфиридовидные выделения, имеющие нередко несколько округлые очертания и достигающие 2—3 см в длину, образованы микроклином, обычно очень свежим и содержащим включения плагиоклаза, кварца и биотита. Вероятно, эти выделения представляют собой порфиробласты, образованные в результате калиевого метасоматоза, иногда явно в постмагматическую стадию в процессе катаклаза и милонитизации пород.

Химические анализы показывают, что породы шапшальского комплекса относятся к гранитам и гранодиоритам и характеризуются некоторой пересыщенностью глиноземом и в общем значительным содержанием щелочей при явно выраженном преобладании калия над натрием.

Для массивов этого комплекса характерно весьма незначительное развитие дайковых тел: крайне редко отмечаются дайки аплитов и пегматитов, еще реже встречаются дайки диабазов и лампрофиров, возможно, не связаны генетически с гранитными массивами.

Весьма своеобразен характер контактов и характер эндоконтактовых изменений вмещающих пород. Как уже отмечалось, во всех случаях массивы гранитоидов описываемого комплекса размещаются среди метаморфических сланцев или метаморфизованных песчано-сланцевых

толщ кембро-ордовика, реже среди эффузивно-осадочных пород кембрия. Обычно четкие контакты между гранитоидами и вмещающими породами отсутствуют: переход между ними очень постепенен. Кварцево-серицитовые или кварцево-хлоритовые сланцы обычно вблизи контакта с массивом гранитоидов сменяются кварцево-полевошпатово-слюдистыми сланцами, нередко очковыми, с мелкими порфиробластами плагиоклаза и щелочного полевого шпата, с биотитом, кварцем и нередко с обильным турмалином. Еще ближе к гранитоидам обычно развиты очковые гнейсы или гнейсовидные породы. Они представляют собой породы с гломеробластовой, местами blastsмилонитовой общей структурой, с лепидобластовой структурой мелкозернистой части породы. Гломеробласты сложены калиевым полевым шпатом и кислым плагиоклазом, иногда агрегатом их зерен. Размер их достигает 2—3 см, форма — обычно овальная. Калиевый полевой шпат, располагающийся в центре порфиробластов, содержит вросстки зерен кислого плагиоклаза, кварца, эпидота, чешуйки биотита, часто мусковитизированного. Внешние зоны порфиробластов нередко катаклазированы вплоть до образования милонита. В этих породах наблюдаются многочисленные зоны повышенного катаклаза и милонитизации, характеризующиеся продолжающимся метаморфизмом, ростом порфиробластов калиевого полевого шпата, появлением обильного мусковита, турмалина, перекристаллизацией и т. д. Подобные породы в ряде случаев образованы, вероятно, за счет аркозовых песчаников, о чем можно судить по наличию постепенных переходов от песчаников к очковым гнейсовидным биотит-полевошпатовым сланцам. В последних иногда наблюдаются полуокатанные неперекристаллизованные зерна реликтовых циркона и апатита. Совершенно такие же породы часто наблюдаются в виде выдержанных полос внутри гранитных массивов, причем нередко граниты как бы переслаиваются с гнейсовидными метаморфическими сланцами и гнейсами.

Изучение метаморфических пород, сопровождающих гранитоиды шапшальского комплекса, позволяет исследователям выделять следующие стадии их образования. Прежде всего это — перекристаллизация вмещающих пород, вызванная термальным воздействием внедряющейся гранитной магмы. Затем следует более поздняя стадия натрового и вслед за ней — калиевого метасоматоза. С последним связано образование порфиробластов микроклина и почти одновременное появление мусковита. Натровый и калиевый метасоматоз нередко чередуются, оба они происходят в обстановке тектонических напряжений. Наконец, процесс завершается кварцевым метасоматозом и последующим образованием эпидота, мусковита, сфена (Иванова, 1963).

По-видимому, метаморфизм и метасоматоз, вызвавшие образование описанных пород, особенно характерных для шапшальского комплекса, может быть объяснен воздействием внедряющейся гранитной магмы. Однако существуют и другие не менее обоснованные представления об образовании пород шапшальского комплекса. По данным В. А. Скуридина и Л. А. Михалевой (изучивших массивы того же комплекса в смежных с Тувой районах Юго-Восточного Алтая), и вмещающие метаморфические породы, и гранитоиды являются производными метаморфизма пород в зонах смятия вдоль региональных разломов при участии сквозьмагматических растворов (Коржинский, 1952). Интенсивный метаморфизм и метасоматоз пород с привнесом щелочей, кремнезема и летучих, в частности бора и фтора, привели к образованию метаморфических сланцев и гнейсов. Ультраметаморфизм и плавление пород опять-таки с привнесом тех же компонентов, видимо, могли обусловить формирование магматического расплава и кристаллизацию

гранитных пород как на месте образования магмы, так и в результате ее внедрения. Таким образом, образование массивов шапшальского комплекса может рассматриваться как результат процессов гранитизации, или магматического замещения (Коржинский, 1952; Ю. А. Кузнецов, 1955). По своему типу и по отношению к складчатости вмещающих толщ, комплекс является соскладчатым, синорогенным, образованием.

Геологический возраст шапшальского интрузивного комплекса определяется на основании следующих данных. Как упоминалось, массивы этого комплекса размещаются в нижнепалеозойских (кембро-ордовикских) толщах. Они являются соскладчатыми и, по-видимому, время их становления близко к времени основной складчатости и стабилизации периферической раннекаледонской терригенной геосинклинали Западного Саяна и Горного Алтая. Кроме того, как уже указывалось, в базальном конгломерате чергакской свиты силура, на правом берегу р. Барлык была обнаружена галька гранитоидов, по составу аналогичная породам неподалеку расположенного Чингекатского массива, одного из представителей рассматриваемого интрузивного комплекса (Пинус, 1949). С геологическими данными о древнекаледонском, во всяком случае досилурийском, возрасте комплекса хорошо увязываются имеющиеся сейчас довольно многочисленные определения абсолютного возраста пород из различных массивов как Тувы, так и смежных районов восточной окраины Горного Алтая. Эти определения, выполненные в различных лабораториях (ВСЕГЕИ, Зап.-Сиб. геол. упр., ИГГ СО АН СССР и др.) калий-аргоновым методом по биотиту и по породам, дают возраст массивов в пределах 440—460 млн. лет. Все это позволяет считать шапшальский гранитный комплекс производным раннекаледонского, вероятно ордовикского, глубинного магматизма.

Известно, что по некоторым массивам, в частности Мунгун-Тайгинскому, имеются определения, указывающие на возможность более молодого возраста этих образований (девонского или даже позднегерцинского). Т. С. Гостева описывает случай, когда гранитоиды, сходные с шапшальскими, прорывают отложения, содержащие фауну криноидей и условно отнесенные ею к силуру. Видимо, эти факты свидетельствуют о том, что в группе гранитных массивов, отнесенных к шапшальскому комплексу, имеются тела более молодого возраста, возможно аналоги образований описываемых ниже сютхольского или юстыдского интрузивных комплексов. Действительно, в шапшальской и чингекатской группах гранитных массивов отмечались случаи, когда гранитоиды, типичные для шапшальского комплекса, прорываются более поздними гранитами, возможно, девонского или герцинского возраста. Видимо, это необходимо учитывать при региональных геологических исследованиях.

Как уже отмечалось, кроме массивов западной окраины Тувы (и Восточного Алтая), к шапшальскому интрузивному комплексу, по-видимому, следует отнести интрузивные массивы гранодиоритов и гранитов бассейна р. Систиг-Хем в северо-восточной части Тувы, в частности, Белигхемский и Айнинский массивы, прорывающие фаунистически охарактеризованные толщи ордовика.

ДЕВОНСКИЙ ЭФФУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ ТУВЫ

Вулканогенные толщи в Туве установлены в нижнем девоне, эйфельском и низах живетского ярусов среднего девона.

Наиболее интенсивной вулканической деятельностью была в нижнем девоне и эйфельском веке в период заложения Тувинской межгор-

ной впадины. Она привела к формированию мощной (2,5—3 км) толщи основных, средних, а в верхах разреза — кислых эффузивов и их туфов (кендейская свита, кызылбулакская серия). Излияния эффузивов, преимущественно покровного характера, происходили главным образом по зонам глубинных разломов, ограничивающих эту впадину, а также в отдельных грабенах прилегающих к ней складчатых сооружений (Чулакский, Усинский грабены, Тоджинская впадина и пр.).

Структурное положение и состав вулканогенных толщ нижнего девона и эйфеля в различных районах неодинаковы. На юге Тувы (разрезы Кендей, Самагалтай) кендейская свита связана постепенным переходом с осадочными отложениями самагалтайской свиты нижнего девона и согласно сменяется существенно осадочной саглинской свитой эйфельского яруса. По северной и западной периферии Западного Танну-Ола, а также в центральной и северо-восточной частях Тувы кендейская свита трансгрессивно, местами с четко выраженным угловым несогласием залегает на силурийских, а иногда и более древних отложениях. Верхняя граница свиты условно устанавливается по уменьшению роли эффузивов в вышележащей саглинской свите. В пределах Уюкской впадины и отдельных грабенов в Восточной Туве, а также на южном склоне Западного Саяна, где во всех трех районах интенсивная вулканическая деятельность продолжалась и в эйфельское время, проведение этой границы затруднительно, в связи с чем весь нижнедевонский — эйфельский — осадочно-вулканогенный комплекс объединяется в кызылбулакскую серию.

Достоверно доказанные живетские эффузивы в настоящее время известны лишь в верховьях р. Баян-Кол в составе атакшильской свиты, где они представлены несколькими покровами андезитовых порфиритов, залегающих среди красноцветных песчаников и конгломератов.

Точная корреляция и расчленение девонских вулканогенных толщ значительно затрудняется отсутствием выдержанных на больших площадях маркирующих горизонтов. В большинстве районов, однако, довольно четко можно наметить двучленное строение разрезов как кендейской свиты, так и кызылбулакской серии. Нижняя половина разреза сложена преимущественно базальтовыми, андезито-базальтовыми и андезитовыми порфиритами, чередующимися с подчиненными горизонтами туфов и туфобрекчий того же состава. В самом основании обычно существенную роль играют осадочные породы — конгломераты и песчаники. Верхняя половина разреза представлена главным образом липаритовыми порфирами и их туфами с подчиненными им покровами андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов. Осадочные породы в этой части разреза имеют довольно широкое распространение. В Центральной Туве (хр. Бьерт-Даг, урочище Кызыл-Чира) они слагают в основании разреза пестроцветную пачку мощностью до 300 м (барыкская свита, по Я. С. Зубрилин), а в верхах разреза чередуются с вулканогенными образованиями. Центрами вулканических извержений в нижнем девоне и в эйфельском ярусе, как уже отмечалось, служили зоны глубинных разломов, вдоль которых группируются дайки, неки и штоки основных и кислых пород, являющиеся подводящими каналами для эффузивов. Крупные зоны широкого развития подводящих каналов, сложенные основными породами, установлены вдоль целого ряда разломов, ограничивающих отдельные тектонические структуры в бассейнах рек Саглы, Шуй, Каа-Хем, Чадан и др. А. Н. Кенем по рекам Улуг-Хондергей, Северный Торгалык и в других местах обнаружены переходы даек базальтовых порфиритов в покровы. Авторами наблюдалась непосредственная связь штокообразных интрузий кварцевого порфира с потоками близ устья Чазадыра, в районе Хонделена и других местах. По-

роды, слагающие подводящие каналы и поверхностные вулканогенные образования, по внешнему облику и степени раскристаллизации, как правило, не различаются.

Среди поверхностных вулканогенных образований могут быть выделены покровы и потоки лав и пласты пирокластических пород. Судя по немногим хорошо обнаженным на значительных площадях участкам, устанавливается, что породы основного и среднего состава встречаются преимущественно в виде покровов с резко подчиненной ролью прослоев пирокластических образований, представленных главным образом туфо-конгломератами и туфобрекчиями. Толщи, сложенные породами кислого состава, состоят из потоков, переслаивающихся со значительным, местами преобладающим количеством пластов пирокластических пород.

Строение покровов основного состава можно наблюдать на правом берегу р. Енисей выше с. Уюк и на левом берегу р. Енисей в 3,7 км юго-западнее горы Суглуг-Бом.

Покровы, наблюдаемые в районе с. Уюк, имеют нижнедевонский возраст. Мощность их 0,7—1 м. Поверхности слабоволнистые. В подошве покровов базальтовые порфириды имеют гиалоофитовую структуру и миндалекаменную текстуру с редкими миндалинами, выполненными карбонатом и хлоритом. Средняя часть сложена миндалекаменным порфиритом с микролитовой структурой основной массы; в кровле развита шлаковая корка толщиной 10—20 см, представлена она ноздреватым гиалиновым базальтовым порфиритом, пустоты которого выполнены карбонатом.

В районе горы Суглуг-Бом наблюдаются хорошо выраженные покровы базальтового порфирита эйфельского возраста мощностью 5—10 м. Нижний контакт покровов прямолинейный с редкими апофизами, проникающими по трещинкам скальвания в нижележащие песчаники. Верхний контакт обычно четко прямолинейный или слабоволнистый, иногда с неправильной формы трещинами, заполненными кластическим материалом. В ряде случаев, когда вышележащие песчаники обогащены продуктами выветривания базальтового порфирита, граница их с порфиритами устанавливается с трудом.

Структура базальтовых порфиритов в пределах потока меняется. В лежачем боку порфирит имеет порфиловую структуру с гиалиновой структурой основной массы. В центральной части покрова наблюдается интерсертальная структура, в висячем боку — гиалоофитовая.

Мощность изученных покровов базальтовых, андезито-базальтовых порфиритов колеблется от 0,5 до 15 м.

В рассматриваемых разрезах часто устанавливаются монотонные пачки или тела порфиритов мощностью от 10 до 250 м, не обнаруживающие признаков наслоения. Особенно это относится к крупнолейстовым плагиоклазовым базальтовым и андезито-базальтовым порфиритам, встречаемым преимущественно в низах вулканогенных толщ. В пределах таких тел породы, как правило, неоднородны: снизу вверх по разрезу, а также по простиранию тел меняется цвет, зернистость и структура пород. Участки различного строения имеют между собой постепенные переходы, неправильную форму и самостоятельных горизонтов не образуют.

Происхождение этих тел пока не вполне ясно. Возможно, что среди них встречаются как эффузивные, так и интрузивные образования.

Кислые породы наблюдаются в виде эффузивных потоков и пластов пирокластов, мощность которых варьирует от 5 до 25 м. Контакты их прямолинейные. Породы, слагающие потоки, имеют массивную или флюидальную текстуру. Структура их афировая или порфировая с микропйкилитовой, фельзитовой, аллотриоморфной структурами основной

массы. Горизонты пирокластических пород сложены разнообразными по зернистости туфами кристаллолитокластической, кристалловитрокластической и кристаллокластической структур. Широкое развитие имеют игнимбриты, часто обнаруживающие себя по псевдофлюидальной текстуре. Ранее эти породы относились к лавовым образованиям.

Формы залегания вулканогенных пород кислого состава удается установить далеко не всегда. Нередко встречаются мощные толщи монотонных пород, не поддающиеся расчленению. Только в некоторых из них при микроскопическом изучении обнаруживается переслаивание эффузивных и тонких пирокластических образований.

По составу породы, участвующие в строении вулканогенных толщ, относятся к двум группам: а) андезитовых и базальтовых порфиритов и б) липаритовых порфиритов.

В первой группе выделяются базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые порфириты, туфобрекчии и туфоконгломераты того же состава. Все эти разновидности связаны между собой постепенными переходами. В изученных авторами разрезах намечается закономерное распределение пород в пределах нижней вулканогенной толщи: наиболее основные разновидности из них — оливинные базальтовые порфириты — встречаются только в низах разреза, сменяясь выше андезито-базальтовыми и андезитовыми порфиритами.

Внешне породы группы андезитовых и базальтовых порфиритов представляют собой темно-зеленые, зелено-серые, лилово-серые породы. Текстура их массивная, миндалекаменная, иногда флюидальная. Структура порфиновая или афировая.

Основная масса базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов имеет микродолеритовую, интерсертальную, пойкилоофитовую, пойкилоофито-интерсертальную, гиалоофитовую, пилотакситовую структуры. Основная масса андезитовых порфиритов обычно пилотакситовая или микролитовая.

В миндалекаменных разновидностях миндалины выполнены карбонатом, хлоритом, халцедоном, кварцем, эпидотом, редко пумпелинитом. Базальтовые порфириты характеризуются наличием фенокристаллов оливина, пироксена, плагиоклаза. В андезито-базальтовых и андезитовых порфиритах фенокристы представлены пироксеном и плагиоклазом.

Основная масса всех порфиритов состоит из переменного количества пироксена, плагиоклаза № 60—40 и 8—12, стекла, рудного минерала. Породы группы андезитовых и базальтовых порфиритов нередко изменены (альбитизация, соссюритизация, хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация).

Туфобрекчии и туфоконгломераты группы андезитовых и базальтовых порфиритов состоят из угловатых или окатанных обломков пород группы андезито-базальтовых порфиритов, заключенных в туфовый материал такого же состава.

Среди пород *второй группы* выделяются липаритовые, фельзитовые порфиры, фельзиты, туфы вышеперечисленных пород, туфолавы и игнимбриты. Эффузивные породы характеризуются порфиновой или афировой структурами с микропойкилитовой фельзитовой, сферолитовой, аллотриоморфной структурами основной массы. Нередко в них встречается флюидальная текстура.

Фенокристаллы в породах этой группы представлены альбит-олигоклазом, часто замещенным тонкочешуйчатой слюдкой, кварцем, редко калиевым полевым шпатом. Основная масса — кварц-полевошпатовая, часто насыщенная рудной пылью, богатая тонкочешуйчатой светлой слюдкой нередко окварцована.

Туфолавы порфиринов образованы из обломков пород этой группы, сцементированных лавой такого же состава.

Игнимбриты состоят из угловатых обломков кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и сплюснутых обломков кислых пород, часто различающихся по структурам. Контакты между обломками пород четкие или постепенные; они вытянуты вдоль плоскости напластования и своим закономерным расположением создают псевдофлюидальную текстуру.

Среди туфов кислого состава встречаются туфобрекчии и различной зернистости туфы кристаллолитокластической, кристалловитрокластической, кристаллокластической структуры.

Для характеристики общих петрохимических особенностей эффузивов Тувы нами были использованы данные химических анализов (табл. 15), пересчитанные по методу А. Н. Заварицкого и нанесенные на векторную диаграмму (рис. 53). Из последней видно, что в строении девонских вулканогенных толщ принимают участие различные по кислотности породы — от базальтовых порфиритов до риолитовых порфиритов (значение b меняется от 30 до 2,5). Фигуративные точки анализов группируются вдоль линии щелочноземельных пород по Дэли, иногда несколько отклоняясь от нее в ту или иную сторону. (Все сравнения в дальнейшем будут проводиться со средними типами пород по Дэли.)

Эффузивы, соответствующие по кислотности базальтам, характеризуются несколько пониженным содержанием щелочей ($a=5-6,2$) и повышенным содержанием полевошпатовой извести ($c=8-10,5$). Основная часть векторов, соответствующая андезито-базальтам и андезитами, отклоняется от щелочноземельного ряда в сторону щелочного, причем это отклонение, как правило, тем больше, чем кислее порода. Для группы андезито-базальтов характерно пониженное содержание полевошпатовой извести ($c=2-7,5$) и некоторое обогащение железом по сравнению со средними типами.

Векторы пород кислого состава в большинстве случаев группируются вблизи фигуративных точек, отвечающих риолитам и липаритам Дэли. Более редкие из них приближаются к дацитам и щелочноземельным трахитам. В группе кислых эффузивов наблюдаются значительные колебания в содержании щелочей ($a=10-15,5$), при этом обычно в породах, аналогичных по значению a группе липаритов, а также в породах с более низким содержанием щелочей, чем липариты, наблюдается пересыщенность глиноземом, что свойственно и средним типам липаритов. В породах с более высоким, чем у типичных липаритов, содержанием щелочей, пересыщенности глиноземом не наблюдается. Содержание полевошпатовой извести в породах этой группы близко или понижено по отношению к среднему типу липарита ($c=1-8$), наиболее низко это количество в породах, богатых щелочами.

Эффузивы, близкие щелочноземельным трахитам, отличаются от них пониженным содержанием полевошпатовой извести ($c=1,3-1,5$), несколько меньшим содержанием щелочей ($a=14,4-14,8$) и преобладанием Na над K (векторы в поле СВ круглые).

Векторы анализов 22—25 группируются в поле, расположенном по значению b между андезитами и дацитами, но принадлежат, вероятно, измененным породам различного состава. По своим петрохимическим особенностям они не образуют единого ряда, резко отличаются друг от друга и от типичных представителей андезито-дацитового ряда.

Для дополнительной химической характеристики вулканогенных образований были использованы данные полуколичественного спект-

Результаты силикатных анализов девонских эффузивов

Окислы	№ на диаграмме						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	75,57	75,72	73,44	73,69	71,68	76,18	77,76
TiO ₂	0,08	0,23	0,29	0,26	0,19	0,14	0,21
Al ₂ O ₃	11,24	13,50	12,47	12,36	14,35	12,37	10,25
Fe ₂ O ₃	0,66	11,12	0,34	0,84	2,22	1,96	2,70
FeO	2,43	1,30	3,03	1,52	0,70	0,14	0,26
MnO	0,05	0,06	0,05	0,01	0,04	Следы	0,03
MgO	0,17	0,30	0,41	0,89	0,62	0,27	0,30
CaO	1,64	0,42	0,86	0,84	0,76	0,52	0,42
Na ₂ O	3,74	2,68	3,18	2,78	4,14	3,49	0,21
K ₂ O	3,60	4,32	4,78	5,54	4,30	4,43	6,96
H ₂ O	0,36		0,42	0,58	0,12	0,18	0,06
P ₂ O ₅							
П.п.п.	0,91	0,51	0,83	1,14	1,05	0,73	0,81
Сумма		100,16	100,10	100,45	100,17	100,41	99,96

Аналитик	А. Н. Кен, химическая лаборатория ВСЕГЕИ	Т. Н. Иванова, химическая лаборатория ВСЕГЕИ
----------	--	--

Окислы	№ на диаграмме						
	16	17	18	19	20	28	23
SiO ₂	68,38	66,58	61,35	58,08	53,23	75,04	66,83
TiO ₂	0,43	0,75	1,14	2,05	1,25	0,03	0,4
Al ₂ O ₃	13,53	13,66	12,63	12,48	17,81	10,91	14,32
Fe ₂ O ₃	1,62	1,49	3,96	6,66	7,25	—	4,57
FeO	4,17	4,67	6,54	5,27	3,59	5,27	3,09
MnO	0,07	0,11	0,25	—	0,23	—	0,12
MgO	1,22	1,31	1,96	2,47	1,38	2,92	—
CaO	1,70	2,64	2,78	4,15	6,23	0,90	2,13
Na ₂ O	4,61	4,36	4,46	3,69	4,87	—	4,36
K ₂ O	3,67	3,86	2,48	2,66	2,00	4,72	1,83
H ₂ O						0,40	0,28
P ₂ O ₅							0,16
П.п.п.	0,76	0,88	2,14	1,77	1,30		3,25
Сумма	100,16	100,31	99,69	99,28	99,14	100,25	101,34

Савосина, Центральная химическая лаборатория ЗСГУ

С. Н. Кондаков,

1 — фельзит (близ ст. Арадан); 2 — кварцевый порфир (Верхне-Усинский район, верховья р. Чана); 5 — порфир (район пос. Тели); 6 — кварцевый порфир (р. Алаш, Зап. Тува); 7 — кварцевый порфир (р. Пичи-Шуй, в 3 км ниже устья р. Кара-Су); 10 — то же (р. Чиндозын, в 1 км выше устья); 13 — то же (р. Хемчик, против устья р. Чиндозын); 14 — то же (р. Хемчик, 6 км выше устья (водораздел рек Хемчик и Чиндозын)); 17 — то же (правый борт р. Хемчик, в 6 км ниже устья фирит (р. Пичи-Шуй, в 3 км ниже устья р. Кара-Су); 20 — андезит-базальтовый порфиритовый порфирит (район хр. Каменного); 28 — кварцевый порфир (район хр. Каменного);

Тувинской межгорной впадины и Усинского грабена

(см. рис. 53)

8	9	10	11	12	13	14	15
73,89	75,16	74,9	75,93	74,12	75,12	73,86	74,23
0,18	0,12	0,13	0,07	0,16	0,11	0,13	0,14
12,43	11,22	11,55	11,85	12,44	12,15	12,32	12,01
1,47	0,89	1,58	1,29	1,04	0,66	0,91	0,99
1,73	2,15	2,29	1,87	1,93	1,65	2,90	1,79
—	0,05	0,02	0,03	0,02	0,04	0,06	0,02
—	0,11	0,20	0,42	0,18	0,07	0,10	0,20
0,18	1,96	0,14	0,14	0,45	0,64	0,66	0,39
4,06	4,76	3,86	2,97	4,86	2,70	4,10	3,5
4,31	1,08	3,88	4,74	3,94	5,5	4,66	5,5
0,37	1,57	0,10	0,41	0,14	0,91	0,12	0,44
98,62	99,07	98,61	99,72	99,23	99,55	99,87	99,21
Савосина, Центральная химическая лаборатория ЗСГУ							

(см. рис. 53)

24	25	22	21	26	27	29
64,92	64,88	62,33	61,13	56,08	45,17	44,64
0,81	0,83	0,23	1,25	1,33	1,46	0,99
15,35	12,9	16,16	13,43	16,54	16,20	17,56
5,29	6,66	3,63	8,52	4,68	7,14	3,80
2,85	4,02	4,13	3,84	4,07	6,10	4,66
0,06	0,09	—	0,08	0,17	—	—
—	0,06	0,74	0,27	0,37	5,66	3,35
3,41	2,72	4,75	3,44	7,51	9,20	13,95
4,57	4,60	4,60	6,15	3,84	2,44	2,08
1,79	1,89	—	0,18	0,72	0,48	0,43
0,20	0,20	—	0,36	0,24	5,22	8,00
0,28	0,28	—	0,50	0,25	—	—
2,12	2,33	3,84	2,71	5,29	—	—
101,65	101,46	100,41	101,86	101,09	99,07	99,46

химическая лаборатория горной экспедиции Главгеологоразведки

3 — туфолавы (Чайлюхем); 4 — фельзитовый порфир (правый берег р. Ус, близ пос. Теремкина); (Элегестский район); 8 — липаритовый порфир (устье р. Сюрбюзун); 9 — липаритовый порфир (то же (левобережье р. Уиндозын, выс. 1962,0 м); 12 — то же (правый берег р. Чинге-Хем); р. Чиндозын); 15 — то же (левый борт р. Хемчик, в 6 км выше устья Чиндозын); 16 — порфир р. Чинге-Хем); 18 — миндалекаменный порфирит (левобережье р. Хонделен); 19 — афировый порфир (Хемчик, против устья р. Чиндозын); 21—26 — порфирит (район хр. Каменного); 27 — базальт — базальтовый порфирит (район хр. Каменного).

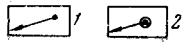
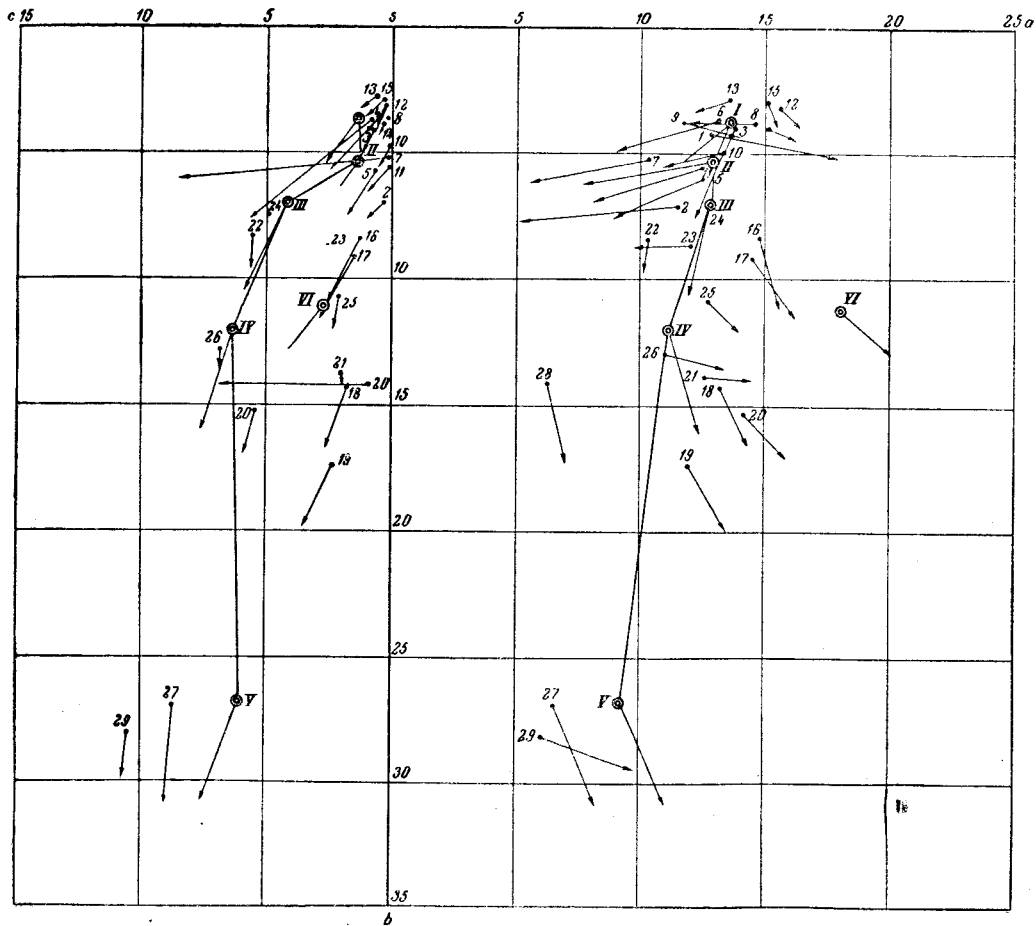


Рис. 53. Диаграмма Заварицкого для девонских эффузивов Тувинской межгорной впадины и Усинского грабена

1 — девонские эффузивы; 2 — средние типы пород по Дэли (I — риолит, II — липарит; III — дацит; IV — андезит; V — базальт; VI — трахиандезит). Нумерацию образцов см. в табл. 15

рального анализа 70 образцов из базальтовых, андезито-базальтовых, андезитовых порфиритов, липаритовых порфиров и туфов кислых пород. Результаты анализа показали, что элементы-примеси Mn, Ni, Ti, Zr, Be, Cu, Ga были обнаружены во всех без исключения пробах; Co, V, Cr, Pb, Zn, Y — во всех группах пород, но не во всех пробах, причем их частота встречаемости находится в прямой зависимости от основности пород.

По количественному содержанию и по частоте встречаемости идентичных элементов-примесей наиболее близки между собой основные и средние породы. Такие элементы, как P и Se, обнаружены только в пробах основных и средних эффузивов, Sn — в небольшом числе проб кислых пород.

В заключение следует отметить некоторые особенности в развитии девонского вулканизма.

1. Нижне- и среднедевонское время (период наиболее интенсивных дифференциальных движений) ознаменовалось активной вулканической деятельностью, что было характерно для времени заложения и развития Тувинской впадины и грабенов Западного Саяна и Восточной Тувы. Наиболее интенсивным вулканизм был в нижнедевонское время: продукты вулканических извержений этого времени покрывают территорию Тувинской впадины и близлежащих грабен. В нижнеэффельское (саглинское) время вулканическая деятельность носила локальный характер, проявляясь вдоль крупных разломов главным образом в северной части Тувы и в грабенах Западного Саяна.

Распространение вулканизма в живетское время осталось малоизученным. Его продукты зафиксированы только в верховьях р. Баян-Кол (Центральная Тува), но, вероятно, они имеются и в западной части впадины.

2. Количественные соотношения в распространении андезито-базальтовых порфиритов и липаритовых порфиров, слагающих вулканогенные толщи девона, а также почти полное отсутствие между ними переходных пород андезито-дацитового состава позволяет все разнообразие вулканогенных пород объяснять развитием двух магм — базальтовой и липаритовой.

3. В начальную стадию вулканической деятельности извергались преимущественно базальтовые лавы, в более позднюю — в основном липаритовые. В отдельные отрезки времени происходили одновременные извержения базальтовой и липаритовой лав.

4. Для основных лав характерен преимущественно трещинный тип извержений, для кислых, вероятно, центральный. Подводящие каналы основных лав представлены, как правило, дайками, кислых — штоками и некками. И те и другие размещались вблизи крупных разломов.

5. По петрографическим и петрохимическим особенностям девонские вулканогенные образования Тувинской впадины и грабен Западного Саяна и Восточной Тувы очень близки таковым из Минусинских впадин (Луцицкий, 1960), отличаясь от последних лишь значительным развитием пород кислого состава. Близкие образования Уйменской впадины Горного Алтая (Аникиев, Кочкин, 1961) имеют меньшее содержание щелочных алюмосиликатов в группе пород кислого состава.

По сравнению со среднедевонскими основными и средними эффузивами Ануйско-Чуйского прогиба соответствующего состава породы Тувы характеризуются большей щелочностью. Среднедевонские эффузивы кислого состава и франские основные породы Ануйско-Чуйского прогиба близки по составу аналогичным образованиям Тувы.

ДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИИ

Характер проявлений девонского интрузивного магматизма в значительной мере определяется расположением интрузий в различных структурно-фациальных зонах, отличающихся по истории геологического развития. В Восточной Туве граниты и подчиненные им количественно граносиениты и сиениты слагают крупные массивы, а также интрузивные тела относительно небольших размеров. Большая часть интрузий приурочена к границе докембрийских отложений, дислоцированных байкальской складчатостью, и нижнекембрийских толщ, прорванных Таннуольской интрузией и представляющих совместно с ней раннекаледонское (салаирское) сооружение. Эти интрузии объединены в бреньский комплекс. По представлениям большинства исследователей Тувы, с гранитоидами бреньского комплекса генетически связаны щелочные интрузии описанного ниже сангиленского комплекса. Некоторые исследователи (В. С. Кудрин, И. А. Нечаева) считают эти щелочные интрузии несколько более поздними, чем бреньские гранитоиды.

В зоне, несколько смещенной по отношению к бреньским гранитам в область распространения докембрийских толщ, расположены интрузии сангиленского комплекса.

В Западной и Центральной Туве бреньскому комплексу отвечает сютхольский, отличающийся более однообразным — гранитным — составом. Здесь же, в области Тувинского прогиба, а также на примыкающих к нему участках развития среднего палеозоя, выделяется группа мелких интрузивных тел, получившая название торгалыкского интрузивного комплекса. Они характеризуются разнообразием состава, изменяющегося от габброидов и диоритов до гранитов и сиенитов, включая их щелочные разности. Помимо вещественного состава и структурного положения торгалыкский комплекс отличается от бреньского и сютхольского по времени формирования, которое, вероятно, выходит за пределы девонского периода.

На территории Тувы находится часть, вероятно, девонских интрузий, формировавшихся в структурно-фациальных зонах Западно-Саянского складчатого пояса. В Западном Саяне они включаются в состав буйбинского (большепорожского) комплекса, относимого одними исследователями к девону (Зоненшайн, 1960; Н. Л. Вайнтроп и др.), другими (Иванова, 1958; Д. М. Орлов и др.) к силуру.

БРЕНЬСКИЙ И СЮТХОЛЬСКИЙ КОМПЛЕКСЫ

Первые сведения об интрузиях, принадлежащих к рассматриваемой группе, находятся в работах И. П. Рачковского и А. И. Педашенко (1917), которые обнаружили граниты в районе р. Ишкин и считали их карбоновыми образованиями. Финские геологи, работавшие в 1917 г. в бассейне р. Каа-Хем, относили все красные граниты (в том числе граниты Бреньского массива) к девону (Hausen, 1925). П. М. Татарин, В. А. Кузнецов и К. С. Филатов (1934), изучавшие гипербазиты района Актоврака, кратко охарактеризовали Эдыгейскую, Тельтаускую и Кызылтаускую интрузии, считавшиеся ими эрийскими. З. А. Лебедева (1938) также определяла возраст красных гранитов как послесилурийский (но додевонский) и отмечала в ряде случаев переход гранитов в кварцевые порфиры (видимо, в гранит-порфиры).

В 1947 г. В. А. Унксовым и Т. Н. Ивановой были описаны интрузии Сютхольского района, возраст которых устанавливался по связи с эрийской или арденнской складчатостью. Также эрийскими считались изучавшиеся А. Л. Додиним в 1947 и 1948 гг. интрузии Байтайгинская,

Алашская и ряд более мелких, объединенные им в байтайгинский комплекс.

В Восточной Туве И. И. Белостоцкий, В. В. Архангельской, А. Г. Кацем и другими в 1947 г. интрузии красных калиевых гранитов (аналогичных сютхольским), рвуши нижнедевонские отложения и перекрытые среднедевонскими, были выделены в бреньский интрузивный комплекс.

Ю. А. Билибиным в 1949 г., а также В. А. Кузнецовым и Г. В. Пинусом в работе, посвященной характеристике интрузивных комплексов Тувы (1949), сютхольский комплекс отнесен к позднекаледонским образованиям. В это же время А. Л. Додин и Г. А. Кудрявцев (1951) рассматривали интрузии калиевых гранитов как эрийские образования. В 1954 г. сводная характеристика интрузий Северо-Западной Тувы дана в работе В. Е. Кудрявцева, он расчленяет интрузии этого района на два комплекса: более древний донижнедевонский — байтайгинский и более поздний посленижне-среднедевонский — чинчилигский. Верхний предел возраста интрузии байтайгинских гранитов устанавливается В. Е. Кудрявцевым по наличию их гальки в базальных конгломератах саглинской толщи, возраст которой впоследствии был определен как эйфельский (следовательно, возраст комплекса должен определяться как доэйфельский).

Помимо упомянутых выше исследований, описания отдельных массивов сютхольского комплекса приведены в работах Г. М. Владимирского, П. С. Матросова, Т. Н. Ивановой, Г. П. Александрова, Г. Г. Бельского, Э. Ф. Дорофеевой и др. Характеристика интрузий бреньского комплекса Восточной Тувы дана В. А. Благодеровым (1956), И. А. Нечаевой, Г. В. Махиным, В. Б. Агентовым, Я. Д. Шенкманом (1959), Н. Л. Вайнтроб и др. В последнее время появились работы, посвященные вопросам петрологии и геохимии гранитоидов (Павленко, 1960, 1961; Абрамович и Дорофеева, 1959, 1960, 1962).

Крупные девонские гранитные массивы в Восточной Туве, как упоминалось выше, приурочены к границе байкалит и каледонид (рис. 54), точнее к дугообразно изогнутой краевой зоне каледонид. Такого рода массивами являются Бреньский, Каргинский, Кызылхемский, Серлигский, Кадырсугский и Кадышский. Заслуживает внимания, что в этой же зоне распространены, хотя и весьма неравномерно, нижнедевонские вулканогенные толщи, формирование которых предшествовало внедрению бреньских интрузий. Ряд более мелких гранитных массивов, часто определенно тяготеющих к разрывным нарушениям, встречается как в области байкалит — Хусуингольский, Сайлыгский, Каргеретабинский, Тормосуинский, Нягтинский (Дототский) и другие, — так и в каледонидах — Шивелигский, массивы в верховьях р. Дерзиг, Хомосский, Ийский, Балдырганныгский, Дээрлигхолосский и др. С разрывными нарушениями меньшего масштаба и менее четко проявленными связаны интрузии Северо-Западной Тувы: Тонгульская, Мунгашакская, Чинчилигская, Аксугская, а на юго-западе республики — Тельтагская, Кызылтауская, Мешкулаская, Эдыгейская, Похошская и др.

В Западной и Центральной Туве часть интрузий сютхольского комплекса также сосредоточена в зоне разрывных нарушений, отделяющих Западно-Саянский складчатый пояс от зоны Тувинского прогиба. Такого структурного положение массивов Карахольского, Алашского, Байтайгинского, Озерного, Аксугского, Сютхольского, Ишкинского и др.

Являясь постороженными образованиями, сютхольские и бреньские интрузии в большинстве своем дискордантны и представляют собой либо вытянутые вдоль разломов, либо относительно изометричные штокообразные тела. Конкордантные или отчасти конкордантные интрузии,

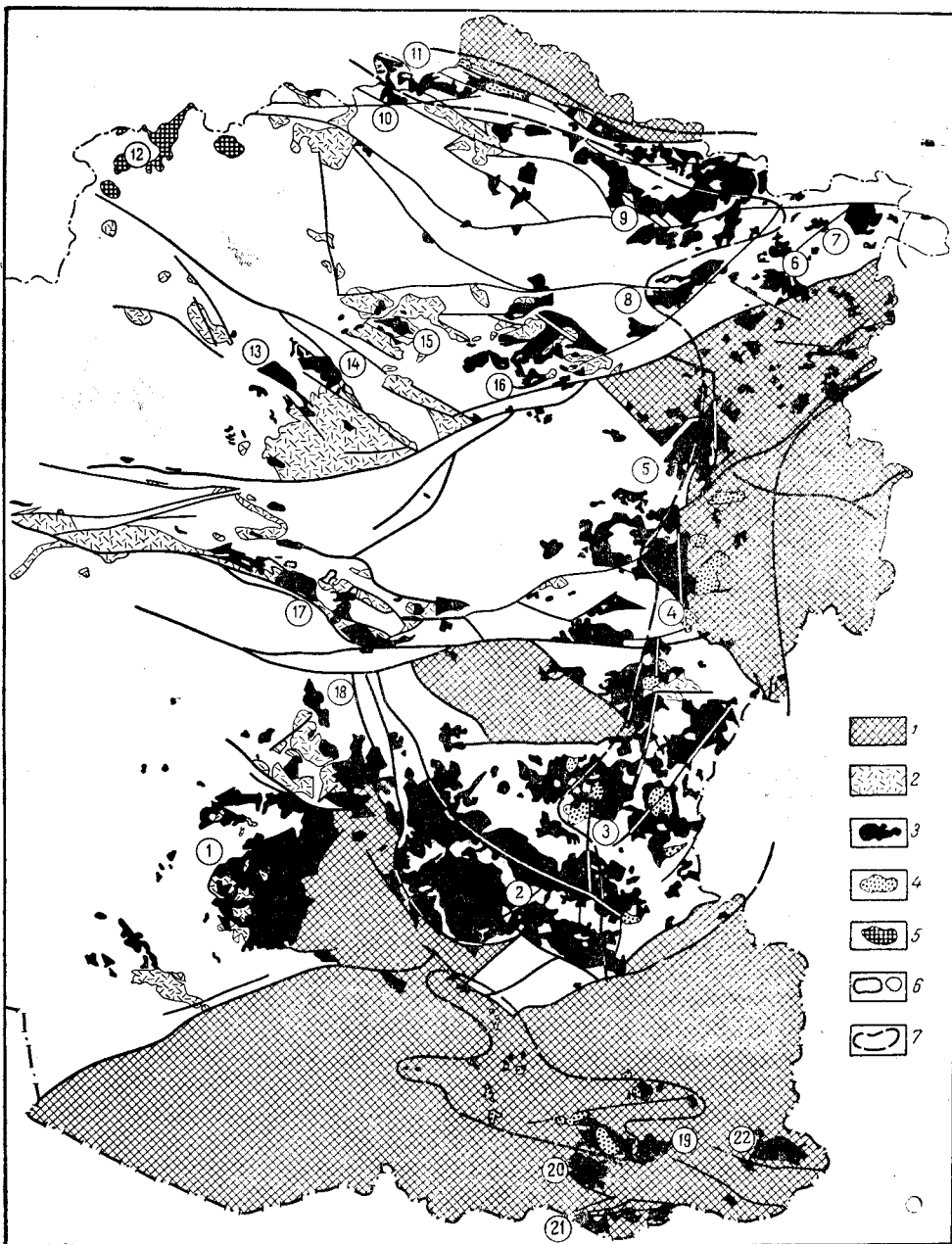


Рис. 54. Схема размещения девонских интрузий Восточной Тувы, по Я. Д. Шенкману.

Массивы: 1 — Бренский, 2 — Каргинский, 3 — Кызылхемский, 4 — Серлигский, 5 — Кадырсугский, 6 — Дээрлигхольский, 7 — Нягтинский, 8 — Ойва-Тайгинский, 9 — Бедыхемский, 10 — Аксугский, 11 — Карахемский, 12 — Айнинский, 13 — Хомосский, 14 — Ийский, 15 — Балдырганнский, 16 — Кадышский, 17 — Дерзигский, 18 — Шивелигский, 19 — Коргердабинский, 20 — Сайлыгский, 21 — Хусуингольский, 22 — Тормосунинский

1 — область байкальской складчатости; 2 — вулканогенные образования нижнего — среднего девона; 3 — граниты бренского интрузивного комплекса; 4 — щелочные и субщелочные породы бренского и сангиленского интрузивных комплексов; 5 — граниты большепорожского интрузивного комплекса; 6 — габброндные интрузии торгалыкского комплекса; 7 — зона распространения щелочных интрузий сангиленского комплекса

переходящие местами в пластовые залежи, наблюдались лишь в верхнем структурном этаже, сложенном ордовиком, силуром и нижним девоном (верховье р. Дерзиг, нижнее течение Хамсары). Данных, позволяющих достоверно установить форму наиболее крупных интрузий Восточной Тувы — Бренской, Каргинской и других — пока не имеется, можно лишь предполагать, что кровля этих массивов имеет весьма пологий характер, учитывая приуроченность гранит-порфиров, представляющих краевую фацию Бренского массива, к водораздельным пространствам и весьма пологую границу их с хорошо раскристаллизованными гранитами, занимающими пониженные участки рельефа. В пользу такого предположения говорит и очень пологая ориентировка текстур течения и ксенолитов в гранитоидах Каргинского массива. Возможно, что эти интрузии имеют форму гарполитов, корни которых расположены вблизи тектонического шва, разделяющего Сангиленскую и Каахемскую структурно-фациальные зоны.

Интрузии сютхольского и бренского комплексов сложены преимущественно гранитами и их гипабиссальными аналогами гранит-порфирами. Менее распространены граносиениты и сиениты, адамеллиты и гранодиориты. Среди гранитов преобладают биотитовые, более редки роговообманковые разновидности. Довольно часто встречаются лейкократовые и аляскитовые граниты, нередко характеризующиеся повышенной щелочностью. Они могут быть связаны постепенными переходами с нормальными гранитами, образуя непрерывный ряд от гранитов до субщелочных и щелочных гранитов и граносиенитов, как это отмечалось на северо-востоке в бассейне Дотота и Чойгана и на р. Нижний Кадраус и в хр. Улуг-Тайга. В других случаях лейкократовые и аляскитовые граниты представляют позднюю фазу внедрения (фаза дополнительных интрузий, по В. С. Коптеву-Дворникову) и слагают секущие тела в форме штоков, либо пологих пластовых залежей. Они существенно уступают по размерам интрузиям главной фазы и могут быть приурочены как к центральной части массива, так и к его апикальной части или к зоне контакта. Примером дополнительных интрузий сравнительно крупных размеров могут служить аляскитовые граниты в урочище Кольязы (водораздел р. Шивей и р. Каргы), в верховьях р. Дерзиг, на левобережье Хусун-Гола, а также щелочные граниты горы Ойва-Тайга (Шенкман, 1960). Сиениты, также характеризующиеся повышенной щелочностью (субщелочные), либо связаны постепенными переходами с аляскитовыми гранитами поздней фазы (водораздел р. Мос и правого притока р. Шивей — Чумуртуг-Ула), либо предшествуют внедрению гранитов поздней фазы (хр. Улуг-Тайга). Гранодиориты и в некоторых случаях адамеллиты представляют краевую фацию гранитных массивов, возникновение которой, судя по большому количеству ксенолитов вмещающих пород, связано с явлениями контаминации и ассимиляции.

Для всех гранитоидов бренского и сютхольского комплексов характерны розовая и красная окраска. Исключение составляют лишь серые и иногда зеленовато-серые сиениты. В отличие от более древних гранитоидов (синийских и кембрийских) в породах бренского и сютхольского комплексов ориентированные структуры отсутствуют или устанавливаются с трудом, что можно объяснить их кристаллизацией в относительно спокойной тектонической обстановке. По структуре гранитоиды изменяются от крупнозернистых и порфировидных, иногда пегматоидных, до мелкозернистых и гранофировых. При этом относительное сокращение размеров зерен, как правило, проходит в гранитоидах поздней фазы; оно очень характерно и имеет значительное распространение в широкой периферической и апикальной зонах массивов, как

это описали еще финские геологи (Hausen, 1925) и З. А. Лебедева (1938).

В подавляющем большинстве случаев интрузивные породы представлены нормальными или калиевыми гранитами, в которых калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом. Угол оптических осей калиевого полевого шпата из гранитов Бренской и Каргинской интрузий изменяется от 50 до 90° при наиболее распространенном значении — 75°, а углы Nm (001) и Ng (001) варьируют от 9 до 17° и от 83 до 90° соответственно. Для калиевых полевых шпатов аляскистов и лейкократовых гранитов дополнительных интрузий, а также для калиевых полевых шпатов сиенитов характерно развитие пертитов. Состав плагиоклазов, в большинстве случаев образующих незональные или обладающие нечеткой зональностью зерна, варьирует от альбит-олигоклаза № 10 до олигоклаза и олигоклаз-андезина (в адамеллитах). Плагиоклаз, идиоморфный по отношению к калиевому полевому шпату, нередко корродируется, и обрастает последним. Наряду с типичными гранитными структурами, характеризующимися идиоморфизмом калиевого полевого шпата по отношению к кварцу, встречаются гранулитовые, где наблюдаются обратные соотношения.

В гранитах нередко отмечается альбитизация, которая может ограничиться в одних случаях (например, в некоторых биотитовых гранитах Бренского массива) появлением межзерновых кайм альбита, а в других приводит к почти полному замещению альбитом первичного плагиоклаза (граниты бассейна р. Биче-Шивей). Автометасоматические процессы, проявляющиеся в хлоритизации цветных минералов и мусковитизации биотита, обычно выражены слабо. Акцессорные минералы очень разнообразны и содержания их сильно варьируют по разным районам Тувы и отдельным массивам. Для бренского комплекса характерно повсеместное присутствие магнетита в количествах (400—3000 г/т), намного превышающих его содержание в синийских и кембрийских гранитоидах. Сравнительно распространенным акцессорным минералом является ортит. Помимо повсеместно встречающихся апатита, ильменита, сфена, пирита, граната, часто отмечаются оранжит, молибденит, флюорит, рутил, реже — гематит, монацит, турмалин, анатаз. Редкими минералами являются галенит, ставролит, шеелит и собственные отдельным массивам касситерит, топаз, ксенотим, барит, эвксенит-поликраз, пирохлор, чевкинит, арсенопирит.

Эндоконтактовые изменения развиты сравнительно слабо. Повышенные основности сказывается в появлении в неширокой контактовой зоне гранодиоритов или гранодиорит-порфиров, сменяющих граниты (Кадышский массив). Иногда наряду с биотитом развивается обыкновенная роговая обманка, возрастает основность плагиоклаза от альбит-олигоклаза до олигоклаз-андезина и андезина. Таким образом, в области эндоконтакта осуществляется переход от гранитов до гранодиоритов и в некоторых случаях (Каргинский массив) до монцонитов.

В экзоконтактах гранитных массивов наблюдалось развитие разнообразных роговиков, скарнирование и в отдельных случаях образование гидросиликатных пород. Зоны измененных пород обычно невелики и измеряются метрами или долями метра, реже — несколькими десятками метров. Ороговикованию подвергаются как вулканогенные и осадочные терригенные породы, так и таннуольские гранитоиды. В порфиритах при этом возникают новообразования кварца, калиевого полевого шпата, биотита (привнос кремнезема и калия); по осадочным породам образуются кварцево-биотитовые и кордиеритовые роговики; более древние гранодиориты обогащаются биотитом и кварцем.

Породы жильной серии представлены двумя группами. В первую, более раннюю, группу входят мелкозернистые, в том числе аляскитовые граниты, сиениты и их щелочные аналоги. Сюда же можно отнести некоторые пегматиты, кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы. Во многих случаях перечисленные жильные породы тяготеют к зонам контакта (Бреньский массив у северного контакта выше устья р. Сизим, Хусуингольский массив — на его северном фланге, интрузия хр. Улуг-Тайга и др.).

К более поздним жильным образованиям, в ряде случаев секущим дайковые тела первой группы, относятся гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, сиенит-порфиры, диорит-порфириты и спессартиты. В Кадышском массиве наблюдалось пересечение гранит-порфирами диорит-порфиритов, что свидетельствует о более позднем внедрении даек кислого состава. Некоторые дайки диорит-порфиритов, распространенные вблизи сютхольских интрузий Т. Н. Иванова рассматривает как «малые интрузии» среднепалеозойского возраста.

Петрохимическая характеристика гранитоидов бреньского и сютхольского комплексов в соответствии с количественно-минеральным составом пород определяет положение фигуративных точек на диаграмме Заварицкого для большинства из них в области треугольника, образованного точками нормального гранита («гранит всех периодов», по Дэли), аляскита и щелочного гранита. Возрастание содержания щелочей для сравнительно небольшой группы пород обуславливает их близость к щелочным сиенитам и в случае одновременного увеличения содержания фемического компонента, — что отмечается реже, — приближением к породам, близким по химическому составу к сиенитам. Для интрузивных пород в целом характерны небольшая величина параметра *b* Заварицкого, что соответствует лейкократовому облику пород, и неустойчивое соотношение натрия и калия, при котором натрий, как правило, составляет не больше 65% по отношению к сумме щелочей. Несколько повышенное содержание натрия в ряде случаев связано с альбитизацией пород. Распределение векторов на диаграмме Заварицкого подтверждает общность гранитов со щелочными породами. Заслуживает внимания тот факт, что вулканогенные породы нижнедевонской сайлыгской толщи, нередко пространственно связанные с бреньскими интрузиями, также характеризуются повышенным (по сравнению со средними типами, по Дэли) содержанием щелочей (Шенкман, 1960). Это позволяет сделать предположение о существовании общего магматического очага для эффузивных и интрузивных образований, что в некоторой степени подтверждается и при сопоставлении геохимической характеристики тех и других.

Содержание элементов-примесей несколько варьирует в гранитоидах разных районов Тувы и изменяется также в соответствии с колебаниями состава этих пород. В большинстве районов отмечается повышенное по отношению к кларку пород кислого состава (Виноградов, 1956) содержание иттрия, иттербия, свинца, молибдена и урана. Кроме того, для гранитов Северо-Восточной Тувы (бассейн р. Дотот) устанавливается в отдельных массивах повышенная концентрация кобальта, а в других — лантана, бериллия и циркония. На Сангилене (р. Хусуин-Гол) к элементам с содержанием, превышающим кларк пород кислого состава, относятся кроме иттербия, свинца и молибдена также кобальт, никель, марганец и литий. Для гранитов Западной Тувы (Абрамович, 1962) отмечаются повышенные концентрации лантана, иттрия, олова, ниобия, бериллия, лития и свинца, а для Южной и Юго-Восточной (Пинус, 1960) — олова, иттербия, молибдена, кобальта и резко выделяющиеся — титана. Граниты с повышенной щелочностью отличаются

возрастанием содержания редких земель (La, Y, Yb) и иногда циркония, свинца, кобальта и галлия. Начатое в небольших объемах исследование магнитных свойств гранитов показало отличие их от таковых таннуольского комплекса: параметр Q больше у бреньских гранитоидов и особенно у щелочных разновидностей.

Возраст описанных комплексов устанавливается на основании того, что интрузии прорывают вулканогенные нижнедевонские, местами ниже-среднедевонские, отложения в Западной Туве и в Восточной Туве (верховье р. Дерзиг, р. Сизим, пос. Тора-Хем, р. Теректы и др.). Галька сютхольских гранитов наблюдалась Г. М. Владимирским в отложениях саглинской свиты эйфеля в междуречье Алаша — Эдыгея и В. Е. Кудрявцевым в верховьях рек Аксуг и Куже. В Восточной Туве непосредственное перекрытие гранитов бреньского комплекса верхнедевонскими отложениями наблюдалось А. В. Ильиным в районе пос. Балгазик, а галька гранитов отмечалась в отложениях среднего или верхнего девона севернее пос. Тора-Хем. Определения абсолютного возраста гранитов по валовым пробам калий-аргоновым методом дали большой разброс цифр: от 417 млн. лет до 260 млн. лет. Учитывая все перечисленные данные, бреньский и сютхольский комплексы следует считать ниже-среднедевонскими.

ТОРГАЛЫКСКИЙ КОМПЛЕКС

Рассматриваемая группа интрузий впервые была выделена в качестве самостоятельного интрузивного комплекса в 1946 г. А. Л. Додиным, назвавшим ее каргинским комплексом. Впоследствии изучением этих интрузий в Западной и Центральной Туве занимались многие исследователи: Я. С. Зубрилин, П. В. Коростин, Д. В. Вознесенский, А. Л. Лисовский, В. А. Унксов, Т. Н. Иванова, В. Е. Кудрявцев, Г. И. Иванова, А. Н. Кен, Г. Н. Шапошников, В. М. Немцович, В. В. Волков и др. В Восточной Туве они были описаны А. Г. Кацем, В. Б. Агентовым и Я. Д. Шенкманом.

Структурное положение интрузий торгалыкского комплекса определяется, с одной стороны, приуроченностью их к области Тувинского прогиба и примыкающим к нему участкам развития среднего палеозоя и, с другой — приуроченностью к зонам региональных разломов и сопровождающим их разрывным нарушениям. К зоне Хемчикского разлома тяготеют интрузии среднего и нижнего течения рек Ак-Суг и Алаш, к зоне широтного Шуйского разлома — Каргинские интрузии и интрузии бассейна рек Барлык, Шуй, Талайлык. Такого же рода связь с разрывными нарушениями и сопровождающими их зонами дробления отмечается для интрузий в бассейне рек Улатай, Тэли, Чозу, Кадый, Хову-Аксы, а также для интрузий района р. Кара-Суг и Торгалыкско-Барыкской группы. Не менее четко выражена приуроченность интрузий торгалыкского комплекса к разломам в Восточной Туве в верховьях р. Дерзиг и на р. Бий-Хем в районе рек Таловки и Черной.

Состав интрузий торгалыкского комплекса широко варьирует от типичных для него габбро-диабазов и габбро до гранодиоритов, сиенитов, щелочных сиенитов, гранитов и щелочных гранитов. Присутствие крайних членов этой сложной серии редко удается наблюдать в одном массиве, но они нередко встречаются в сопровождении разностей промежуточного состава в группах территориально сближенных массивов. Примером могут служить интрузии бассейна р. Каргы, где недалеко от пластовых тел и штоков габбро и габбро-диабазов, переходящих часто к контакту в диабазовые порфириды, расположено тело размером 10×2 км грушевидной формы, сложенное гранитами, гранодиоритами и граносиенитами, прорывающими мелкие пластовые тела габбро-диабазов.

зов. В верховьях р. Талайлык на ее правобережье наблюдались пространственно сближенные параллельные дайкообразные тела габбро и щелочных рибекитовых граносиенитов ($8 \times 0,3$ км), вытянутые в широтном направлении. На левобережье р. Северный Торгалык наблюдаются габбро, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты. Как габбро, так и диориты прорваны лейкократовыми гранитами и сиенитами. В Ула-тай-Чозском районе отмечалось совместное распространение даек и малых интрузивных тел габбро-диабазов, гранит-порфиоров, щелочных граносиенит-порфиоров относительно крупных массивов мусковит-биотитовых гранитов, граносиенитов, щелочных граносиенит-порфиоров. Последние секут габбро-диабазы. В верхнем течении р. Дерзиг пластовые тела габбро-диабазов находятся в тесной пространственной связи с межпластовыми и секущими интрузиями гранодиоритов, гранодиорит-порфиоров, кварцевых диорит-порфириров, а также гранитов и граносиенитов. В крупных дайках, пересекающих р. Бий-Хем близ устья р. Черной в пределах одного тела, сложенного габбро-диоритами, переходящими в габбро-диабазы, наблюдалось прорывание последних плагиогранит-аплитами, в свою очередь секущимися мелкими жилами гранит-порфиоров.

Общим для всех интрузий торгалыкского комплекса является пространство офитовых структур в породах основного состава и порфиоровых — в диоритах и сиенитах. Отличительной особенностью габброидов является широкое развитие апатита, ильменита и титаномагнетита, причем последний нередко является породообразующим минералом. Неодинаковые условия кристаллизации пород, соответствующие становлению интрузий в гипабиссальной обстановке, нередко проявляются в совместном нахождении моноклинных и ромбических пироксенов, основного плагиоклаза и даже оливина с микрографическими агрегатами кварца и калиевого полевого шпата. Торгалыкским габброидам свойственно обилие апатита, ильменита и титаномагнетита; последний нередко является породообразующим минералом. Поздние стадии формирования интрузии иногда характеризуются широким развитием щелочного метасоматоза — калиевого и натриевого.

Химический состав пород торгалыкского комплекса характеризуется широким диапазоном и позволяет рассматривать эти образования, находящиеся в тесной пространственной связи и в единообразной геологической обстановке, как члены дифференциационных рядов, возникших в процессе эволюции единого магматического очага. Следует отметить характерное для пород основного и среднего состава существенное преобладание магния над железом в цветных компонентах и повышенное содержание титана. Вариационные линии состава пород торгалыкского комплекса соответствуют на диаграмме А. Н. Заварицкого в ее нижней части нормальному ряду: оливиновые габбро — габбро-диорит. Выше они расщепляются, образуя ветви, уходящие в область гранитных составов и в область щелочных сиенитов и щелочных гранитов, причем параметр a достигает значения 17,4. Очевидно, дифференциация магмы происходила в глубинных очагах и на пути продвижения ее к месту формирования интрузий. Анализ геологической обстановки в большинстве случаев исключает предположение о дифференциации на месте образования интрузий и о сколько-нибудь существенном влиянии гибридызма на состав пород. Представляется, что исходная магма имела габбровый состав.

Геохимическая характеристика (Абрамович, 1962) габброидов и диоритов торгалыкского комплекса позволяет отличать их от соответствующих пород таннуольского комплекса по превышающим кларк этих пород (Виноградов, 1956) содержаниям таких элементов, как Nb,

V, Be, Li, Rb, Cs, Sc, P. Граниты и сиениты торгалыкского комплекса в отличие от сютхольских (и некоторой части бреньских) гранитов содержат в количествах выше кларка (для пород кислого состава) элементы группы железа: Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, и в кларковых и более низких концентрациях La, Sn, Pb. Последние в сютхольских гранитах дают содержания выше кларка. Таким образом, распределение элементов-примесей подтверждает связь гранитов и сиенитов торгалыкского комплекса с габброидами и представление о возникновении этих пород за счет дифференциации габброидной магмы. В то же время геохимическая характеристика позволяет, как это показал И. И. Абрамович (1962), отличать гипабиссальные интрузии торгалыкского комплекса от субвулканических интрузий, сопровождающих вулканогенные толщи девона. Этим подчеркивается необходимость разделять иногда внешне сходные, но принципиально различные образования, которые рядом исследователей недостаточно обоснованно относятся к интрузивным комплексам — торгалыкскому или сютхольскому.

Вопрос о возрасте интрузий торгалыкского комплекса не получил однозначного решения. В ряде районов Западной и Центральной Тувы известны случаи, когда эти интрузии прорывают верхнедевонские отложения, в том числе палеонтологически охарактеризованные (верхнее течение р. Северный Торгалык, а также междуречье Северного Торгалыка и Чаа-Холя). Верхний возрастной предел интрузий не известен, а определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом дают цифры 330—380 млн. лет, что отвечает концу девона и началу карбона. Не располагая другими данными и исключив предположение о синхронности внедрения торгалыкских интрузий и вулканогенной деятельности в нижнем и среднем девоне, можно заключить, что становление торгалыкских интрузий относится к верхнему девону — нижнему карбону.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ (САНГИЛЕНСКИЙ) ЩЕЛОЧНОЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Интрузивные горные породы, объединенные в среднепалеозойский (сангиленский) комплекс, широко распространены только в восточной части Тувы. К нему относятся многочисленные массивы разнообразных щелочных пород от щелочных гранитоидов до ультращелочных разновидностей нефелиновых сиенитов и щелочных габброидов.

Щелочные интрузивные породы были впервые описаны А. П. Божинским на юго-востоке Тувы в бассейне р. Нарын, в 1944—1945 гг. А. П. Божинский связывал их генетически с наиболее молодой в районе интрузией красных граносиенитов.

В период 1946—1951 гг. сложилось представление, что щелочные интрузивные породы являются производными щелочноземельной магмы и образовались в результате глубинной ассимиляции ею известняков. Возраст щелочной интрузии считался среднедевонским (В. В. Архангельская, А. Г. Кац).

С 1952 г. в связи с возможностью выявления редкометального оруденения, связанного со щелочными породами, началось специальное изучение щелочных интрузий Тувы. В 1952 г. щелочные интрузии были обнаружены на севере Тувы в верховьях р. Ак-Суг (Г. В. Махин, Н. Е. Костин). Несколько новых массивов открыто на юго-востоке (А. В. Григорьев, В. В. Архангельская, И. Ф. Пожарский и др.). С 1952 г. щелочные интрузии Тувы изучаются Р. М. Яшиной, В. А. Кононовой и другими (ИГЕМ АН СССР), которые собрали большой фактический материал и сделали ряд обобщений по геологии, петрологии и металлогении щелочных интрузий юго-востока Тувы.

В 1954 г. В. М. Моралевым и И. А. Нечаевой (ВАГТ) установлено зонально-концентрическое строение Кара-Адырского массива, и дана генетическая классификация метасоматических образований. В период с 1953 по 1960 г. изучением щелочных массивов южного склона Восточного Саяна занимались Н. Е. Костин и В. С. Кудрин (ВИМС). В. С. Кудриным (1956) были впервые для Тувы доказаны две фазы щелочных интрузий: I фаза — нефелиновые сиениты, II фаза — щелочные гранитоиды. И. А. Нечаевой в 1955—1956 гг. был обследован ряд щелочных массивов юго-востока Тувы и получены новые материалы по минералогии, геохимии и петрологии щелочных пород.

В 1953, 1957—1961 гг. Г. В. Махиным (ВАГТ) получены материалы, свидетельствующие о связи щелочных гранитов северо-востока Тувы с нормальными гранитами бреньского комплекса.

Детальная работа по изучению петрологии, петрохимии и геохимии сангиленского интрузивного комплекса выполняется с 1956 г. А. С. Павленко, Л. В. Дмитриевым и Л. В. Филипповым (ГЕОХИ АН СССР).

В настоящее время по представлениям большинства геологов все щелочные интрузии Тувы образуют единый среднепалеозойский (сангиленский) комплекс. В составе его выделяются две фазы: ранняя, представленная нефелиновыми сиенитами, щелочными сиенитами и щелочными гранитами, и поздняя, образованная щелочными сиенитами и гранитоидами.

В настоящее время в Туве известно более 50 массивов щелочных интрузивных пород. В основном они расположены в пределах сравнительно узкого (до 60 км) пояса (полосы), протягивающегося вдоль административной границы в восточной части Тувы. Пояс щелочных интрузий прерывист и делится по структурно-геологическим признакам на три зоны: А) Сангиленскую, субширотного простирания, протягивающуюся от верховьев р. Эрзин к верховьям р. Балыктыг-Хем; Б) Каахемскую, или Восточно-Тувинскую, субмеридионального направления, прослеживающуюся между верховьями рек Бий-Хем и Каа-Хем*, В) Восточно-Саянскую, запад-северо-западного простирания, расположенную по южному фасу хр. Восточный Саян (рис. 55).

В целом пояс щелочных интрузий представляет широкую дугу, обращенную выпуклостью на восток. Он расположен на границе между раннекаледонской геосинклиналью Центральной Тувы и областью позднедокембрийской (байкальской) складчатости, охватывающей Восточный Саян, хр. Пограничный, часть Восточно-Тувинского нагорья и Сангилен.

Как отмечалось выше, область сочленения каледонид и байкалид Тувы характеризуется широким проявлением интрузивного магматизма. Особенно широко распространены здесь нижнепалеозойские и девонские гранитоидные интрузии. Щелочные интрузии рассматриваемого комплекса занимают по отношению к зоне каледонской складчатости наиболее удаленное положение. Они залегают среди мраморов и сланцев докембрия, габброидов и гранитоидов нижнепалеозойского возраста и гранитами девонского (бреньского) комплекса. Массивы щелочных пород локализованы в зонах крупных разломов и в сопровождающих их трещинах оперения.

Щелочные интрузии сангиленского комплекса образуют небольшие тела, площадь которых в плане измеряется от сотен квадратных мет-

* Ряд интрузий Каахемской зоны в области Каахемского синклинория, сложенных субщелочными гранитоидами, рассмотрен выше в составе бреньского комплекса.

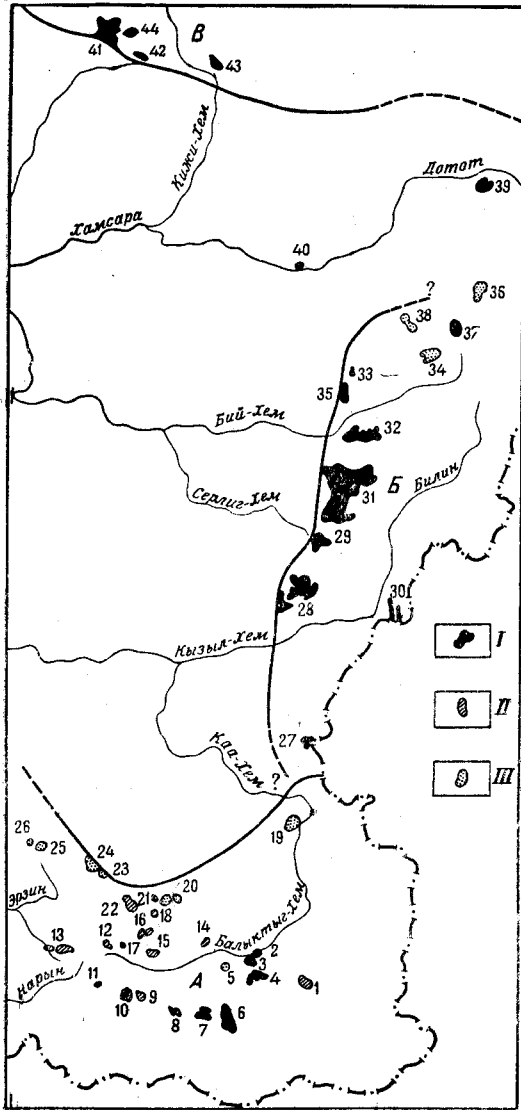


Рис. 55. Схема размещения интрузий щелочно-го комплекса на территории Восточной Тувы. Зоны развития щелочных интрузий: А — Сангиленская, Б — Каахемская (Восточно-Тувинская), В — Восточно-Саянская. Массивы: 1 — Агашский, 2 — Усть-Кундусский; 3 — Бурек-Кундусский; 4 — Чекбеский; 5 — Хорыгтагский; 6 — Коргердабинский; 7 — Уланэргинский; 8 — Чахыртойские; 9 — Чикский; 10 — Жинхемский; 11 — Акхемский; 12 — Караадырский; 13 — Чартгыские; 14 — Халтрынский; 15 — Тоскульский; 16 — Дахуунурские; 17 — Сольбельбурский; 18 — Хончульский; 19 — Терехольский; 20 — Усть-Хайгасский; 21 — Восточно-Хончульский; 22 — Баянкольский; 23 — Харлинский; 24 — Оругтинский; 25 — Улугтанзекский; 26 — Верхнебернский; 27 — Милзейский; 28 — Кадрауские; 29 — Сурхайский; 30 — Чавачские; 31 — Кадыросский; 32 — Дугдинский; 33 — Узунойтайгинский; 34 — Улугарчинский; 35 — Карахольский; 36 — Чойганский; 37 — Соругский; 38 — Азасский; 39 — Дототский; 40 — Ойватайгинский; 41 — Катунский; 42 — Аксугский; 43 — Ирелдигский; 44 — Чамджажский.

Генетические типы щелочных интрузий: I — дифференцированный, II — десилицированный и контаминированный, III — палингенно-метасоматический

ров до 250 км² (массив Кадыр-Ос). По морфологии это — штоки, лополиты, пластообразные залежи и крупные дайки.

По характеру доминирующего петрогенетического процесса, участвовавшего в формировании щелочных пород, выделяются следующие генетические типы щелочных интрузий: 1) дифференцированный, с подтипами — гранитовым, сиенитовым и нефелин-сиенитовым; 2) десилицированный и контаминированный; 3) палингенно-метасоматический.

Каждый из этих типов имеет специфические черты петрографического и петрохимического состава, характера взаимодействия с вмещающими породами и геологического строения. Для дифференцированного типа характерно расчленение массивов на две резко различные фазы или фации, одна из которых, обычно более ранняя, представлена обедненными кремнекислотой высокощелочными гранитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами, вторая — относительно обогащенными кремнекислотой щелочными гранитоидами. Дифференцированные массивы залегают, как правило, в породах основного состава, которые подвергаются сильному контактово-метасоматическому изменению. Десилицированные массивы представляют собой небольшие тела миаскитов и мариуполитов в мраморах. В массивах с развитием контаминации широко представлены щелочные породы повышенной основности (мельтейгиты, а также уртыты, ийолиты, пироксен-карбонатные породы и т. п.). Палингенно-метасоматические тела щелочных пород, которые не являются, в строгом смысле, магматическими образованиями

ми, имеют чрезвычайно пестрый состав, определяемый в значительной мере составом замещаемых пород.

Подавляющая часть массивов сангиленского комплекса относится к дифференцированному типу. Остальные генетические типы существующего развития достигают только в Сангиленской зоне.

Дифференцированный (инфильтрационно-магматический) тип интрузий. Характерным представителем *гранитового подтипа* дифференцированных интрузий является Кадраусский плутон (28)*, образованный щелочными гранитами. Он расположен в восточной краевой части Кызылхемской интрузии «бреньских» гранитов, приуроченной к Кызылхемской антиклинали. Тело щелочных гранитов располагается в зоне сопряжения широтных разломов с серией разрывных нарушений субмеридионального направления.

Щелочные граниты пространственно тесно связаны с «бреньскими» гранитами нормального состава. Взаимоотношения между ними довольно сложные: в ряде мест в юго-западном контакте щелочные амфиболовые граниты прорывают нормальные биотитовые граниты бреньской интрузии; в других — наблюдается постепенный переход амфиболовых щелочных гранитов в амфибол-биотитовые, а затем — в биотитовые субщелочные и нормальные. Это свидетельствует о тесной генетической связи между нормальными и щелочными гранитами. Возможно, последние образуют дополнительную интрузию (в понимании В. С. Коптева-Дворникова). Это подтверждается и наиболее высоким гипсометрическим положением щелочной интрузии в рельефе и, вероятно, пологим характером контактов.

В Кадраусской интрузии наиболее распространены амфиболовые (рибекитовые) разности щелочных гранитов, слагающие периферическую зону массива. Центральная часть тела образована биотитовыми, амфибол-биотитовыми и диопсид-биотитовыми лейкократовыми щелочными и субщелочными гранитами. Таким образом, отмечается повышение щелочности фаций к краевой части массива. Кое-где, среди биотитовых и амфиболовых гранитов, наблюдаются небольшие участки, сложенные аляскитовыми щелочно-полевошпатовыми гранитами. Спорадически среди рибекитовых гранитов встречаются, обычно вблизи разломов, эгирин-рибекитовые разности, в которых эгирин является постмагматическим (автометасоматическим) образованием. Жильные породы Кадраусского массива представлены щелочными гранит-порфирами, гранитами, аплитами, фельзитами, щелочными сиенитами, грано-сиенитами, пегматитами, кварц-альбитовыми породами и спессартитами. Характерна преимущественная концентрация жильных пород среди рибекитовых гранитов.

Альбитизация в гранитах Кадраусской интрузии выражена слабо. Щелочные полевые шпаты представлены микроклин-пертитом, характеризующимся волокнистой структурой альбита распада. Постмагматическая альбитизация проявлена в форме пятнистых пертитов замещения и «шахматного» альбита.

Сходное с Кадраусским массивом строение имеют тела субщелочных гранитов Дототской группы. Примером дифференцированного гранитового массива, не связанного непосредственными переходами с бреньскими гранитами, является массив Ойва-Тайга на правом берегу р. Хамсара.

Наиболее ярким представителем *сиенитового подтипа* служит Кадыросский массив (31) в верховьях р. Кадыр-Ос — наиболее крупный

* Здесь и в дальнейшем полу жирные цифры в круглых скобках соответствуют номерам массивов на рис. 55.

в щелочном комплексе Тувы. Площадь массива более 250 км²; он вытянут в меридиональном направлении почти на 25 км при ширине от 7 до 20 км. Интрузив залегает преимущественно среди гранитов, гранодиоритов и габброидов нижнепалеозойского комплекса. Кадыросский массив сложен щелочными сиенитами; в восточной его части значительная роль принадлежит щелочным и субщелочным гранитам. В западной части массива широко развиты мощные дайки субщелочных гранитов второй фазы.

Жильные породы Кадыросского массива представлены сиенит-порфирами, аплитами, мелкозернистыми сиенитами, гранитом, пегматитом и щелочными сиенит-пегматитами.

Дугдинский массив (32) — пример интрузии *нефелин-сиенитового подтипа* — расположен в верховьях р. Бий-Хем и приурочен к Айлыгской синклинали, имеющей меридиональное простирание. Залегание массива дискордантное; он вытянут в широтном направлении и занимает площадь около 100 км². Интрузив прорывает на севере метаморфизованные сланцы харальской свиты, на юге — нижнепалеозойские габбро и диориты. Внедрение Дугдинского массива связано с мощной зоной разломов широтного направления.

Дугдинская интрузия представляет собой сложное по составу, полихронное образование. Большая (80%), западная, ее часть сложена нефелиновыми сиенитами фойяитового и дитроитового ряда, восточная — образована щелочными сиенитами, граносиенитами и гранитами второй фазы, прорывающими нефелиновые сиениты и занимающими более высокое гипсометрическое положение. Среди нефелиновых сиенитов местами наблюдаются линзообразные тела (размером до 0,5 × 1,0 км) уртитов, реже — ийолит-уртитов, связанных с нефелиновыми сиенитами постепенными переходами. В нефелиновых сиенитах и щелочных гранитоидах заключены ксенолиты габбро, сланцев и мраморов, густо инъецированные щелочными породами и альбитизированные. Местами, в восточной части массива и в северном эндоконтакте, нефелиновые сиениты постепенно сменяются щелочными сиенитами, образующими узкую приконтактовую оторочку шириной в несколько десятков метров. Нефелиновые сиениты, особенно в краевых частях массива, характеризуются трахитоидной текстурой. Поверхности течения, повторяя контуры массива, имеют крутое (50—60°) падение внутрь него, что указывает на лополитообразную форму интрузии.

Дугдинскую интрузию сопровождают многочисленные сателлиты, образованные нефелин-сиенитами (на западе) и щелочными гранитоидами. Размеры этих тел по длинной оси (в широтном направлении) достигают 2 км. С Дугдинской интрузией генетически связаны многочисленные и разнообразные жильные и метасоматические породы. Наиболее характерны щелочные габброиды тералитового ряда, нефелиновые пегматиты, карбонато-флюоритовые жилы. Эти породы не встречены среди щелочных гранитоидов и, вероятно, генетически связаны с нефелиновыми сиенитами первой фазы. Жильные породы поздней фазы сложены гранит-аплитами, щелочными сиенитами, щелочными сиенит-порфирами, бостонитами, щелочными сиенит- и гранит-пегматитами, грорудитами рибекит-кварцевого состава, карбонатными и кварцевыми породами, а также десилицированными нефелинсодержащими пегматитами (развитыми в габбро). Мощность жил и даек достигает 20 м, протяженность — 400 м. Широко проявлены щелочные мигматиты и фениты, ширина полей которых достигает в южном экзоконтакте массива 1 км и более. Среди метасоматических образований, морфологически представленных обычно жилами и линзами, отмечаются щелочные габброиды, нефелинолиты, олигоклазиты, нефелиновые и безнефе-

линовые альбититы, карбонатно-нефелин-пироксено-эвдиалитовые и другие породы. Все тела щелочных жильных пород в той или иной степени подверглись метасоматической переработке щелочными гидротермами, непосредственно следовавшими за жильными магматическими инъекциями по тем же тектоническим полостям и зонам трещиноватости. Щелочной автометасоматоз проявлен также в собственно интрузивных породах Дугдинского массива; наиболее отчетливо он наблюдается вблизи разломов, диаклазов и жильных тел.

Другим характерным примером интрузий того же подтипа являются Чавачские интрузии (30), расположенные в верховьях р. Кызыл-Хем. Чавачские интрузии представляют собой крутопадающие вытянутые дайкообразные тела, приуроченные к тектоническим трещинам и расположенные параллельно слоистости вмещающих их сланцев харальской свиты. Здесь известно до сотни сравнительно крупных (от нескольких до 350 м по мощности и до 2000 м по простиранию) тел щелочных пород, образующих жильное поле с коэффициентом насыщения около 0,1.

Более крупные тела сопровождаются мелкими инъекциями щелочных пород в сланцы, создающими зоны мигматизации шириной до 100—150 м. Среди Чавачских магматических и жильных пород выделены: 1) нефелиновые сиениты; 2) щелочные сиениты; 3) щелочные и субщелочные аплитовидные граниты; 4) щелочные сиенит-пегматиты; 5) щелочные и субщелочные гранит-пегматиты; 6) лампрофиры. Кроме того, распространены метасоматические породы типа микроклинитов, «мариуполитов» и альбититов, также приуроченные к тектоническим трещинам и зонам диаклазов и локализующиеся вместе с магматическими породами. Контакты магматических и метасоматических тел с вмещающими породами резкие. Внутренняя структура щелочных пластообразных интрузий свидетельствует о последовательном характере внедрений и значительной тектонической активности в этот период. Особенно отчетливо внутреннее строение выражено в телах нефелиновых сиенитов. Петрографический состав многих тел щелочных пород свидетельствует о симметрично-зональном их строении. На примере чавачских интрузий подтверждается генетическая связь щелочного комплекса с «Бреньской» гранитной интрузией. В составе собственно щелочных интрузий здесь наблюдаются породы не только субщелочной фации, но и нормальные. С другой стороны, в краевых частях гранитных интрузий «бреньского» комплекса в восточной части Чавачского жильного поля присутствуют щелочные граниты, а их апофизы в сланцах образованы щелочными граносиенитами и сиенитами, по составу не отличающимися от аналогичных пород сангиленского интрузивного комплекса.

Для Сангиленской зоны дифференцированный тип интрузий менее характерен. В связи с этим гранитоиды второй фазы в Сангиленских массивах имеют незначительное развитие и представлены сиенитами и кварцевыми сиенитами, а не гранитами и граносиенитами. Дифференцированные массивы Сангилена (3, 4, 6, 7, 9, 11, 12) располагаются в Центрально-Сангиленском синклинии, сложенном терригенно-осадочными породами чартысской свиты. Наиболее типичные массивы — Коргеретабинский и Чекбинский — находятся в непосредственной близости к гранитным массивам бреньского комплекса, в грабенообразных структурах, сложенных средними и основными породами тануольского комплекса. Для этих массивов, в строении которых участвуют, преимущественно, трахитоидные нефелиновые сиениты, характерно мощное развитие контактовых концентрических ореолов, состоящих из эссекситов, шонкинитов, пуласкитов, а также развитие сиенитов второй

фазы и пегматитов (Яшина, 1957). Менее дифференцированные массивы (8, 10) сложены щелочными сиенитами.

Десилицированный и контаминированный диффузионно-магматический тип интрузий. Для массивов десилицированного и контаминированного типа, в формировании которых существенную или преобладающую роль играют процессы диффузионного обмена веществом между магмой и вмещающими породами, характерны следующие общие черты: а) расположение на достаточном удалении от питающих гранитных очагов брельского комплекса; б) развитие среди вмещающих пород наиболее контрастных в петрохимическом отношении образований — карбонатных и ультраосновных пород, в которых широко проявлены процессы десилификации, скарнирования и т. п.; в) отсутствие или слабое развитие обогащенных кремнеземом образований второй фазы. Десилицированные и контаминированные породы обычно совмещаются в пределах массивов, имеются примеры, когда первые либо вторые получают преобладающее развитие. Размеры массивов, образующих часто жилообразные тела, невелики. Типичным примером десилицированных пород являются нефелиновые сиениты в верховьях р. Чахыртой, залегающие в виде крутопадающих даек среди мраморов балыктыгхемской свиты и имеющие зональное строение. Центральные части даек сложены роговообманковыми миаскитами. В висячих боках располагаются биотитовые миаскиты и мариуполиты, часто пегматоидные, переходящие в экзоконтакте в биотит-нефелиновые кальцифиры, а в лежащих боках развиты маломощные зоны диопсидовых нефелиновых сиенитов. В апикальных частях и мелких апофизах центральная амфиболовая зона исчезает. Аналогичные жилы и дайки были встречены также среди массивов, в интрузиях Оругты, Улан-Эрге и в ряде других мест.

Наиболее крупным десилицированным массивом является Агашский (1), представляющий собой изометричный шток размером $4 \times 3,5$ км среди мраморов и сланцев чартысской свиты. В составе массива значительную роль играют переработанные ксенолиты мраморов, а также нижнепалеозойских габбро и диоритов. В массиве преобладают биотитовые известково-щелочные сиениты, иногда содержащие кварц. Подчиненное значение имеют миаскиты. В западной части в сиенитах и нефелиновых сиенитах появляются гастингсит, диопсид, авгит, гранат, а также более обильный нефелин, что связано с ассимиляцией ксенолитов карбонатных и основных пород. Здесь же, в экзоконтактах, появляются своеобразные щелочные скарны с гранатом, нефелином и щелочными полевыми шпатами.

В составе контаминированных массивов (9, 16, 18, 21) большую роль играют наиболее редкие разновидности — ультращелочные породы: уртиты, ювиты, ийолит-уртиты, ийолиты, мельтейгиты, малиниты. К массивам этого типа относятся Чикский, Дахуунурский, Северо-Баянкольский, Хончульский (Кононова, 1957, 1958, 1962).

Чикская (9) наиболее просто построенная интрузия расположена в 6 км к югу от устья р. Чик среди мраморов чартысской свиты с прослоями эффузивов, сланцев и песчанистых известняков. Внутреннее строение массива характеризуется чередованием полос ийолит-уртитов, ийолитов, мельтейгитов и ксенолитов измененных мраморов, связанных между собой постепенными переходами, что обусловлено интенсивным контактовым взаимодействием. Преобладают ийолит-уртиты, слагающие центральные части полос.

Все разновидности пород сложены двумя главными минералами: нефелином и пироксеном (титанистый ферроавгит). В мельтейгитах, кроме того, появляется кальцит, приобретающий в силикатно-карбо-

натных породах значение главного минерала. Единственным аксессуарным минералом является апатит.

Дахуунурская интрузия (16) расположена в центральной части Каргинской антиклинали, сложенной мраморами балыктыгхемской свиты. Важным ее отличием от Чикской интрузии является широкое развитие здесь разнообразных пород таннуольского комплекса, а также наличие многочисленных мелких тел миаскитов и дитроитов, залегающих как среди мраморов, так и среди таннуольских диоритов.

Собственно Дахуунурская интрузия ийолит-уртитов образует два овальных тела, вытянутых в субмеридиональном направлении. Западное тело размером $1,5 \times 0,4$ км целиком сложено кальцитизированными ийолит-уртитам, восточное, размером $1,6 \times 1,0$ км, — ультращелочными породами от уртитов до ийолитов, связанными постепенными переходами, пироксенитами, канкринитовыми пегматитами и разнообразными метасоматически измененными породами с гранатом, скаполитом, кальцитом, а также мельтейгитами. Ийолит-уртиты прорывают пироксениты, которые в контактных зонах нефелинизированы и скаполитизированы.

Палингенно-метасоматический (инфильтрационно-диффузионный) тип. В эту генетическую группу входят тела, формирование которых происходило путем переработки исходных пород без участия существенных объемов магматического расплава. Они характеризуются большой изменчивостью состава и структур, сложной формой, подчиненной структуре вмещающих пород, развитием полосчатых и мигматических текстур. Особенности их состава отражают как влияние процессов диффузионного (зависимость от состава вмещающих пород), так и инфильтрационного (быстрая смена фаций щелочности) типов. Подобные тела наиболее удалены от питающих очагов. Типичным примером является небольшой Устьхайгасский массив (20), щелочные породы которого развились по диоритам и габбро таннуольского комплекса, прорывающим балыктыгхемские мраморы. В этом массиве от краевых частей к центру последовательно сменяются миаскиты, роговообманковые дитроиты и эгириновые эссекситы, причем все эти разности представлены как полосчатыми типично метасоматическими, так и мелкими инъекциями мигматитового типа. Последовательность сечений мигматитовых анатектических прожилков такова же, как и вышеприведенная последовательность метасоматических замещений.

В Восточно-Хончульском массиве (21) аналогичного типа наблюдалось развитие авгит-баркевикитовых ийолитов и мариуполитов по пироксенитам и плагиоклазовым пегматитам соответственно; в Терехольском массиве (19) за счет исходного габбро образовались астрофиллитовые хибиниты.

В Харлинском массиве (23), детально изученном Р. М. Яшиной (1962, 1963), в результате магматического замещения доломитсодержащих мраморов возникли грубоконцентрические зоны нефелин-пироксен-кальцитовых пород с нефелином, нефелин-пироксеновых ийолитов и, наконец, ювитов. Общая мощность этих пород достигает 300—400 м при площади массива 9 км².

Несколько особняком стоят своеобразные тела метасоматических пород (Улуг-Танзек, Хорактыгское, Бурек-Кундусское), сложенные кварцево-щелочно-полевошпатовыми породами типа апогранитов, содержащими аксессуарные минералы TR, Zr, Nb — Ta, Th. Они представляют собой крутостоящие штоки в крупных разрывных зонах среди мраморов (Улуг-Танзек) и известковистых сланцев (Бурек-Кундус) либо среди таннуольских гранитов (Хорыктыг). Ни в одном из тел

практически не сохранилось первичных, неизмененных, пород, и вопрос о их происхождении остается во многом неясным, однако по своим геолого-морфологическим признакам, абсолютному возрасту и геохимическим особенностям (Зыков и др., 1961; Павленко и др., 1957, 1959, 1960) эти тела принадлежат к сангиленскому комплексу.

Петрографическая и петрохимическая характеристика главных пород комплекса. Щелочные породы сангиленского комплекса отличаются исключительным разнообразием минерального и химического состава, а также парагенетических отношений минералов. Значение отдельных петрографических групп в общем балансе пород комплекса неравнозначно; основную роль играют гранитоиды и сиениты (около 90%), резко подчиненную — нефелиновые сиениты и совсем ничтожную — ультраосновные и другие типы пород.

Граниты, граносиениты и кварцевые сиениты являются наиболее распространенными породами сангиленского комплекса. Они развиты в виде самостоятельных тел первой фазы в Каахемской и Восточно-Саянской зонах и, кроме того, слагают многочисленные мелкие тела второй фазы в интрузиях сиенитов и нефелиновых сиенитов. *Сиениты* наиболее характерны для Каахемской и Восточно-Саянской зон. В Каахемской зоне сиениты обычно появляются как фации гранитных, а в Сангиленской как фации нефелин-сиенитовых массивов. Кроме того, в пределах Сангиленки известны сиенитовые тела второй фазы нефелин-сиенитовых интрузий. *Нефелиновые сиениты* отличаются наибольшим разнообразием петрографических и химических составов, что обусловлено сложностью и разнообразием петрогенетических процессов, участвовавших в их формировании. Наиболее широкое развитие во всех зонах Восточной Тувы получили нефелиновые сиениты серии дитроита — роговообманкового миаскита и фойяита — эссекита, слагающие самые распространенные массивы дифференцированного типа.

Экзотические для Восточной Тувы безполевошпатовые ультращелочные породы встречаются почти исключительно в пределах нагорья Сангиленки.

Представление о минеральном составе пород комплекса, о развитых в них парагенезисах, а также о распределении петрографических видов по отдельным массивам дает табл. 16, построенная на основании фациального метода, изложенного в работах Д. С. Коржинского (1957), А. С. Павленко (1963).

В отношении составов породообразующих темноцветных минералов необходимо отметить следующее. Среди пироксенов преобладают представители диопсид-геденбергитового ряда и мало характерны авгиты. Амфиболы в большинстве случаев относятся к ряду эденит — поргасит — гастингсит, а баркевикиты и базальтические обманки встречаются очень редко. Биотиты обеднены магниезальной составляющей. Эгирины и арфведсониты характерны для высокощелочных гранитоидов и метасоматитов. Темноцветные минералы меланократовых пород заметно обогащены титаном.

Для петрохимической характеристики комплекса используется свыше 150 силикатных анализов, сделанных А. С. Павленко (1963_{1, 2}). В это число входит ряд анализов гранитоидов бреньского комплекса, которые используются для целей сравнения и петрогенетических построений. В табл. 17 приводятся средние анализы гранитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов, сиенитов первой и второй фаз комплекса раздельно по I, II, III и IV полям щелочности. Недостаточно детальные петрографические описания массивов нефелиновых сиенитов, которые отличаются резкой фациальной изменчивостью, не позволили во

в всех случаях однозначно относить тот или иной анализ к определенной фации. В связи с этим в табл. 17 — усреднены анализы мариуполитов — миаскитов ($V_n - I_n$ поля), роговообманковых миаскитов — фойлитов ($II_n - III_n$ поля), лаурдалитов (IV_n — поля), уртитов и ийолитов.

Особенности средних составов главных петрохимических групп пород в отношении отдельных компонентов удобно проследить с помощью 7-компонентной диаграммы В. Н. Лодочникова (рис. 56—*I, II*), способ построения которой поясняется дополнительным рисунком (см. рис. 56, *III*).

Диаграммы отчетливо указывают на щелочно-глиноземистую специализацию всего комплекса в целом при сравнительной бедности его двухвалентными основаниями и железом. В отличие от обычных, наиболее распространенных габбро-гранитных комплексов, где по мере роста кремнекислотности происходит увеличение содержания щелочей и глинозема за счет резкого уменьшения CaO и MgO , в среднепалеозойских породах Восточной Тувы наблюдается обратная картина: с ростом содержания в породах SiO_2 они резко обедняются Al_2O_3 и щелочами, а также (в меньшей степени) CaO , MgO и FeO . В этом же направлении происходит некоторое относительное накопление K_2O по сравнению с Na_2O (особенно при переходе от нефелиновых сиенитов к сиенитам и гранитоидам), MgO по сравнению с CaO и менее отчетливо Fe_2O_3 по сравнению с FeO .

Характеристики А. Н. Заварицкого подтверждают незначительность вариаций в содержании анортитовой извести и темноцветных минералов при очень широком диапазоне изменений в содержании щелочных алюмосиликатов: $a = 11 \div 38$. Подавляющее число анализов укладывается в значения c до 2,5—3 и b до 10. Из этих пределов выпадают лишь некоторые контаминированные разности и породы ийолит-уртитовой группы.

Среди гранитов преобладают породы, пересыщенные глиноземом, а среди граносиенитов, кварцевых сиенитов и сиенитов — породы нормального состава. Одновременно от гранитов к сиенитам несколько возрастает содержание темноцветных составляющих: для основной массы гранитов b имеет значения $2 \div 5$, а для сиенитов $4 \div 8$, причем это возрастание идет в основном за счет CaO и в меньшей степени — MgO . Тенденция к увеличению содержания темноцветных продолжается также в нефелиновых сиенитах (b от 6 до 11). «Агпайтовые» составы мало характерны для пород комплекса, но встречаются во всех группах пород. Наиболее обычные они среди гранитоидов акерит-нордмаркитового и грорудит-ларвикитового ряда второй фазы нефелин-сиенитовых интрузий. В нефелиновых сиенитах они появляются в хибинитах и лаурдалитах, тесно связаны с позднемагматическими — пегматитовыми и щелочно-метасоматическими процессами. В наиболее богатых нефелином ультращелочных породах агпайтовые составы практически отсутствуют.

Петрохимические различия серий пород, относящихся к различным фациям (полям) щелочности выражаются в накоплении Fe_2O_3 за счет уменьшения содержания Al_2O_3 при переходе от низкощелочных фаций к высокощелочным. Особенно ярко обогащение железистым компонентом проявляется для эвтектических составов (Павленко, 1963).

Жильные породы. Эти образования сангиленского комплекса очень разнообразны по составу. Они залегают среди материнских интрузивных образований и в экзоконтакте интрузий, обычно в зоне шириной до 5—8 км. Часто жильные тела приурочены к полостям крупных трещин, оперяющих разломы (Чавач, Дугду) или локализуются в зонах

Минеральный состав пород сангиленского комплекса и их распределение по массивам Восточной Тувы

Породы \ Парагенезисы	Пл-Би-Пи	КПШ-Пл-Би Пл-Би-РО	КПШ-Би-РО КПШ-Пл-РО	КПШ-РО-Пи	КПШ-Би-Пи
Граниты +Кв	—	Нормальные биотитовые граниты Мт, Ил, Мон, Ап, Ксен, Рут, Мо 1ф — 28,29 2ф — 31,42	Субщелочные биотит-роговообманковые и роговообманковые граниты и граносениты Мт, Сф, Орт, Ап, Цр, Ил, Мон, Эвкс, Пирх, Мо, Гл, Пир, Фл 1ф — 28, 29, 39, 40 2ф — 31, 34, 41, 42	Пироксен-роговообманковые граниты, экерит, кварцевый нормаркит Мт, Сф, Орт, Ап, Цр, Астр, Эниг, Пирх, Чев, Ферг, Париз, Баст 1ф — 29 2ф — 3, 5, 25, 27, 32, 42 и др.	Биотит-пироксеновые граниты, гроссудит кварцевый ларвикит Брит, Вёл, Кол, Тор, Гадол, Приор, Эвкс
Сениты —Кв,—Не	—	—	Известково-щелочные роговообманковые и биотит-роговообманковые сениты Мт, Сф, Ап, Орт, Цр, Ферг, Гадол, 1ф — 1, 10, 30 2ф — 7, 31	Умптекиты, нордмаркиты, пурпуриты, тенсбергит Мт, Сф, Ап, Орт, Цр 1ф — 31, 34, 35, 41, 42, 43, 44	Лаврикиты Мт, Сф, Ап, Орт, Цр, Лов, Брит, Пирх 2ф — 6, 30, 32

Нефелиновые сиениты + Не	Мариуполит Миаскиты, лигфилъдит	Дитроиты; роговообманко- вые миаскиты, канадит	Фойяиты, эссекситы, терали- ты	Лаурдалиты Мт, Сф, Ап, Ка 1ф — 12, 19, 30, 41
	Мт, Ил, Ап, Цр, Эш, Сегадол, U-торн 1ф — 1, 24, 30	Мт, Ил, Сф, Ап, Цр, Пирх 1ф — 2, 3, 4, 6, 7, 12, 15, 17, 32	Мт, Ти, Мт, Сф, Ап, Цр, Ка 1ф — 12, 30, 32, 6 Хибиниты Астр, Эниг, Рин, Эвд 1ф — 6, 19, 24, 32	Ювиты, малиниты, шонки- ниты 1ф — 19, 20, 21, 22, 24
Бесполошаговые нефелиновые сиениты — ПШ	Би-РО	Ро-Пи	Би-Пи	
	Конгрессит Тимт, Ап, Ка 1ф — 8	Уртиты, ийолиты Мт, Тимт, Сф, Ап, Цр, Ка, Мор, Ск, Вез 1ф — 16 и др.	Лепидомелановые ийолиты, монмутит Мт, Сф, Ап, Ка 1ф — 24, 32	

У с л о в н ы е о б о з н а ч е н и я

Кв — кварц
ПШ — полевой шпат
КПШ — калиевый поле-
вой шпат
Пл — плагиоклаз
Не — нефелин
Би — биотит
РО — амфибол
Пи — пироксен
Ск — скаполит
Шор — шорломит

Вез — везувиан
Эниг — энигматит
Астр — астрофиллит
Мт — магнетит
Тимт — титанистый маг-
нетит
Ил — ильменит
U-торн — ураноторла-
нит
Мо — молибденит
Гл — галенит

Пир — пирит
Фл — флюорит
Рут — рутил
Пирх — пирохлор
Ферг — фергусонит
Приор — приорит
Эвкс — эвксенит
Эж — эжинит
Кол — колумбит

Ка — кальцит
Париз — паризит
Баст — бастнезит
Ап — апатит
Брит — бритолит
Мон — монацит
Ксен — ксенотим
Цр — циркон
Тор — торит

Гадол — гадолинит
Сегадол — церграфлинит
Сф — сфен
Вёл — вёлерит
Лов — ловенит
Чев — чевкинит
Орт — ортит
Рин — ринколит
Эвд — эвдиалит

Примечание. Цифры отвечают номерам массивов на рис. 55; ф — сокращенное слово *фаза*.

Средние составы пород среднепалеозойского комплекса

Оксиды, вес. %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	74,35	73,54	73,22	75,08	69,61	65,90	64,93	63,39	65,88	74,17	70,62	68,88	68,83	67,79	58,67	56,68	54,11	42,89	43,71
TiO ₂	0,18	0,25	0,22	0,24	0,36	0,63	0,58	0,61	0,32	0,17	0,40	0,47	0,34	0,27	0,25	0,48	0,46	0,45	1,17
Al ₂ O ₃	13,89	13,89	13,19	11,85	15,22	16,56	17,91	17,72	15,81	13,81	15,25	14,41	14,19	16,14	21,70	20,96	20,66	25,68	18,99
Fe ₂ O ₃	0,57	0,94	2,68	2,73	2,01	0,82	1,25	1,80	3,54	0,67	0,68	2,27	3,64	0,62	3,13	2,90	3,43	2,64	4,01
FeO	1,18	1,46	0,63	1,49	0,99	2,99	1,89	2,98	2,00	0,76	2,54	2,03	1,90	1,76	1,48	3,06	4,50	3,97	6,99
MnO	0,05	0,04	0,12	0,06	0,06	0,13	0,04	0,14	0,09	0,06	0,07	0,11	0,07	0,07	0,08	0,12	0,13	0,10	0,24
MgO	0,26	0,34	0,42	0,38	0,43	0,98	0,33	0,58	0,72	0,29	0,23	0,44	0,23	0,27	0,36	0,47	0,70	1,18	1,75
CaO	1,42	1,09	0,89	0,41	1,17	1,98	1,45	1,34	1,07	1,19	1,47	1,02	0,72	0,98	0,99	2,33	3,93	8,10	13,52
Na ₂ O	3,47	4,08	4,28	4,79	4,92	5,28	6,27	5,77	5,01	4,46	3,75	5,12	5,13	5,84	8,17	7,93	6,37	11,49	6,69
K ₂ O	4,63	4,37	4,35	2,97	5,23	4,73	5,35	5,67	5,56	4,42	4,99	5,25	4,95	6,26	5,17	5,07	5,71	3,50	2,93
<i>s</i>	81,7	80,8	80,2	81,2	77,3	74,2	73,3	71,9	73,3	81,0	78,6	76,2	76,2	75,1	67,3	65,6	63,5	51,1	51,0
<i>a</i>	13,8	14,8	15,3	14,1	17,9	18,1	21,5	21,0	18,6	15,7	15,2	18,1	17,8	21,0	25,6	24,9	22,9	31,5	19,1
<i>c</i>	1,6	1,3	0,8	0,5	1,0	1,9	1,2	1,3	1,0	1,0	1,8	0,3	0,7	0,4	1,2	1,7	2,6	2,1	3,2
<i>b</i>	2,9	3,1	3,7	4,3	3,8	5,8	4,0	5,8	7,1	2,3	4,4	5,4	5,3	3,5	5,9	7,8	11,0	15,3	26,7
<i>f'</i>	56,8	70,2	76,6	84,8	69,7	61,6	71,2	76,8	79,4	60,6	65,7	69,5	91,3	52,8	70,6	74,0	68,2	40,9	38,7
<i>m'</i>	16,0	17,0	17,8	15,2	19,6	29,1	13,6	17,4	15,9	21,2	7,5	13,4	6,2	13,2	10,6	11,2	10,8	6,1	11,3
<i>c'</i>			5,6		10,7	9,3	15,2	5,8	4,7	18,2		17,1	2,5	34,0		14,8	21,0	53,0	50,0
<i>a'</i>	27,2	12,8									26,8			18,8					
<i>n</i>	53,3	54,0	59,4	70,7	59,0	63,0	62,9	60,7	57,9	60,8	53,5	59,8	60,8	57,4	70,8	71,8	62,9	83,3	77,7
<i>t</i>	0,2	0,3	0,2	0,2	0,4	0,7	0,7	0,8	0,36	0,2	0,4	0,5	0,3	0,4	0,3	0,6	0,5	0,7	2,0
<i>Q</i>	34,2	30,7	29	33,6	17,8	10,3	2,4	0,5	8,4	29,6	25,0	15,9	16,1	7,8	17,8	20,3	21,4	62,9	32,4
<i>a/c</i>	8,6	11,4	19,1	28,2	17,9	9,5	18	16,2	18,6	15,7	8,5	60,3	25,4	52,5	21,3	14,6	8,8	15	6

Примечание. Все запасы приведены к сумме 100%.

1 — биотитовые граниты I-й фазы I поля (среднее из 5 анализов); 2 — биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты I-й фазы II поля (среднее из 18 анализов); 3 — амфиболовые и пироксен-амфиболовые микроклиновые граниты I-й фазы III поля (среднее из 5 анализов); 4 — пироксен-биотитовые микроклиновые граниты I-й фазы IV поля (среднее из 5 анализов); 5 — биотит-роговообманковые и роговообманковые граносиениты I-й фазы II поля (среднее из 7 анализов); 6 — экериты — кварцевые нордморкиты I-й фазы III поля (среднее из 4 анализов); 7 — щелочные и известково-щелочные биотит-роговообманковые сиениты I-й фазы II поля (среднее из 8 анализов); 8 — умптекиты и пуласкиты I-й фазы III поля (среднее из 17 анализов); 9 — ларвикиты I-й фазы IV поля (среднее из 3 анализов); 10 — биотитовые граниты 2-й фазы I поля (среднее из 3 анализов); 11 — субщелочные граниты 2-й фазы II поля (среднее из 3 анализов); 12 — экериты 2-й фазы III поля (среднее из 4 анализов); 13 — гродуриты, кварцевые ларвикиты 2-й фазы IV поля (среднее из 6 анализов); 14 — биотитовые щелочные сиениты 2-й фазы II поля (среднее из 4 анализов); 15 — мариполиты и мисакиты V- I_H полей (среднее из 10 анализов); 16 — роговообманковые мисакиты, дитрониты, фойяиты II_H — III_H полей (среднее из 16 анализов); 17 — лаурдалиты-шонкиниты IV_H поля (среднее из 9 анализов); 18 — пераллиты (среднее из 9 анализов); 19 — ийолиты (среднее из 19 анализов)

диаклазов и трещиноватости. Размеры жильных тел разнообразны; мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 200—350 м, а протяженность достигает в отдельных случаях 1500—2500 м. Жильные породы сангиленского комплекса исследованы недостаточно, в частности, плохо изучена последовательность их образования. Несомненно, существует два основных крупных этапа образования жил: ранний — связанный с породами первой фазы интрузии (нефелиновые, щелочные сиениты, щелочные граниты?) и поздний — связанный генетически с породами второй фазы (щелочные и субщелочные сиениты и граниты). Петрографический состав жильных пород обычно соответствует составу материнских интрузий: производными нефелиновых сиенитов первой фазы являются чаще породы типа нефелиновых сиенит-порфиров, тингуаитов, луювритов, нефелин-пегматитов и др. Отмечается уменьшение щелочности дайковой фации в завершающие этапы жильного процесса, связанного с нефелиновыми сиенитами. Эта завершающая фаза характеризуется бостонитами, трахитами, щелочными сиенитами (Дугду).

В составе жильной серии второй фазы щелочной интрузии фельдшпаттоидных пород нет; от начала жильного процесса к его завершению наблюдается, как правило, увеличение кремнекислотности пород.

Самые последние этапы жильных проявлений иногда характеризуются появлением субщелочных лампрофилов (Чавач).

Со щелочными гранитами (Кадраус) связаны жильные щелочные сиениты, пэзаниты, рибекит-эгириновые гранит-порфиры и гранофиры, а завершается жильная фаза высококремнеземистыми кварц-альбитовыми породами. В отношении последовательности внедрения жильных тел в каждом этапе имеются лишь сведения, касающиеся отдельных массивов; эта последовательность в некоторых случаях является очень сложной.

Для лейкократовых щелочных жильных пород и некоторых щелочных жильных габброидов типичны порфировые структуры. Основная масса мелкозернистая, гранофировой, аплитовой или гипидиоморфной структуры.

Меланократовые и лампрофировые жильные породы обычно обладают трахитоидными, призматически-зернистыми, паналлотриоморфно-зернистыми структурами. В качестве цветных минералов встречаются рибекит, эгирин, эгирин-диопсид, гастингсит, баркевикит, биотит. В субщелочных лампрофирах наблюдается обыкновенная роговая обманка. Цветовой коэффициент в меланократовых жильных породах варьирует от 1,2—1,5 до 3,5—4.

Контактные и метасоматические процессы в связи с интрузиями сангиленского комплекса отличаются огромным разнообразием (Павленко, 1963₃). Это обусловлено: 1) широкими вариациями состава интрузивных и вмещающих пород; 2) обилием летучих компонентов в сочетании с гипабиссальными условиями формирования интрузий; 3) широким температурным интервалом формирования контактово-метасоматических пород.

Образования прогрессивного магматического этапа (контактные) характеризуются: а) приближением состава экзоконтактных пород к составу воздействующей интрузии и б) изменением в эндоконтактной зоне порядка эвтектической кристаллизации и (или) явлениями десиликации и контаминации. Регрессивный постмагматический метасоматоз проявляется как в экзо-, так и в эндоконтактных зонах, причем эти два процесса могут развиваться независимо.

Морфология и пространственное распределение контактовых и метасоматических образований четко контролируются структурно-лито-

логическими условиями, которые определяют диффузное либо локальное развитие метасоматических процессов, их интенсивность и состав новообразований. Наиболее широко контактовые и метасоматические образования бывают представлены на участках развития жильных пород и пегматитов. Наиболее реакционно-способными к метасоматическим преобразованиям оказываются петрохимически контрастные — карбонатные, ультраосновные и основные — породы.

В табл. 18 в обобщенном виде приводятся основные типы контактовых и метасоматических образований сангиленского комплекса. Не имея возможности подробно остановиться на рассмотрении всех метасоматических формаций и фаций, что достаточно подробно сделано в работах В. А. Кононовой, А. С. Павленко, Р. М. Яшиной и др., отметим лишь некоторые особенности формации алюмосиликатных щелочно-метасоматических пород, представляющей особый интерес (Павленко и др., 1961, 1963₄). Породы этой формации играют основную роль среди постмагматических образований комплекса и, кроме того, весьма перспективны в отношении редкометального оруденения. Как показывает диаграмма (рис. 57), формация охватывает метанефелиниты, микроклиниты, альбититы и щелочные метакварциты. В образовании этих пород участвуют нефелин, калишпат, альбит, кварц, эгирин, арфведсонит, биотит в различных парагенетических отношениях. Постоянно присутствуют также магнетит, кальцит или флюорит и разнообразные акцессорные минералы $Y-TR$, $Zr-Hf$, $Nb-Ta$, Ti , часть из которых нанесена на рис. 57, а также сульфиды Mo , Pb и Fe . Для формаций характерна фациальная зональность, выраженная в последовательной смене высокощелочных фаций низкощелочными, т. е. в направлении от метанефелинитов к метакварцитам. Схема геологического положения типичных случаев фациальной зональности приводится на рис. 58. Понижение щелочности фаций сопровождается также сменой более основных редкометальных акцессориев менее основными, а максимальное их накопление отмечается на границе фаций, что связано с объемными эффектами метасоматических реакций.

Геохимические особенности. Геохимические свойства (точнее, состав элементов-примесей) сангиленского комплекса изучены достаточно детально (Павленко и др., 1957, 1958, 1959₂, 1960, 1963₁, 1963₂; Вайнштейн и др., 1961; Шевалеевский и др., 1960; Тугаринов и др., 1960) и определяют его генетической связью с лейкократовыми посторогенными гранитоидами бреньского комплекса. «Набор» и поведение микроэлементов весьма типичны для щелочно-гранитоидной формации. Ведущими редкими элементами как в формах рассеяния в породах, так и в формах концентрации в пегматитах и постмагматических образованиях являются $Y-TR$, $Zr-Hf$, $Nb-Ta$, To , Mo , Ga . Эти элементы превышают кларковые содержания во всех мезолейкократовых породах любой щелочности и особенно высоких концентраций достигают в породах второй фазы и в щелочных метасоматитах. Характерные элементы комплекса, которые не образуют тем не менее существенных концентраций — Li , Be , Rb , U , Ge , Sn , Pb , As . Типоморфные элементы щелочно-базальтоидных формаций такие, как Cs , Sr , Ba , Sc , Re , для комплекса нетипичны. Также нехарактерны B , W , Co , Ni , Cu , Zn , Cd , Tl , Sb , Bi ; концентрации их не превышают кларковых даже в меланократовых членах комплекса. Можно отметить, что некоторые из указанных элементов (например, W) могут появляться в контаминированных разностях, ассимилировавших породы таннуольского комплекса. Из летучих компонентов для комплекса очень характерны CO_2 , F и P и нетипичны S и C .

Схема метасоматических процессов, связанных с интрузиями среднепалеозойского комплекса

		Этапы метасоматоза						
		магматический и раннепостмагматический			постмагматический			
Исходная порода	Интрузивная порода	Карбонатные породы	Пироксениты	Габброиды	Средние и кислые алюмосиликаты	Карбонатные породы	Основные алюмосиликатные породы	Кислые алюмосиликатные породы
		Щелочные гранитоиды и сиениты		Гранат-щелочно-полевошпатовые породы (метасвятоноситы)		Щелочно-полевошпатовые амфиболиты. Метаакериты	Щелочно-полевошпатовые роговики, щелочные мигматиты	Щелочно-полевошпатовые скарпны. Волластонит-гранат-везувиановые породы
Нефелиновые сиениты		Диопсид-полевошпатовые скарпниды. Нефелин-гранат-полевошпатовые породы	Полевошпатовые ийолиты. Ювиты	Плагноклаз-авгитовые основные кристалло-сланцы, метаэссекситы и шонкиниты	Турмалин-силлиманитовые и грюнеритовые роговики. Фениты	Нефелин-полевошпатовые породы с эгирин-диопсидом, гастингситом, эпидотом	Метанефелин-эгирин-лепидомелановые	Альбититы и микроклиниты преимущественно арфведсонитовые и лепидомелановые
Безполевошпатовые нефелиновые породы		Пироксен-нефелин-карбонатные породы с апатитом	Мельтейгиты	Полиминеральные тералитовые породы	—	Кальцит-канкринит-томсонитовые породы (Тувиниты)	«Карбонатиты» Козениты (Яшина, 1955). Гранатовые, скаполитовые, канкринитовые и содалитовые породы	—

Как известно, ведущим фактором, регулирующим распределение и формы нахождения редких элементов в магматических и гидротермально-метасоматических породах комплекса, являются условия кислотности-щелочности. Особенно это ярко сказывается на отношениях типа Ce/Nb ; Zr/Hf ; Th/Ce , а также на абсолютных содержаниях TR и Th . В породах сравнимой кремнекислотности по мере повышения щелочности фаций происходит относительное накопление более основных аналогов в парах элементов и общее обогащение редкими элементами.

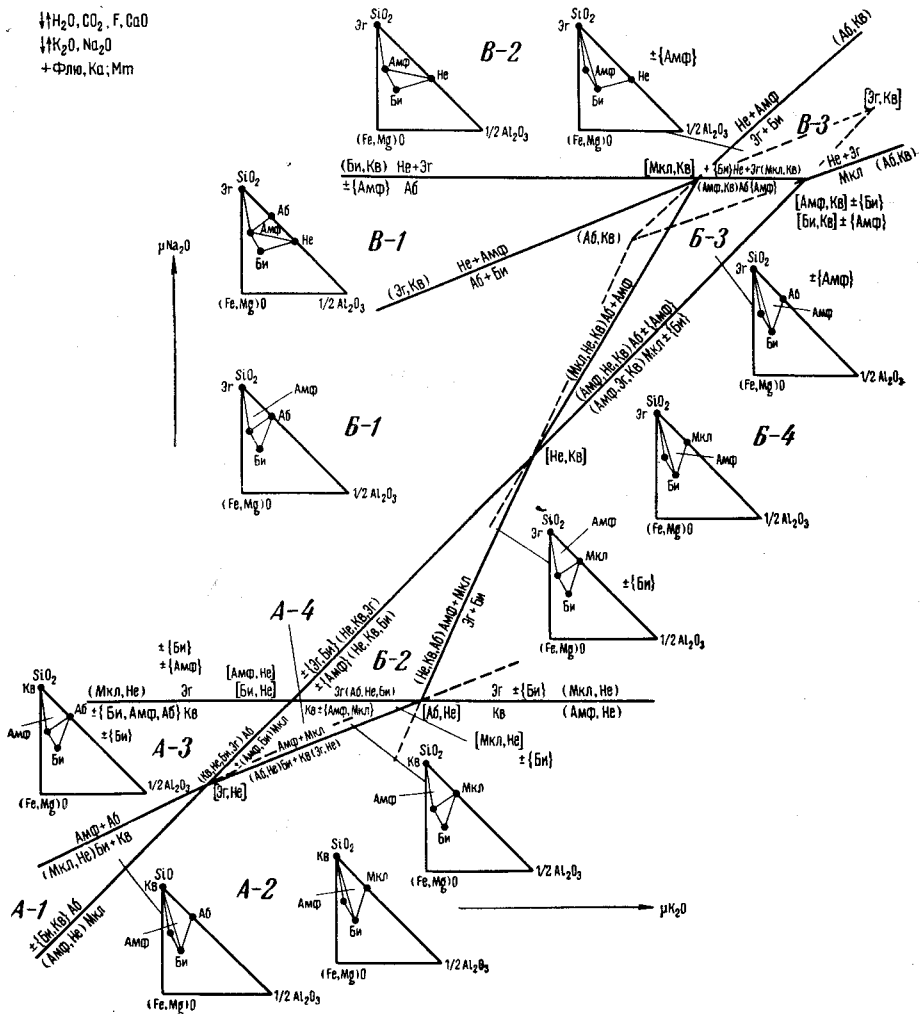


Рис. 57. Диаграмма фаций щелочно-метасоматического комплекса алюмосиликатных, обедненных кальцием пород в зависимости от потенциалов K_2O и Na_2O .

Более сложная зависимость от щелочности устанавливается для многовалентных элементов, например, U и Nb (Павленко и др., 1957, 1958, 1959₂, 1960, 1963_{1,2}).

В метасоматических породах щелочность также обуславливает соотношения элементов в парах и определяет минеральные формы отдельных редких компонентов (см. рис. 57). С повышением щелочности фаций растет основность редкометалльных минералов (табл. 19) и увеличивается различие в основности между членами пар. Дисперсия отношения

Zr : Hf между цирконами экзо- и эндоконтактных метасоматитов уменьшается в направлении от метанефелинитов к щелочным метакварцитам. Аналогичные закономерности установлены и для редкоземельных элементов.

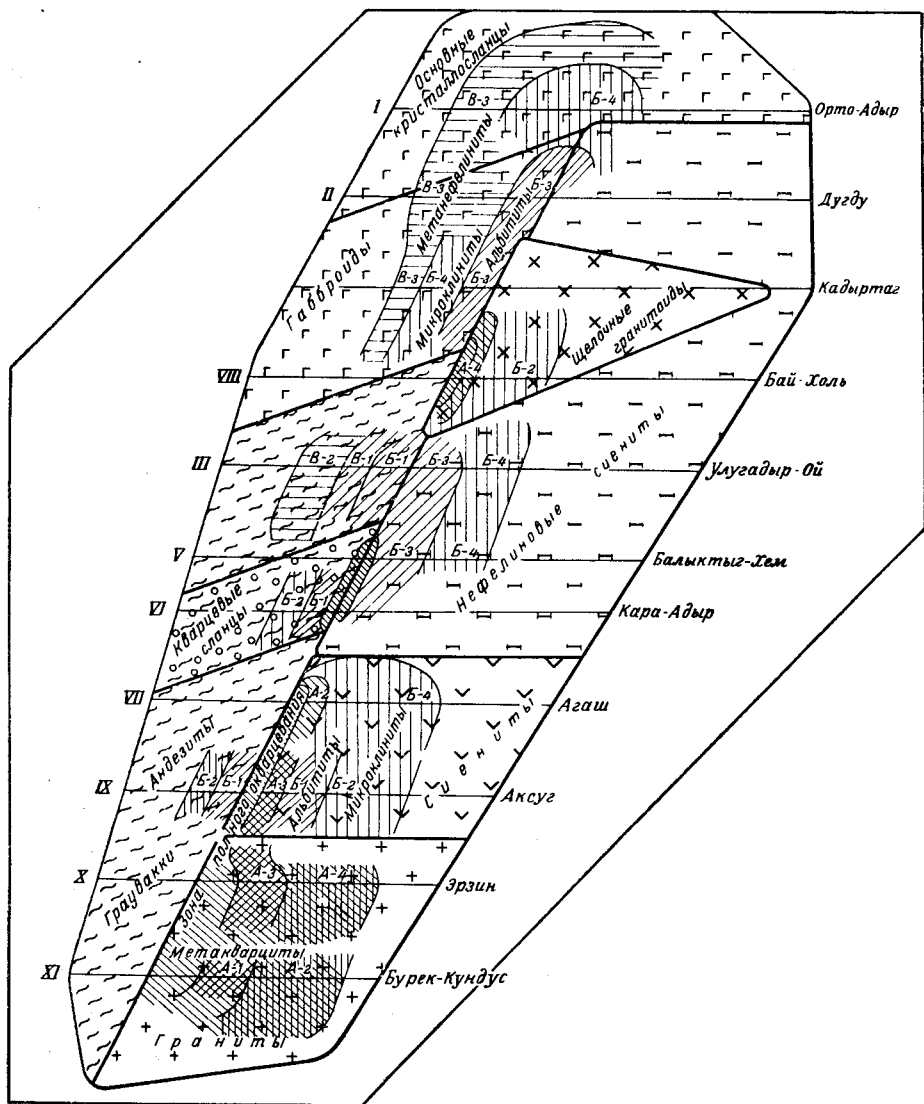


Рис. 58. Схема геологического положения щелочно-метасоматических фаций, изображенных на диаграмме рис. 57, в проявлениях Восточной Тувы

Возраст. Возраст сангиленского интрузивного комплекса определен пока недостаточно уверенно. Прямых геологических фактов, позволяющих непосредственно и точно датировать щелочной интрузивный комплекс, нет. Имеется около 60 определений абсолютного возраста, произведенных калий-аргоновым методом по биотиту, калишпату и нефелину В. И. Комаровой (ВАГТ) и Н. И. Полевой (ВСЕГЕИ) и свинцово-урано-ториевым методом (Зыков и др., 1961) — по 37 различным радиоактивным минералам.

Схема распределения редкометалльных минералов в щелочных метасоматических породах

Элементы Фации*	TR, Y		Th, U		Zr, Hf		Ti		Nb, Ta	
	ЭО	ЭО	ЭО	ЭО	ЭО	ЭО	ЭО	ЭО	ЭО	
В-2 (В-1) В Не ЭО 32					Эвдиалит (Na, Ca) ₅ ZrSi ₆ O ₁₆ (OH)Cl ₂		Ринколит Ca ₄ Na ₂ Ce(TiNb) [Si ₂ O ₇] ₂ (OH, F) ₄ (Лампрофиллит) Na ₄ Sr ₂ Fe ₂ Ti ₄ Si ₆ O ₂₅ F ₂	33 36		
В-3	Апатит Ca ₃ [PO ₄] ₃ (F, OH)	42			Ловенит (Na, Ca, Mn) ₃ Zr [SiO ₄] ₂ F	42	Рамзаит Na ₂ Ti ₂ [Si ₂ O ₆] ₃ Астрофиллит (K, Na) ₂ (Fe, Mn) ₄ Ti[Si ₂ O ₇] ₂ (OH, F) ₂	43 47	Велерит (Ca, Na) ₃ (Zr, Nb, Ti) [SiO ₄] ₂ F	43
Б-4а Б Б-3 Ми ЭО 54	Бритоцит (Na, Ca, Ce) ₅ [(Si, P)O ₄] ₃ (OH, F) ₂	50					Энигматит Na ₂ (Fe, Mn) ₆ Ti[Si ₂ O ₇] ₃	51	Пирохлор (Na, Ca) ₂ (Nb, Ti) ₂ (FO) ₇	47
Аб ЭО 56	Се-гадолинит (Ce, Y) ₂ FeBeSi ₂ O ₁₀	56					Сфен CaTi[SiO ₄]O	53	(Лопарит) (Ce, Na, Co) ₂ (TiNb) ₂ O ₆	56
Эр ЭО 53 Б-1а Арф ЭО 52 Би ЭО 55	(Ортит) (Ca, Ce) ₂ (Al, Fe) ₃ Si ₃ O ₁₂ (OH)	58								

Б-2					Чевкинит (Ca, Ce)Ti[SiO ₄]O	55	Гаччеттолит (Ce, U, Ca) _{1,3} (Ti, Nb) ₂ O ₇	
Мт ЭО 61								
Б-46			Торнионит ThO ₂ Ураноторианит (UTh)O ₂	58 60			Ферсмит CaNb ₂ O ₆	
							Эшинит (Ca, Ce, Th)(Ti, Nb) ₂ O ₆	63
Б-16	(Монацит) CePO ₄	69			Циртолит (Zr, TR)SiO ₄ nH ₂ O (70) Малакон (Zr, U)SiO ₄ nH ₂ O (73)		Фергюсонит Y ₂ Nb ₂ O ₈	63
							Эвксенит (Ca, Y, U)(Nb, Ti) ₂ O ₆	66
А-3							Бломстрандит-бетафит Бломстрандит-бетафит (Ca, TR, U) _{0,7} (Ti, Nb) ₂ O ₇	72
А								
А-2	Ксенотим YPO ₄	72	Торит ThSiO ₄	72			Рутил (анатаз) TiO ₂	70
					Циркон ZrSiO ₄	75	Колумбит (Fe, Mn)(Ta, Nb) ₂ O ₆	76
Кв ЭО ТТ А-1	Паризит Ca(La, Ce) ₂ [CO ₃] ₃ F ₂	75					(Ильменорутил) (Ti, Nb, Fe)O ₂	73

* Обозначение фаций см. на рис. 57.

Калий-аргоновый анализ дал следующие цифры абсолютного возраста пород некоторых массивов: Кара-Адыр, нефелиновый сиенит $(260-289) \cdot 10^6$ лет; Оругты, нефелиновый сиенит $(150-165) \cdot 10^6$ лет; Коргере-Даба, нефелиновый сиенит — $195 \cdot 10^6$ лет; Кадраус, щелочной гранит — $216 \cdot 10^6$ лет; Чавач, щелочной сиенит — $268 \cdot 10^6$ лет; Улуг-Танзек, метасоматит — $195 \cdot 10^6$ лет.

Свинцово-урано-ториевым методом определены средние значения абсолютного возраста для следующих интрузий: Дугду $(290 \pm 10) \cdot 10^6$ лет; Чавач $(420 \pm 40) \cdot 10^6$ лет; Ак-Суг $(430 \pm 60) \cdot 10^6$ лет; Агаш $(390 \pm 20) \cdot 10^6$ лет; Кара-Адыр $(400 \pm 20) \cdot 10^6$ лет; Баян-Кол $(400 \pm 80) \cdot 10^6$ лет; Оругты и Даухуу-Нур $(400 \pm 40) \cdot 10^6$ лет.

Сравнивая приведенные данные, можно видеть довольно большие различия в цифрах, полученных калий-аргоновым и свинцово-урано-ториевым методами. Первый пока не является достаточно надежным. На результаты определений, кроме того, влияют позднейшие наложенные метаморфические и тектонические процессы, которыми, видимо, в значительной мере обусловлен большой разброс и, вероятно, заниженность в целом истинных значений абсолютного возраста, определенного калий-аргоновым методом.

Значения абсолютного возраста, полученные свинцово-урано-ториевым методом, показывают геологически одинаковый возраст всех массивов (за исключением Дугдинского), укладывающийся в пределы девона (по геохронологической шкале 1960 г.). Возраст Дугдинского массива соответствует середине карбона*.

Региональные геолого-структурные факторы, а также петрохимические, петрологические, геохимические и другие данные свидетельствуют о тесной генетической связи сангиленского щелочного комплекса с бреньским гранитоидным комплексом ниже-среднедевонского возраста. Большинство известных фактов указывает на среднепалеозойский, вероятно, девонский, возраст сангиленского интрузивного комплекса. Отсутствие цифр абсолютного возраста для бреньских гранитов, полученных свинцово-урано-ториевым методом, не позволяет, к сожалению, однозначно решить вопрос об одновозрастности бреньского и сангиленского комплексов.

Формирование интрузий бреньского (сютхольского) и сангиленского комплексов происходило в то время, когда рассматриваемая территория представляла собой достаточно консолидированную область, в основном уже прошедшую орогенный этап развития. Активизация тектонических движений в девоне здесь проявилась в виде мощных расколов, по которым проникала кислая магма, сформировавшая многочисленные девонские интрузии, в том числе и щелочные. Образованием последних завершился длительный процесс формирования гранитоидного пояса в зоне сочленения байкалид и каледонид Восточной Тувы (Зоненшайн, Кудрявцев, 1960). Весьма вероятно, что девонские гранитоиды и щелочные интрузии имеют комагматическую связь с кислыми эффузивами того же периода.

* Из-за недостаточности материалов пока этот результат трудно интерпретировать. Возможно, более низкое значение абсолютного возраста Дугдинского массива связано с частичным выносом радиогенного свинца. Однако это может быть связано и с тем, что щелочной магматизм Тувы представляет не единовременный акт, а длительный процесс, проявившийся в разных местах региона в различное время. Вероятно, наиболее ранним началом щелочной интрузивной деятельности характеризуются Сангиленская и особенно Восточно-Саянская зоны. Далее интрузивный процесс развивается во времени и пространстве соответственно на северо-восток и юго-восток в направлении Каахемской зоны, в которой наблюдается сочленение сангиленских и восточносаянских структур и где тектоническая активность закончилась, вероятно, позднее.

**ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ (ЮСТЫДСКИЙ) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС
ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУВЫ**

Вопрос о наличии позднепалеозойских, варисских, гранитных интрузий в юго-западных районах Тувы был впервые поставлен и обсуждался в первые годы систематических геологических исследований рассматриваемой территории. При этом к варисскому гранитному комплексу первоначально относились две группы гранитных массивов: Мунгунтайгинская и Юстыдская (В. А. Кузнецов, 1946, 1948, 1953; Кузнецов и Пинус, 1949; Пинус, 1949). Позднее выяснилось, что мунгунтайгинские граниты, скорее всего, являются более древними, каледонскими, и были отнесены к шапшалскому интрузивному комплексу. Видимо, позднепалеозойские, т. е. герцинские гранитные интрузии представлены только собственно Юстыдской группой массивов.

Эта группа состоит из ряда сравнительно некрупных массивов, общей площадью до 70—100 км², расположенных в районе хр. Чихачева на самой границе между Горно-Алтайской автономной областью, Тувинской АССР и Монгольской Народной Республикой. Здесь выявлены массивы — Тоштузский, Тувинский, Богутинский, Карабогутинский и Юстыдский. Все они размещаются в водораздельной зоне хребта, частью в границах Тувы, но большей частью в пределах юго-восточной части Горного Алтая, причем более доступны и лучше исследованы они в пределах Горного Алтая в истоках р. Юстыд (бассейн р. Чуи). Массивы изучались многими геологами, в том числе Н. С. Коржневым (1950), К. Н. Вифанским и др. (1958), Л. А. Михалевой (1961) и К. А. Аникиевым (1962).

По данным этих исследователей, гранитные массивы располагаются среди толщ темно-серых песчаников и глинистых сланцев богутинской свиты, возраст которой по остаткам фауны (брахиоподы, филлоподы, рыбы) и флоры определяется как верхи фаменского яруса верхнего девона и низы турнейского яруса карбона. Богутинская свита является верхней частью мощной сероцветной флишоидной серии среднего и верхнего девона, накопление которой завершило геосинклинальную стадию развития Чуйского прогиба, т. е. восточного звена Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоны Горного Алтая. Консолидация последней как орогенной или складчатой структуры связывается с герцинским тектогенезом (Кузнецов, 1963).

Гранитные интрузии прорывают уже дислоцированную толщу пород богутинской свиты, причем в ряде случаев размещаются в антиклинальных структурах. Интрузии, видимо, сопровождали складчатость вмещающих толщ и являются соскладчатými, синорогенными.

В строении массивов, по данным К. А. Аникиева (1962), главное участие принимают серые, светло-серые и желтовато-серые средне- и крупнозернистые порфиридные биотитовые микроклиновые граниты. Для краевых и апикальных частей массивов весьма характерны серые мелкозернистые порфиридные граниты, иногда разнозернистые, несколько более меланократовые, а также белые аплитовидные граниты, переходящие иногда у контакта в полосчатую кварц-альбитовую породу. Белые аплитовидные граниты особенно широко развиты в апикальных частях массивов, где ими сложены участки неправильной формы площадью до нескольких квадратных километров.

Средне- и крупнозернистые биотитовые микроклиновые граниты внутренних частей массивов имеют гипидиоморфнозернистую структуру с размером зерен от 3 до 20 мм, на фоне которой выделяются более крупные (до 3—5 см в длину) порфиридные зерна микроклина. Кроме микроклин-пертита выделяется решетчатый микроклин, который

развивается порфиробластически, обрстая и замещая зерна плагиоклаза. По-видимому, это связано с процессами калиевого метасоматоза.

В Юстыдском массиве, по наблюдениям Л. А. Михалевой (1961), вдоль эндоконтакта, среди равномерно среднезернистых гранитов, выделяются поля рапакивиобразных роговообманково-биотитовых гранитов, ассоциирующие с ксенолитами гибридных диоритоподобных пород. Там же вдоль зон дробления в гранитах располагаются полосы грейзеннизированных двуслюдяных гранитов с обильным турмалином. К этим зонам приурочены полосы и гнезда кварц-полевошпатово-турмалинового состава и кварцевые жилы.

Весьма характерной особенностью пород Юстыдского и других массивов является широкое развитие в них процессов автометасоматоза. Первой, видимо, наиболее высокотемпературной стадии автометасоматического процесса более всего свойственны явления микроклинизации, в частности, образование порфиробластов микроклина в рапакивиобразных гранитах. Следующей является стадия грейзеннизации пород, т. е. мусковитизации биотита, замещения полевых шпатов агрегатом кварца, мусковита, турмалина и флюорита. В результате этого процесса образуются двуслюдяные граниты. Кроме того, выделяется стадия натрового метасоматоза — альбитизации, а также окремнения, с которыми связано образование эндоконтактовых кварцево-альбитовых пород.

Изучение тяжелых фракций искусственных протолокчек показывает, что во всех разновидностях гранитов присутствуют следующие акцессорные минералы: монацит, циркон, апатит, турмалин, флюорит, ильменит, арсенопирит, ксенотим, ураноторит, браннерит. Реже встречаются топаз, сфен, барит, анатаз, берилл, касситерит, молибденит, шеелит, халькопирит.

Спектральным анализом в порфировидных и аплитовидных гранитах установлены следующие наиболее характерные элементы-примеси: галлий, иттрий, цирконий, ванадий, никель, медь, титан. Отмечается повышенное содержание иттрия, циркония и галлия по сравнению со средними содержаниями этих элементов в кислых магматических породах.

Основными петрохимическими особенностями гранитов данной группы являются следующие: а) повышенная кислотность; все породы принадлежат к классу пересыщенных кремнекислотой; б) несколько повышенная щелочность и пониженное содержание полевошпатовой извести по сравнению со средним гранитом по Дэли. При этом отношения натрия к калию или равны такому же для среднего гранита, или сдвинуты в сторону калия; в) резкая пересыщенность глиноземом.

Жильная фация рассматриваемых гранитов представлена преимущественно дайками микроплита и маломощными жилами турмалиновых и слюдяных пегматитов, а также кварцево-турмалиновыми жилами. Дайки лампрофиров типа керсантина, а также диоритовых порфиритов и диабазов, встречаются чаще в экзоконтактовых зонах, причем, не исключена возможность принадлежности этих пород к особой группе пород, непосредственно генетически не связанной с гранитами (Михалева, 1961).

Экзоконтактовые изменения песчаников и глинистых сланцев, вмещающих граниты, выражаются в ороговиковании, в появлении биотитовых и биотит-полевошпатовых роговиков.

Как уже сказано, возраст толщи, прорываемой юстыдскими гранитами, определяется как верхний девон — нижний карбон (фаменский — турнейский ярусы). Время складчатости этой толщи не уточнено, но наиболее вероятно, что это нижний карбон. Интрузии гранитов по типу

являются соскладчатыми. Абсолютный возраст пород интрузии определен калий-аргоновым методом (Н. И. Полевая, ВСЕГЕИ) в 250—260 млн. лет. Все это является достаточным основанием относить юстыдский интрузивный комплекс к производным герцинского (позднегерцинского) магматизма и сопоставлять его с позднегерцинскими гранитными интрузиями Горного и Рудного Алтая, а также Калбы, которые объединяются в калбинский интрузивный комплекс.

Таким образом, юстыдский интрузивный комплекс юго-западной части Тувы и, соответственно, юго-восточной части Горного Алтая относится нами к производным герцинского интрузивного магматизма представителям гранитной батолитовой формации, которая считается типичной для средних этапов развития подвижных зон земной коры. Как сказано, она является соскладчатой, сопровождающей главную складчатость и консолидацию герцинской геосинклинальной структуры — Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоны.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭФФУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ ТУВЫ

В разрезе кайнозойских отложений Тувы существенную роль играют базальтовые лавы и туфы, ареал которых приурочен к северо-западной окраине так называемой «внутриконтинентальной вулканической области Восточной Сибири, Тувы и Северной Монголии» (Лурье, 1954).

Юные базальты на территории Тувы известны довольно давно. Еще Г. Н. Потанин (1883) описал лавовые террасы долины Каа-Хема, позже те же образования изучались Х. Хаузенем, Х. Баклундом (Hausen, 1925, 1927) и З. А. Лебедевой (1938). В Тоджинской котловине, у оз. Ушле-Холь выходы базальтов были обнаружены П. Н. Крыловым (1903), а В. С. Михеевым (1910) были отмечены базальтовые лавы, покрывающие плоскогорья в верховьях Бий-Хема (Бол. Енисей). Первая карта кайнозойских эффузивов северо-восточной Тувы и первая схема их стратиграфии были составлены С. В. Обручевым после исследований 1945 и 1946 гг. (Лурье и Обручев, 1948). Новые сведения о юных вулканогенных образованиях области, под влиянием которых и сложились современные представления, были получены в результате геологосъемочных работ конца 40-х и 50-х годов (Гудилин, Додин, Нордега, 1952; Белостоцкий, 1959, 1963; Гросвальд, 1958; Гросвальд, Станкевич, Уфлянд, 1959).

Установлено, что на территории Тувы имели место три фазы новейшего вулканизма: эоплейстоцен-раннеплейстоценовая, среднеплейстоценовая и голоценовая. Самые интенсивные эффузии происходили в первую фазу, совпавшую по времени с главной фазой неотектонических движений Тувы; более слабыми были излияния второй фазы, и уж совсем незначительными — излияния третьей фазы.

Крупнейшим участком распространения продуктов извержений этих фаз является междуречье Бий-Хема и Хамсары; здесь, к востоку от цепи Крылова, известны наклонное лавовое поле Булун-Утуген (по С. В. Обручеву, Ыртыган), имеющее площадь 1500 км², и группа крупных вулканических гор и гряд. Лавовое поле образовано многослойной пачкой базальтовых потоков. Судя по наблюдениям в долине Азаса, количество потоков здесь достигает нескольких десятков, отдельные потоки имеют мощность от 1 до 5—6 м, а суммарная мощность базальтов близка к 200 м. В периферических частях поля эта мощность сокращается до 20—30 м. Вулканические горы имеют почти отвесные склоны, в которых обнажаются базальтовые аглутинаты и туфы, и широкие плоско-куполовидные вершинные поверхности, сложенные многослой-

ными лавовыми покровами и осложненные шлаковыми конусами и западинами-маарами. Относительная высота этих гор достигает 300—600 м, ширина оснований 8—12 км. Таковы Шивит, Дерби-Тайга, Плоская, Улуг-Арт-Тайга, Соруг-Чушку-Узу и некоторые другие. Горы Альбинэ-Болдок, Саган, Хилын-Тайга не имеют лавовых чехлов на вершинах; они слагаются только аглютинатами и имеют коническую форму.

Изучение обнажений на склонах гор Шивит, Дерби-Тайга и Соруг-Чушку-Узу показало, что эффузивы, слагающие лавовое поле и вулканические горы, принадлежат единому кайнозойскому вулканогенному комплексу Восточной Тувы, основные черты строения которого сводятся к следующему.

Вулканогенный комплекс состоит из двух основных толщ: нижней — вулканокластической и лавовой (I фаза) и верхней — лавовой (II фаза). Нижняя толща в пределах вулканических гор состоит из базальтовых пирокластических пород, переслаивающихся с тонкими лавовыми потоками. Пирокласты представлены слоистыми вулканическими брекчиями, агломератовыми, лапиллевыми, гравийными и пелловыми туфами, а также большим количеством аглютинатов. Вулканические бомбы, входящие в состав последних, обычно сильно сплющены и имеют длину от 20 до 100 см. Лавовые потоки толщи состоят из серых и бурых оливиновых базальтов, мелкозернистых и витрофировых, со столбчатой, часто радиально-лучевой отдельностью; их обычная мощность до 6—10 м. Слои вулканокластических пород падают от центров вулканических гор во все стороны. Углы их наклона изменяются от 35° вблизи этих центров до 6—10° на периферии, так что в целом каждый слой имеет вогнутую форму, а слоистость толщи по своему рисунку напоминает дельтовую. Мощность вулканокластической толщи в горах Шивит и Дерби-Тайга достигает 600—700 м, а с удалением от их центров — быстро сокращается. В том же направлении уменьшается и удельный вес пирокластического материала в толще, а роль лав возрастает, так что уже через 5—10 км туфы и аглютинаты из разреза выпадают, выклиниваясь и замещаясь лавами. Верхняя толща представляет собой пачку слоев оливиновых базальтов, которая с резко выраженным размывом и угловым несогласием перекрывает вулканокластические отложения нижней толщи и со скрытым несогласием базальтовые лавы, заместившие их по простиранию. Мощность верхней толщи в среднем равна 50 м; она заметно возрастает лишь там, где ее лавы выполняют широкие кратеровидные углубления: на Дерби-Тайге мощность толщи увеличивается до 150—200 м, на Соруг-Чушку-Узу до 100 м, на Шивите, судя по наблюдениям в южном и юго-западном обрывах, до 250 м.

На основании всего изложенного можно сделать вывод (Гросвальд, 1958), что вулканические горы Восточной Тувы представляют собой центральные вулканы преимущественно щитового типа, а базальты плато Булун-Утуген — слившиеся между собой лавовые шлейфы этих вулканов (рис. 59). Таким образом, Восточно-Тувинское лавовое поле не является результатом массовых излияний, и его лавы не могут рассматриваться как настоящие плато-базальты. Вулканические образования района должны быть отнесены к базальтам щитовых вулканов, которые, как показал А. Н. Заварицкий (1956), сходны с плато-базальтами по особенностям своего залегания, но коренным образом отличаются от них по типу очагов извержения и масштабам излияний.

Отсутствие плато-базальтов в Туве, как и в других горных районах Южной Сибири, является закономерным; оно обусловлено типом геологической структуры области, которая представляет собой зону, переходную от геосинклинальной к древней платформе, и может быть названа «областью завершенной складчатости» или орогеном.

Базальтовые потоки современных и древних долин области принадлежат к двум генерациям (фазам), которые имеют тот же возраст, что и две основные толщи описанного выше вулканогенного комплекса, а также к третьей, голоценовой, генерации и в ряде случаев представляют собой непосредственное продолжение этих толщ с междуречных плато в долины. Следует отметить, что западная граница области распространения кайнозойских базальтов проходит по долинам рек Хемчик и Уюк. (Пинус, 1952; Зайцев, Сажина, 1958).

По внешнему виду базальты Тувы представляют собой плотные и пористые породы, иногда миндалекаменные, окрашенные в серый, черный и бурый цвет, с микроскопическими вкрапленниками оливина и пироксена. Среди лав по степени кристалличности обычно выделяются

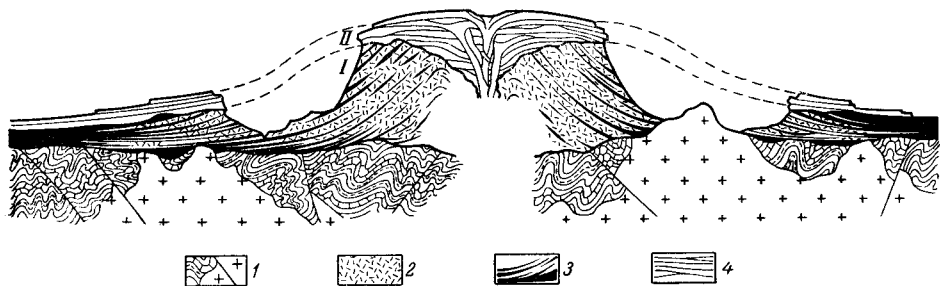


Рис. 59. Схематический профиль, показывающий строение щитового вулкана Хамсара-Бийхемского междуречья

1 — породы древнего основания базальтов; 2 — базальтовые туфы и аглютинаты нижней (вулканокластической, $\angle I$) толщи вулканогенного комплекса; 3 — базальтовые лавы, участвующие в строении той же толщи; 4 — оливиновые доломиты и базальты верхней (лавовой, II) толщи вулканогенного комплекса

три группы: среднезернистые базальты или доломиты, мелкозернистые базальты и витрофировые базальты. Четвертую группу пород составляют базальтовые туфы и аглютинаты.

Доломиты — полнокристаллические породы с доломитовой, микроофитовой и интерсертальной структурой основной массы; в случае крупных порфировых выделений пироксена наблюдаются переходы к пойкилофировым структурам. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, оливином, изредка пироксеном. Состав плагиоклаза колеблется от лабрадора (микролиты) до битовнита (порфировые выделения); плагиоклаз свежий. Оливин представлен разновидью, в которой содержание Fe_2SiO_4 не превышает 16%. Пироксен образует мелкие зерна, обычно располагающиеся в интерстициях между кристаллами плагиоклаза; обычно это — титанавгит, реже — авгит. Из аксессуарных минералов значительно развит постмагматический магнетит.

Мелкозернистые базальты близки к доломитам, но содержат небольшое количество стекла, в связи с чем их структура обычно принадлежит к типу интерсертальной. По минералогическому составу они аналогичны доломитам. Порфировые выделения оливина всегда опацифицированы. Интерстиции между микролитами плагиоклаза слагаются буро-желтым прозрачным стеклом.

Витрофировые базальты характеризуются общей витропорфировой структурой, их основная масса — витрофировой, гиалопилитовой и интерсертальной структурами. До 60% объема породы приходится на поры, которые изредка заполнены кальцитом, еще реже — кварцем, хал-

цедоном и хлоритом. Минералогический состав породы тот же; очень большое количество стекла (до 70% массы) делает ее шлаковидной.

Туфы слагаются обломками витрофировых базальтов, погруженных в мелкообломочную связующую массу, богатую хлорито-серпентиновыми минералами. Их разновидности выделяются в соответствии с размерами обломков.

В процессе геологической съемки была выявлена отчетливая связь всех очагов базальтовых излияний Хамсара-Бийхемского междуречья с системой мелких разломов северо-восточного простирания. Связь восточно-тувинских вулканов с диагональными трещинами особенно хорошо видна на примере семи выстроившихся в ряд вулканов: Саган, Дерби-Тайга, Улуг-Арт-Тайга, Шивит и трех слившихся в единую гряду базальтовых щитов Соруг-Чушку-Узу; к диагональной трещине того же — северо-восточного — простирания приурочены и мелкие шлаковые конусы долины Жом-Болока — Хикушки. Таким образом, центральные вулканы Северо-Восточной Тувы не связаны с крупными разломами, играющими ведущую роль в ее новейшей структуре, а тяготеют к второстепенным тектоническим линиям, ориентированным по диагонали к главным разрывам. Этот факт хорошо согласуется с представлениями о наличии значительной горизонтальной (сдвиговой) составляющей в молодых глыбовых движениях Восточной Тувы.

Глава VI

ТЕКТОНИКА

Как уже говорилось выше, планомерное геологическое изучение Тувы началось лишь в 1945—1946 гг. До этого времени сведения о геологии этой территории, в том числе и о ее тектонике, в большинстве своем были отрывочными и давали только самые общие представления о некоторых особенностях геологического строения Тувы. Единственной сводкой по геологии Тувы являлась монография З. А. Лебедевой (1938), содержащая большой фактический материал и сопровождавшаяся схематической мелкомасштабной картой для значительной части территории этой области.

По мере развития планомерных геологических исследований, выполнявшихся большим коллективом геологов различных учреждений Министерства геологии и Академии наук СССР, в литературе все чаще стали появляться сведения о геологии этой территории. Тектоническое строение Тувы или отдельных ее районов рассматривается в работах В. А. Кузнецова (1946—1954), Н. С. Зайцева (1947, 1950, 1957), В. А. Кузнецова, Г. В. Пинуса (1949), Г. В. Пинуса (1949, 1950), Г. В. Пинуса, В. А. Кузнецова, И. М. Волохова (1955), Л. Н. Леонтьева (1956), А. И. Левенко (1950), В. А. Унксова (1961), Т. Н. Ивановой (1959, 1961), Л. П. Зоненшайна (1959), А. Л. Додина (1951), Д. В. Вознесенского (1953), В. И. Серпухова (1953), В. Е. Кудрявцева и Ю. А. Мамина (1960), К. А. Клитина (1960), Г. М. Владимирского и М. А. Черноморского (1961), А. М. Кена (1960), Г. А. Кудрявцева (1949, 1952, 1963) и др. Кроме того, тектоника Тувы с той или иной полнотой освещается в работах, касающихся тектонического строения Алтае-Саянской складчатой области в целом (Кузнецов, 1949—1954; Зайцев, 1956, 1960; Унксов, 1958, 1960; Серпухов, 1953; Шейнманн, 1960; Белостоцкий и др., 1959; Зоненшайн, Кудрявцев, 1960; Мелешенко, Янов, Казаков, 1960; Зоненшайн, Моссаковский, Кудрявцев, 1960; и др.).

Исследования, касающиеся тектоники всей Алтае-Саянской области, имеют большое значение для понимания геологического строения Тувы, так как в пределы последней попадают в той или иной мере почти все крупные тектонические элементы юго-восточной части Алтае-Саянской складчатой области. Именно на территории Тувы происходит сочленение многих из них (рис. 60).

Особенно большое значение для развития представлений о тектонике Алтае-Саянской области в целом и Тувы, в частности, имели исследования В. А. Кузнецова. Схема тектонического районирования Алтае-Саянской складчатой области, предложенная им (1949, 1952, 1954), впервые освещала исторический процесс формирования структур на всей этой территории и давала достаточно полное представление

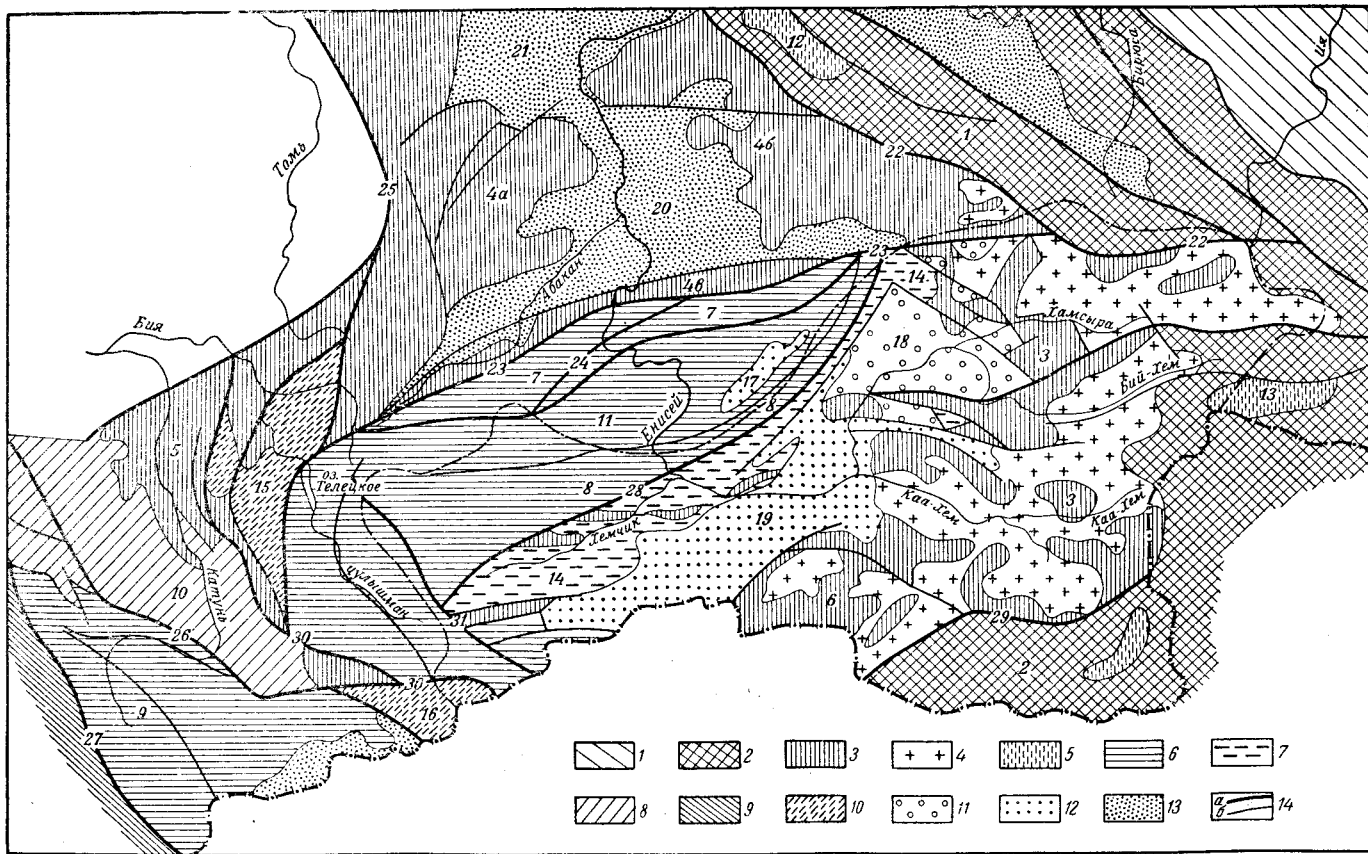


Рис. 60. Положение структуры Тувы в системе Алтае-Саянской складчатой области

Цифры на карте:

- 1 — Восточно-Саянский антиклинорий, 2 — Сангиленский синклинорий, 3 — складчатая зона Восточной Тувы, 4 — складчатая зона обрамления Минусинских впадин (4а — Кузнецкого Алатау, 4б — юго-западного склона Восточного Саяна, 4в — северного склона Западного Саяна), 5 — Катунский антиклинорий, 6 — Восточно-Тануоульский антиклинорий, 7 — Джедебашский антиклинорий, 8 — Куртушинский антиклинорий, 9 — Холзуно-Чуйский антиклинорий, 10 — Ануйско-Чуйский синклинорий, 11 — Западно-Саянский синклинорий, 12 — Манский внешний геосинклинальный прогиб, 13 — Сархойский внешний геосинклинальный прогиб, 14 — Хемчикско-Систигхемский внешний геосинклинальный прогиб, 15 — Уйменско-Лебедский внешний геосинклинальный прогиб, 16 — Чуйский внешний геосинклинальный прогиб, 17 — Усинская впадина, 18 — Тоджинская впадина, 19 — Тувинская впадина, 20 — Южно-Минусинская впадина, 21 — Чебаковско-Балахтинская впадина, 22—31 — глубинные разломы (22 — Восточно-Саянский, 23 — Кандатский, 24 — Борусский, 25 — Кузнецко-Алатауский, 26 — Чарыско-Теректинский, 27 — Северо-Восточной зоны сматия (Рудно-Алтайский), 28 — Саяно-Тувинский, 29 — Сангиленский, 30 — Курайский, 31 — Шаншалский)
 1 — платформенный чехол Сибирской платформы; 2 — область докембрийской складчатости (байкалиды); 3 — область верхнекембрийской складчатости (салаириды); 4 — Восточно-Тувинский гранитоидный пояс; 5 — внешние прогибы салаирской геосинклинали на складчатом основании байкалид; 6 — область силурийской складчатости (каледониды); 7 — внешние прогибы каледонской геосинклинали на складчатом основании салаирид; 8 — область верхнедевонской-нижнекаменноугольной складчатости (ранние варисциды); 9 — область каменноугольно-пермской складчатости (поздние варисциды); 10 — внешние прогибы варисцидской геосинклинали на складчатом основании салаирид (Уйменско-Лебедский внешний геосинклинальный прогиб) и на складчатом основании каледонид (Чуйский внешний геосинклинальный прогиб); 11—13 — межгорные впадины и прогибы (11 — заложившиеся в ордовике, 12 — заложившиеся в силуре — нижнем девоне; 13 — заложившиеся в нижнем девоне); 14 — разломы (а — глубинные, б — другие)

том основании салаирид; 8 — область верхнедевонской-нижнекаменноугольной складчатости (ранние варисциды); 9 — область каменноугольно-пермской складчатости (поздние варисциды); 10 — внешние прогибы варисцидской геосинклинали на складчатом основании салаирид (Уйменско-Лебедский внешний геосинклинальный прогиб) и на складчатом основании каледонид (Чуйский внешний геосинклинальный прогиб); 11—13 — межгорные впадины и прогибы (11 — заложившиеся в ордовике, 12 — заложившиеся в силуре — нижнем девоне; 13 — заложившиеся в нижнем девоне); 14 — разломы (а — глубинные, б — другие)

о многих особенностях ее тектонического строения. В. А. Кузнецов выделил разновозрастные и разнотипные структуры, принадлежащие зонам салаирской, каледонской, ранневарисской и поздневарисской складчатостей*. При этом он подчеркнул, что «важнейшим для оформления структуры области оказался кембрийский, или салаирский, этап» (1954). Им была также отмечена закономерная смена древних складчатых зон более молодыми в направлении от юго-западной окраины Сибирской платформы в глубь Алтае-Саянской области, что «является выражением последовательной консолидации геосинклинали и роста платформенной массы» (1954). В то же время все крупные участки распространения докембрийских отложений внутри Алтае-Саянской области В. А. Кузнецовым были определены как «выступы докембрийского кристаллического фундамента Сибирской платформы» (1954). Указанный исследователь впервые для этой территории выделил зоны глубинных разломов, которым придавал весьма большое значение в формировании разновозрастных зон и крупных структур. Им был отмечен складчатоглыбовый характер дислокаций, образовавших эти структуры. Совместно с Г. В. Пинусом были выделены и изучены гипербазитовые пояса, и показано их место в структуре Алтае-Саянской области в целом и Тувы, в частности.

Несколько иначе представлялись основные черты тектонического строения Алтае-Саянской области В. И. Серпуховым, Д. В. Вознесенским и др. В. И. Серпухов, выделяя здесь зоны протерозойской, каледонской и варисской складчатостей, основную закономерность тектонического строения рассматриваемой площади видел в пересечении этих зон, накладывающихся одна на другую. В отличие от представлений В. А. Кузнецова, Н. С. Зайцева и ряда других исследователей В. И. Серпухов, как и некоторые другие авторы — Д. В. Вознесенский, А. Л. Додин, Г. А. Кудрявцев и др., — считал, что определяющей складчатостью для Алтае-Саянской области и, в частности, для Тувы является таконская.

В большинстве же опубликованных работ по тектонике Тувы в общем поддерживались и развивались основные представления В. А. Кузнецова, хотя некоторые из них и вызывали возражения у ряда исследователей. К числу таковых относится, в частности, представление В. А. Кузнецова о структуре Тувы, как о салаирской платформе. Н. С. Зайцевым (1950) было отмечено, что Тува является областью типичной салаирской складчатости, такой же как Кузнецкий Алатау. Вместе с тем, Н. С. Зайцев в структуре этой складчатой области, как и В. А. Кузнецов, выделял древние «срединные массивы» (Сангиленский и Бийхемский), что вызывало возражение некоторых авторов (Леонтьев, 1956; Кудрявцев, 1952).

Несмотря на некоторые различия в подходе к тектоническому районированию тувинской части Алтае-Саянской области и несмотря на многообразие трактовок содержания и границ различных ее тектонических элементов, большинством исследователей признаются следующие характерные черты строения Тувы: неоднородность, складчато-глыбовый характер и большая роль разломов, закономерная смена древних струк-

* Здесь и всюду далее термины каледонская, герцинская, варисская и другие складчатости, а также каледониды, герциниды и т. д. употребляются с известной долей условности, имея в виду, что соответствующие этапы тектогенеза по времени проявления и содержанию не тождественны этапам, создавшим каледониды, герциниды и тому подобные образования Западной Европы и некоторых других складчатых областей. Возраст складчатости соответствующих этапов, принимаемый нами для рассматриваемой территории, указан в условных обозначениях к рис. 60. Он отвечает в общем тому возрасту, который был указан для этих этапов В. А. Кузнецовым.

тур более молодыми в направлении от юго-западного края Сибирской платформы в глубь складчатой области.

Огромный материал по тектонике Тувы, накопившийся к началу 60-х годов в результате среднемасштабного и более детального картирования и большого объема других геологических исследований, подтверждает эти основные закономерности и, кроме того, позволяет с большей достоверностью и большей детальностью осветить особенности геологического строения Тувы. Нужно отметить, что новые сведения лишь частично освещены в опубликованной литературе и основанное на новых материалах описание тектоники территории Тувинской АССР в целом приводится впервые в данной работе.

ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ТУВЫ

Как уже отмечалось, в границы Тувинской АССР входят своими частями различные по возрасту складчатые сооружения Алтае-Саянской области. По времени проявления основных складкообразовательных движений, завершающих собственно геосинклинальный этап развития, когда на месте геосинклинальных систем образуются соответствующие складчатые сооружения (Архангельский, 1947; Богданов, 1954; Шейнманн, 1955; Муратов, 1959, 1962) на территории Тувы можно выделить области: докембрийской, кембрийской, силурийской и верхнедевонско-нижнекарбоновой складчатостей. Таким образом, структура Тувы является гетерогенной, образованной несколькими этапами тектогенеза, протекавшими на протяжении от докембрия до раннего карбона включительно. В течение этого огромного отрезка времени происходило, как указывает В. А. Кузнецов, «последовательное сокращение геосинклинали и переход отдельных звеньев ее, а затем всей геосинклинальной области в целом в складчатую область, а после этого уже в платформу» (1954). Отмечая исключительную сложность этого процесса, указанный автор (1954) пишет, что в Алтае-Саянской области складчатые сооружения, возникавшие на месте геосинклиналей, в одних случаях оставались стабилизированными до перехода в платформенную стадию развития, другие же вновь испытывали погружения в геосинклинальных условиях. По первому пути шло развитие салаирского складчатого сооружения Восточной Тувы, а по второму — того же салаирского складчатого сооружения Западной и Центральной Тувы: под влиянием опусканий в соседней Западно-Саянской геосинклинали салаирские структуры были вновь вовлечены в геосинклинальные опускания, приведшие к образованию в конце кембрия — начале ордовика нового прогиба. Этот прогиб, как будет показано ниже, характеризуется чертами, промежуточными между чертами межгорных впадин и внутренних геосинклинальных прогибов. Некоторыми авторами этот своеобразный прогиб (Хемчикско-Систигхемский), расположенный в Западной и Центральной Туве вдоль юго-восточной окраины Куртушибинского хребта, относится к особому типу структур — внешним геосинклинальным прогибам (Белостоцкий и др., 1959) или пригеосинклинальным прогибам (Мелешенко, Янов, 1960). На крайнем юго-западе Тувы таким же образом была вовлечена вновь в геосинклинальные условия развития часть структур складчатого сооружения каледонид Горного Алтая (Чуйский внешний геосинклинальный прогиб).

Как видно на тектонической карте (рис. 61)*, подавляющая часть площади Тувы занята складчатыми сооружениями салаирид и каледо-

* Тектоническая карта (рис. 61) составлена для территории, частично выходящей за пределы административных границ Тувинской АССР; для Западного Саяна, при этом была использована тектоническая карта Л. П. Зоненшайна (1963).

нид. Только небольшая часть территории Восточной Тувы относится к области докембрийской складчатости и совсем ничтожный участок на крайнем юго-западе Тувы может рассматриваться как принадлежащий области ранневарисской (верхний девон — нижний карбон) складчатости (Чуйский прогиб). Большие площади Западной и Центральной Тувы заняты палеозойскими прогибами, располагающимися на структурах салаирид и каледонид. Огромное место в структурах салаирид Восточной Тувы принадлежит массивам нижнепалеозойских гранитоидов, входящих здесь в Восточно-Тувинский гранитоидный пояс. Ниже приводится характеристика всех этих крупных тектонических элементов.

ОБЛАСТЬ ДОКЕМБРИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

К области докембрийской складчатости в Туве отнесены структуры, сложенные метаморфизованными и, как правило, интенсивно дислоцированными породами докембрия, которые несогласно перекрыты нижнекембрийскими отложениями, отличающимися по формационным и другим признакам от геосинклинальных нижнекембрийских отложений, расположенной западней области кембрийской складчатости. Докембрийские структуры Тувы принадлежат обширной области байкалид, примыкающей к юго-западному краю Сибирской платформы и охватывающей почти весь Восточный Саян (исключая Казыр-Кизирское междуречье), Хамар-Дабан, Прихубсугулье, нагорье Сангилен и, по данным В. А. Амантова и П. С. Матросова (1961), прилежащие к нему с юга районы Монголии. В пределах Тувы складчатые сооружения байкалид располагаются по северо-восточной ее окраине, куда попадает часть Восточно-Саянского антиклинория, по восточной окраине — в бассейне верховий рек Кызыл-Хем, Бий-Хем и Хамсара, куда протягиваются докембрийские структуры бассейна верховий р. Оки и, наконец, на юго-востоке, где они занимают всю площадь нагорья Сангилен, продолжаясь далее к востоку и югу, в пределы МНР.

Структуры, примыкающие к вышеуказанным складчатым сооружениям с запада, относятся уже к области салаирской складчатости, так как участвующие в их составе докембрийские отложения имеют иное, нежели в области байкалид, строение разреза и находятся в иных соотношениях с перекрывающими их нижнекембрийскими отложениями, представленными здесь в отличие от области докембрийской складчатости типично геосинклинальными формациями (Кудрявцев, 1962).

Эти различия заключаются в следующем. Для всех разрезов докембрия в байкалидах восточных окраин Тувы и прилежащих районов чрезвычайно характерно исключительно широкое развитие карбонатных пород в средней части разреза, а местами (нагорье Сангилен) и в верхней его части (см. главу «Стратиграфия»). Из общей мощности разреза докембрия в нагорье Сангилен, составляющей 10—12 км, на долю карбонатной части разреза приходится 7—9 км (балыктыгхемская, чартысская и нарынская свиты). Из общей мощности разреза докембрия верховий рек Кызыл-Хем и Бий-Хем 13—14 км, та его часть, где преобладают мраморы и известняки, составляет 8—9 км (балыктыгхемская, билинская и айлыгская свиты). Примерно такие же соотношения карбонатной (средней) части разреза с некарбонатной (верхи и низы его) частью наблюдаются и в других местах области байкалид, прилежащих к Туве — в бассейне верховий р. Оки, в Восточно-Саянском антиклинории.

В нагорье Сангилен и в верховьях рек Кызыл-Хем и Бий-Хем весь наблюдаемый разрез докембрия лишен сколько-нибудь заметных пере-

рывов и несогласий. В соседнем районе (верховья р. Оки), а также в Восточно-Саянском антиклинории не вполне ясны соотношения нижних частей разреза с карбонатной его частью, начинающейся повсюду толщей графитистых мраморов, являющейся реперной во всех разрезах (балыктыгхемская свита в Туве, иркутная свита в бассейне Оки, дербинская свита в Восточном Саяне). Начиная с толщи графитистых мраморов, разрезы докембрия почти всеми исследователями рассматриваются как лишённые существенных перерывов и несогласий. Верхние части этих непрерывных разрезов докембрия в области байкалид образованы в одних местах толщей зеленых сланцев и филлитов с прослоями и линзами известняков, в других же (нагорье Сангилен) — сложены исключительно известняками. Мощность толщи сланцев и филлитов составляет 2—3 км.

Иным представляется строение разреза докембрия во внутренних, центральных районах Восточной Тувы, которые относятся уже к области салаирской складчатости. Здесь докембрийские породы слагают отдельные участки среди полей интрузивных пород. Однако привлекает внимание то обстоятельство, что на этих участках карбонатные породы докембрия встречаются крайне редко и имеют незначительную мощность в сравнении с карбонатной частью разреза докембрия области байкалид. В то же время здесь очень широко распространены отложения верхней части докембрийского разреза, представленные различными зелеными сланцами. Среди них в хоральской свите в противоположность разрезам области байкалид полностью отсутствуют известняки, но зато широкое развитие получают сланцы по эффузивным породам, по-видимому, преимущественно основного состава. В некоторых местах (бассейн р. Харал) известны толщи таких сланцев мощностью до 4 км. Общая мощность верхней, сланцевой, части разреза докембрия здесь достигает 7—8 км (харальская и охемская свиты) при общей мощности 13—14 км. Нижняя часть разреза докембрия здесь и по составу и по мощности (3—3,5 км) аналогична нижней части разреза докембрия в области байкальской складчатости (тесхемская и мугурская свиты). Таким образом, есть основания предполагать, что выпадение из докембрийского разреза в области салаирид значительной его средней части (если даже допускать частичное замещение карбонатных пород сланцами) может свидетельствовать о наличии здесь крупного перерыва внутри докембрия, предшествовавшего времени накопления сланцевых толщ верхней части разреза. По-видимому, к этому времени относится и внедрение докембрийской интрузии гранитоидов, галька которых присутствует в конгломератах верхней, сланцевой, части разреза докембрия.

Сланцевые толщи, лежащие выше указанного перерыва, принадлежат геосинклиналильному комплексу отложений салаирской складчатой области, слагающей его основание. Докембрийские же породы, образованные до этого перерыва, слагают выступы фундамента салаирской геосинклинали.

В областях байкальской и салаирской складчатости установлены следующие соотношения докембрийских образований с нижнекембрийскими. Докембрийские породы в Восточно-Саянском антиклинории резко несогласно перекрыты нижнекембрийскими отложениями Манского прогиба (за пределами Тувы). Последние представлены формациями, явно отличными от одновозрастных геосинклиналильных формаций соседней области салаирид, но более близкими формациям нижнего кембрия Сибирской платформы. По характеру дислокаций они также ближе кембрию платформы. Докембрийские породы района верховьев рек Кызыл-Хем, Бий-Хем и бассейна р. Оки также резко

несогласно перекрываются нижнекембрийскими отложениями Сархойского синклиория. Последние в основном распространены за пределами Тувы, а в ее границах известны только лишь на небольшом участке в бассейне р. Обо-Гол (сархойская свита). Красноцветно-вулканогенные породы сархойской свиты и известняково-доломитовые — боксонской свиты, слагающие Сархойский синклиорий, заметно отличаются от одновозрастных кембрийских пород салаирской геосинклинали Восточной Тувы и по формационным признакам занимают промежуточное положение между платформенными и геосинклинальными образованиями. Также промежуточный характер имеют и дислокации, проявленные в них. В нагорье Сангилен нижнекембрийские отложения образуют две синклинальные складки — Эмийскую и Чахыртойскую. В обеих нижнекембрийские породы лежат на разных горизонтах докембрия, в том числе и на весьма глубоких (мраморы балыктыгхемской свиты). Однако заметного углового или азимутального несогласия, по данным А. В. Ильина, при этом не обнаруживается. Нижнекембрийские отложения представлены здесь двумя согласно пластующимися свитами, из которых нижняя (чахыртойская), включающая тела гипербазитов, аналогична типично геосинклинальным нижнекембрийским образованиям салаирид, а верхняя (уланэргинская) — аналогична известняково-доломитовой боксонской свите Сархойского синклиория. Кроме того, в нагорье Сангилен имеются участки (бассейн р. Хосуин-Гол и участок по р. Балыктыг-Хем у устья р. Кундус), где докембрий несогласно перекрыт нижнекембрийскими (?) отложениями, представленными вулканогенно-осадочными породами, отличными от нижнекембрийских пород области салаирской складчатости, но близкими по составу и облику породам сархойской свиты. Близки они последним и по характеру дислокаций.

Таким образом, формационный состав нижнекембрийских отложений и их соотношения с докембрийскими породами повсюду в области докембрийской складчатости указывают на смену тектонического режима на границе докембрия и нижнего кембрия, когда на сформированном складчатом сооружении байкалид начали развиваться прогибы, отличающиеся от прогибов соседних кембрийских геосинклиналей (Манский и Сархойский внешние прогибы — Белостоцкий и др., 1959).

Совершенно иной характер имеют нижнекембрийские отложения и их соотношения с докембрием в области салаирской складчатости. Здесь нижнекембрийские породы представлены типично геосинклинальными формациями (Кудрявцев, 1962), такими, как спилито-кератофировая, зеленокаменно-порфиритовая, граувакковая и другие, которые, хоть и отделены от позднекембрийских отложений перерывом, но образуют вместе с ними единый структурный комплекс, располагающийся выше перерыва внутри докембрия, о котором говорилось ранее.

Таким образом, на крайнем востоке Тувы завершающая складчатость байкалид была более поздней в сравнении со складчатостью, сформировавшей структуры фундамента салаирид в более западных районах.

Сопряжение структур области байкальской складчатости со структурами салаирид, наблюдаемое на территории Тувы, достаточно сложно и выражено в разных местах по-разному. В одних случаях граница между ними довольно четкая, в других она является в значительной мере условной. Четкой является граница на северо-востоке Тувы, где структуры байкалид резко ограничиваются Восточно-Саянским глубинным разломом. Последний выражен серией разрывных нарушений общего северо-западного направления, переходящего на территории Тувы в субширотное, сопровождаемых мощными золами катаклазитов

и милонитов. Зона этих разрывных нарушений, разграничивающая области разного геологического строения, далее к северо-западу за пределами Тувы является границей между северо-восточной частью Восточного Саяна, известной под названием Протеросаяна, и его юго-западной частью, относимой к нижнепалеозойской зоне складчатости (Геология СССР, XV т., 1961).

На юго-востоке Тувы граница между байкалидами и салаиридами несколько менее четка и проводится по разлому северного фаса нагорья Сангилен — Сангиленскому, который также может быть отнесен к категории глубинных. Разлом этот выражен полосой хорошо прослеживаемых разрывных нарушений общего субширотного простирания. В большей своей части эти нарушения отделяют кембрийские структуры от докембрийских. Однако в некоторых местах структуры докембрия «вдаются» в область кембрийской складчатости, представляя собой здесь выступы фундамента салаирид (см. рис. 61) и тогда четкое проведение границы областей разновозрастной складчатости затруднительно.

Весьма сложным является сопряжение байкалид и салаирид на крайнем востоке Тувы, в верховьях рек Бий-Хем, Кызыл-Хем, Хамсара. Здесь наблюдается «вклинивание» докембрийских структур в область салаирской складчатости и, наоборот, — переработка докембрийских структур кембрийской складчатостью. Многие крупные разломы субширотного простирания, прослеживаемые в области салаирской складчатости, протягиваются к востоку в область байкалид, где к ним нередко приурочены массивы нижнепалеозойских гранитоидов (Митрофанов, 1963).

Весьма существенная роль в области сопряжения салаирид и байкалид принадлежит непрерывной полосе разновозрастных гранитоидных интрузий. Полоса этих интрузий, протягивающаяся полукольцом от хр. Восточный Танну-Ола и от западных склонов Сангилена в междуречье Каа-Хема и Бий-Хема и затем в бассейн р. Хамсара, получила название Восточно-Тувинского гранитоидного пояса* (Зоненшайн, Кудрявцев, 1960).

Последний рассматривается в качестве самостоятельной структурной единицы, отражающей особый вид сочленения складчатых областей различного возраста. Структурное содержание его определяется тем, что эта область является зоной повышенной проницаемости, в которой в палеозое перманентно происходило внедрение гранитоидов, а в мезозое и кайнозое излияние основных лав.

Существованием такой зоны определяется, по-видимому, то, что по восточной окраине Тувы по существу невозможно провести четкую границу между структурами салаирид и байкалид, так как в современном срезе они разобщены полями гранитоидов. Например, в бассейне верховьев р. Бий-Хем структуры Восточно-Тувинского массива, относимого к байкалидам, отделены гранитоидами от Харальской изометричной блоковой зоны салаирид. Граница между этими структурными элементами проводится условно, в области, где байкалиды, все больше погружаясь на запад, перекрывались салаирской геосинклиналию.

Складчатые сооружения байкалид на территории Тувы прослеживаются, как говорилось, в основном на трех участках: наибольшие площади они занимают на юго-востоке Тувы (Сангиленский массив),

* Принадлежащие Восточно-Тувинскому гранитоидному поясу интрузии на рис. 61 в области салаирид занимают все пространство вне контуров формационных знаков (под штриховкой салаирид, границы основных массивов их показаны специальным знаком). См. также рис. 60.

несколько меньшие — на востоке Тувы в верховьях рек Бий-Хем и Кызыл-Хем (Восточно-Тувинский массив) и на северо-востоке (Восточно-Саянский массив).

Сангиленский массив в современной структуре всего юго-востока Тувы выступает в виде крупного горстового поднятия. Внутренняя же, древняя, структура его является синклиальной. Северо-западная, юго-западная и южная окраины массива сложены гнейсами и кристаллическими сланцами самых нижних частей докембрийского разреза. Они выделяются соответственно в качестве Тесхемского и Качикского антиклинориев. Центральная, бо́льшая, часть массива принадлежит Сангиленскому синклинорию, образованному преимущественно карбонатными породами середины и, в самой центральной части, верхов докембрийского разреза. В центральной части синклинория расположены две синклиальные структуры, сложенные сланцами и известняками нижнего кембрия. Эти синклинали — Эмийская и Чахыртойская — рассматриваются как участки регенерации структуры байкалитид в кембрии, о чем уже говорилось выше. Качикский и Тесхемский антиклинории в западном направлении, по-видимому, соединяются, обуславливая тем самым западное центриклиальное ограничение Сангиленского синклинория, погружающегося в восточном направлении.

Ведущая роль в строении всего массива принадлежит складчатым дислокациям. Простирая складчатых структур изменчивы, но в основном они подчинены двум главным направлениям: северо-восточному и северо-западному, а в крайней восточной части массива существенное место принадлежит и меридиональным направлениям. Переход структур одного плана в другой осуществляется обычно плавно, без торцовых сопряжений, часто путем виргаций пучка складок. Такая сравнительно крупная виргация хорошо выражена в восточной части синклинория, где субширотные структуры центральной части его принимают юго-восточное и северо-восточное направления. Последнее переходит далее в субмеридиональное. Между этими виргирующими пучками располагается антиклинальное поднятие, фиксируемое выходами пород нижнего комплекса докембрия. Расположение и соотношение основных структур в пределах Сангиленского массива хорошо видно на схеме (рис. 62), составленной А. В. Ильиным (1958).

Среди складчатых дислокаций преобладают линейные складки, обычно довольно сжатые, нередко изоклиальные, осложненные дополнительной мелкой складчатостью более высоких порядков. В некоторых местах наблюдается запрокидывание складок: в северных районах — к югу, в южных — к северу. Наряду с линейными складками в структурах синклинория и отчасти антиклинориев наблюдаются брахискладки и сундучные складки (рис. 63). Последние характеризуются довольно крутым залеганием слоев в крыльях ($50-60^\circ$) и очень пологим или горизонтальным — в сводовой части.

Разрывные нарушения играют довольно значительную роль в строении массива. В большинстве случаев они параллельны складчатым структурам, осложняя последние. В пределах виргаций основных структур наблюдаются поперечные разрывные нарушения. Характер дислокаций Сангиленского синклинория в общем виден на рис. 63.

Восточно-Тувинский массив не представляет собой такого четкого структурного элемента, как массив Сангилен. В отличие от последнего не менее половины площади этого массива занято нижнепалеозойскими (кембрийскими) интрузиями, принадлежащими Восточно-Тувинскому гранитоидному поясу. Также исключительно широко развиты здесь разрывные нарушения, не обнаруживающие связи со складчатыми структу-

рами. Последние могут быть реставрированы только в значительной мере предположительно, так как в большей своей части они уничтожены интрузиями или сохранились лишь в отдельных блоках, нередко значительно перемещенных относительно друг друга. Развитие пород нижнего комплекса докембрия (шутхулайская свита) в бассейне самых верховьев р. Бий-Хем указывает на существование крупного антиклинального поднятия (см. рис. 61). По западной периферии массива распространены преимущественно породы наиболее высоких членов докембрийского разреза этих мест (айлыгская, частично харальская свиты).

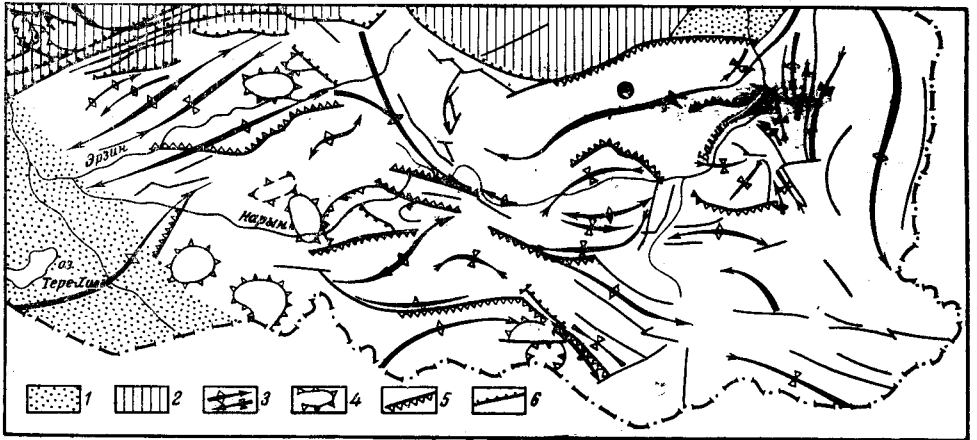


Рис. 62. Схема расположения основных структур нагорья Сангилен (по А. В. Ильину)
 1 — кайнозойские депрессии Убанурской котловины; 2 — область развития салаирских (кембрийских) структур; 3 — оси линейных антиклинальных и синклинальных структур; 4 — условные стратонизогипсы сундучных складок и брахискладок; 5 — надвиги; 6 — взбросы и сборки

Реконструкция в отдельных блоках и участках среди интрузий складчатых структур указывает на преобладание двух основных простираний: северо-западного и субширотного. Наиболее крупные разрывные нарушения протягиваются преимущественно в субширотном и северо-восточном направлениях. Отдельные фрагменты складчатых структур свидетельствуют о наличии складок с преобладанием падений в крыльях в $40-60^\circ$. Среди складок более высоких порядков, осложняющих крупные складчатые структуры, наблюдаются как сильно сжатые, часто изоклиналильные складки, развитые преимущественно в сланцевых породах низов и середины разреза, так и пологие, иногда куполовидные или сундучные складки, наблюдавшиеся, например, в известняках айлыгской свиты (вместе с тем в этой же свите наблюдаются участки напряженной, иногда изоклиналильной мелкой складчатости).

В самой крайней восточной части массива, по существу уже за пределами административной границы Тувы, на докембрийском складчатом основании располагается наложенная нижнекембрийская структура Сархюского прогиба.

Восточно-Саянский массив принадлежит Восточно-Саянскому антиклинорию (Протеросаян), очень небольшая часть которого заходит на территорию Тувы. Эта часть антиклинория сложена породами преимущественно средней части докембрийского разреза. Они образуют здесь серию сжатых линейных складок северо-западного простирания, отклоняющегося местами (в восточной части) до субширотного. Отме-

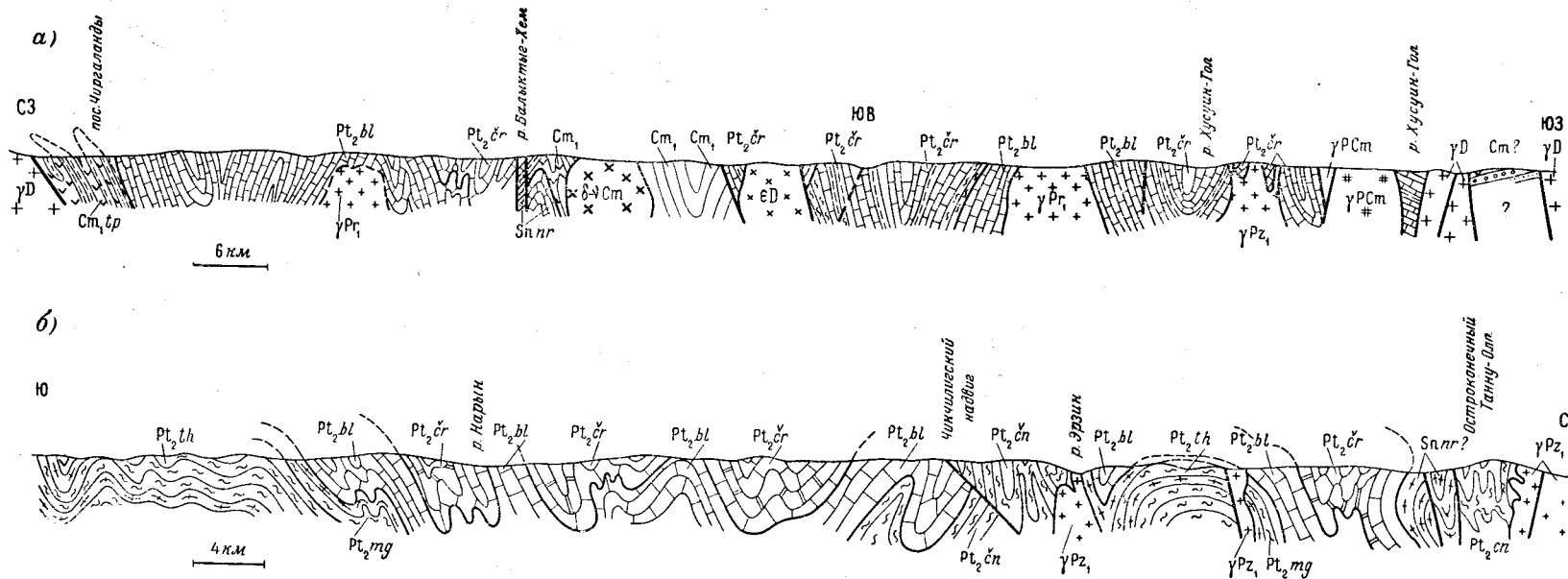


Рис. 63. Геологические разрезы нагорья Сангилен: а — восточная часть нагорья, б — западная часть нагорья (по А. В. Ильину)

См₁ — эфузивно-осадочные породы; См₁? — предположительно нижнекембрийские эфузивные породы; См₁тр — сланцы, эфузивы тапсинской свиты; Sn nr — известняки, сланцы, кварциты нарынской свиты; Pt₂ cr — мраморы, мраморизованные известняки, сланцы чартысской свиты; Pt₂ bl — мраморы балыктыгхемской свиты; Pt₂ mg — сланцы, гнейсы, мраморы, железистые кварциты мугурской свиты; Pt₂ th — сланцы слюдяные, инъекционные гнейсы тесхемской свиты; Pt₂ cr — гнейсы, кристаллические сланцы чинчилигской серии; г D — щелочные и нефелиновые сиениты бренского комплекса; γ D — граниты, гранодиориты бренского комплекса; γ Pz₁ — гранодиориты, граниты таннуольского комплекса; δ-γ Сп — диабазы, габбро-диабазы; γ РСм — граниты, гранодиориты эрзинского комплекса

чается запрокидывание складок на юг. Чрезвычайно интенсивно проявлена осложняющая складчатость различных порядков. Часто наблюдается изоклиальная складчатость. Разрывные нарушения, большинство которых принадлежит системе разрывов Восточно-Саянского глубинного разлома, ориентирована в северо-западных простираниях, переходящих на востоке в близкие к широтным.

Интрузии в докембрийских массивах принадлежат нескольким разновозрастным комплексам. Небольшие массивы докембрийских гнейсовидных гранитоидов известны в нагорье Сангилен (реки Дзос, Хусуин-Гол, Кыс-Тарос) и в верховьях р. Бий-Хем, где они образуют конкордантные тела, приуроченные, по данным А. В. Ильина, чаще к ядрам антиклинальных структур, обычно сложенных нижним комплексом докембрия. Значительно шире распространены тонкие послойные интрузии докембрийских гранитоидов.

Небольшие, обычно линейно вытянутые тела кембрийских гипербазитов, известные в Сангиленском и Восточно-Тувинском докембрийских массивах, приурочены обычно к разломам, чаще к тем, которые разграничивают зоны разновозрастной складчатости. Однако на Сангиле известны мелкие тела гипербазитов и среди кембрийских пород Эмийской и Чахыртойской синклиналей. По-видимому, в некоторых случаях гипербазиты приурочены к участкам максимальной переработки структур байкалид кембрийскими движениями и в этом смысле могут и в пределах байкалид рассматриваться как синорогенные образования.

Гранитоидные нижнепалеозойские интрузии, проявленные в зоне байкалид, в структурном отношении относятся к двум группам. Первая из них принадлежит Восточно-Тувинскому гранитоидному поясу. Интрузии этой группы в виде крупных дискордантных тел образуют почти сплошную полосу в зоне сочленения байкалид и салаирид. Особенно широко они проявлены в Восточно-Тувинском массиве, где наблюдаются как в антиклинальных, так и синклинальных структурах. Широко развиты они также и в западной части Сангилена.

Ко второй группе интрузий этого возраста относятся резко дискордантные сравнительно некрупные тела гранитоидов, распространенные в Сангиленском и Восточно-Саянском массивах вне пределов пояса. На Сангиле эти тела, по наблюдениям А. В. Ильина, обычно приурочены к ядрам антиклинальных структур, а разности их основного и среднего состава локализуются чаще в зоне разрывных нарушений. В докембрийских структурах верхнего бассейна р. Оки, примыкающих к Восточно-Тувинскому массиву, по данным Ф. П. Митрофанова (1963), дискордантные тела этих гранитоидов, в том числе и весьма крупные, приурочены «к линиям широтных региональных разломов, протягивающихся из восточной Тувы» (Митрофанов, 1963). Приуроченность к разрывным нарушениям наблюдается и в расположении дискордантных тел нижнепалеозойских гранитоидов в Восточно-Саянском антиклинории. Таким образом, эти интрузии в отношении складчатой структуры байкалид могут рассматриваться как посторогенные и только частично в областях наиболее интенсивной переработки структур байкалид кембрийскими движениями может быть являются позднеорогенными.

Среднепалеозойские гранитоидные интрузии, как входящие, так и не входящие в состав Восточно-Тувинского пояса, являются в отношении байкалид типичными посторогенными. Повсеместно отмечается их связь с различными нарушениями как ограничивающими зоны байкалид, так и относящимися к внутренней их структуре. Типично трещинными, посторогенными, являются мелкие тела щелочных пород среднепалеозойского возраста.

ОБЛАСТЬ КЕМБРИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ (ВОСТОЧНАЯ ТУВА И ВОСТОЧНЫЙ ТАННУ-ОЛА)

Структуры салаирид занимают большую часть территории Восточной Тувы, всю площадь хр. Восточный Танну-Ола, а также прослеживаются в ряде мест Центральной и Западной Тувы, выступая здесь в качестве фундамента более поздних структурных образований.

Складчатое сооружение салаирского возраста образовано геосинклинальным комплексом отложений позднего докембрия, нижнего и, возможно, частично среднего кембрия, прорванных крупными гранитоидными интрузиями нижнепалеозойского (кембрийского) возраста. Позднедокембрийские сланцевые толщи, в значительной части обязанные своим возникновением крупным излияниям основных лав (харальская свита), слагают основание этого комплекса. Они отделены крупным перерывом от нижележащих докембрийских пород, которые образуют выступы основания в некоторых периферических участках области кембрийской складчатости.

Нижекембрийские отложения представлены породами, принадлежащими спилито-кератофировой, зеленокаменно-порфиритовой, граувакковой и другим, типично геосинклинальным формациям. На сланцах позднего докембрия они залегают, по-видимому, с перерывом, но без заметного несогласия, образуя вместе с ними единые крупные структуры. Отличаясь несколько степенью метаморфизма, лежащего в общем в пределах фаций «зеленых сланцев», а также несколько более интенсивной дополнительной (мелкой) складчатостью, докембрийские сланцы вместе с нижекембрийскими вулканогенно-осадочными отложениями образуют единый структурный комплекс.

Возраст нижних членов этого комплекса принимается позднедокембрийским (синийским) и, следовательно, им можно датировать время заложения на востоке Тувы салаирской геосинклинали, как это и предполагалось некоторыми исследователями (Кузнецов, 1952, 1954; Унсков, 1958).

Время замыкания ее определяется следующим. В Северо-Восточной Туве, в бассейне рек Чаваш и Систиг-Хем нижекембрийские отложения, принадлежащие зеленокаменно-порфиритовой формации, резко несогласно перекрыты ордовикскими породами, образующими здесь типичную красноцветную молассу. В этих же районах в разрезе между нижним кембрием и ордовиком залегают верхнекембрийские отложения (аласугская свита), отделенные несогласием как от ордовикских, так и от нижекембрийских образований. Они представлены формацией зеленых песчаников, близкой в общем геосинклинальным ордовикским формациям внутренних частей Западного Саяна, но рассматриваемой здесь, в Туве, в качестве промежуточной между геосинклинальными и орогенными формациями (Зоненшайн, Кудрявцев, Моссаковский, 1960). Южнее этих районов во внутренних частях салаирид, в бассейне верховьев р. Дерзиг, верхнекембрийские породы (таштыгхемская свита) также несогласно лежащие на нижнем кембрии относятся к пестроцветной терригенно-карбонатной формации, более близкой орогенным формациям, нежели геосинклинальным.

Таким образом, в Восточной Туве собственно геосинклинальный режим нижнего кембрия сменился в ордовике режимом орогенного этапа развития. Верхнекембрийское же время, по-видимому, характеризовалось переходными условиями. Если добавить, что к предверхнекембрийскому, а также, возможно, и к предордовикскому времени приурочено внедрение крупных гранитоидных интрузий, образующих батолитообразные массивы, то условия и время замыкания синийско-кембрий-

ской (салаирской) геосинклинали, существовавшей на территории Тувы, станут достаточно ясными.

Строение складчатого сооружения, возникшего на месте этой геосинклинали, представляется весьма сложным и достаточно своеобразным. Прежде всего, надо заметить, что на большей части площади своего распространения (Восточная Тува) складчатые структуры салаирид прослеживаются только в виде отдельных фрагментов: остатки их сохранились лишь на небольших участках среди преобладающего распространения интрузивных пород Восточно-Тувинского гранитоидного пояса*. В западной и частично в центральной частях Тувы салаирские структуры на большей части территории перекрыты более молодыми образованиями и прослеживаются лишь в выступах фундамента последних.

Почти всеми исследователями, проводившими геологосъемочные работы в Восточной Туве, при описании складчатых структур, образуемых кембрийскими и частично позднекембрийскими породами, отмечалась чрезвычайно сложная конфигурация их в плане. Наряду с линейными структурами значительной протяженности описывались структуры, не протяженные, изометричных очертаний, характеризующиеся частыми и незакономерными сменами простираения.

Чрезвычайно сложная в плане конфигурация кембрийских складчатых структур вызвала замечание В. А. Унксова, о том, что она «...представляется необъяснимой без допущения резко неоднородной структуры докембрийского основания, представляющего, возможно, мозаику глыб достаточно консолидированного складчатого фундамента, опущенных на разные глубины по разломам нескольких пересекающихся направлений» (1958). Складчато-глыбовый характер тектоники салаирид неоднократно отмечался также В. А. Кузнецовым (1952, 1954), и некоторыми другими авторами. Совсем недавно А. А. Моссаковский (1963) убедительно показал, что тектоническое строение салаирид, обрамляющих Минусинские межгорные впадины и образующих их основание, характеризуется сочетанием изометричных блоковых зон и разделяющих их линейных межблоковых зон. При этом первые из них, по А. А. Моссаковскому, характеризуются развитием невулканических формаций, вторые — исключительно вулканических.

Имеющийся сейчас материал показывает, что подобные структуры характеризуют и тектоническое строение салаирид Тувы. Наиболее отчетливо они выражены в восточной ее половине. Здесь по пространственному размещению различных типов формаций и характеру складчатых форм можно выделить несколько изометричных блоковых зон и ряд линейных зон, частью разделяющих блоки. Местами эти линейные зоны выступают среди более молодых образований, на территории, где наличие изометричных блоков уверенно не устанавливается, однако может предполагаться (Западная и частично Центральная Тува).

Изометричные блоковые зоны салаирид Тувы различаются между собой, характеризуясь значительным разнообразием свойственных им нижнекембрийских формаций, что отражает, по-видимому, различие структурно-фациальных условий, существовавших в разных блоках синийско-кембрийской геосинклинали Тувы. Наряду с блоками, где распространены только вулканогенные формации, существуют блоки, где последние отсутствуют или развиты ничтожно. В некоторых блоках вулканогенные формации сменяются невулканогенными по простира-

* На рис. 61 участки распространения слоистых пород показаны специальным знаком. Все остальное пространство в пределах салаирид занято интрузивными породами.

нию. Для линейных зон характерен более устойчивый ряд формаций, в котором в большинстве мест спилито-кератофировая формация сменяется вверх туфогенно-граувакковой.

В изометричных блоковых зонах развиты как короткие складки, иногда брахиформные, так и линейные значительной протяженности. Наиболее же характерно частое изменение простираций складчатых структур, варьирующее в самых широких пределах. Также изменчивы и простираения широко развитых разрывных нарушений. В противоположность изометричным блоковым зонам в линейных зонах обычно невозможно выделить крупные складки. Для этих зон характерно развитие мелких сильно сжатых складок, часто изоклиальных. Общие простираения серий этих складок являются выдержанными на больших расстояниях. Простираения, преимущественно субширотные, а также северо-восточные и северо-западные. Тем же простираениям подчинены и основные разрывные нарушения, хотя мелкие разрывы образуют сложные переплетения различных направлений. В линейных зонах породы, как правило, рассланцованы и метаморфизованы сильнее, чем в изометричных блоковых зонах. Выступы досинийского фундамента салаирской геосинклинали наблюдаются только в изометричных блоковых зонах.

Изометричные блоковые зоны, выделяющиеся в Восточной Туве, не всегда имеют четкие ограничения в связи с исключительно широким площадным распространением здесь интрузивных пород, в том числе и среднепалеозойских (девонских). Границы блоков контролируются системами разрывных нарушений, принадлежащих зонам крупных региональных разломов типа глубинных. Однако в ряде мест в полях интрузивных пород эти разрывные нарушения прослеживаются плохо: частично они, по-видимому, «залечены» интрузиями. На тектонической карте в Восточной Туве выделены следующие изометричные блоковые зоны: Каргинская, Восточно-Таннуольская, Бурен-Ондумская, Хамсаринская, Казырская и Харальская (см. рис. 61).

Каргинская изометричная блоковая зона, расположенная на юго-востоке Тувы, в бассейне верховьев р. Каа-Хем, непосредственно примыкает к докембрийской структуре нагорья Сангилен, отделяясь от нее глубинным Сангиленским разломом. Зона характеризуется наличием выступов досинийского фундамента, указывающих, очевидно, на то, что возникновение синийско-кембрийской геосинклинали было связано здесь с раздроблением краевой части докембрийского складчатого сооружения. Обращает на себя внимание то, что эти выступы в большинстве случаев, особенно в северной части зоны сложены породами нижней части разреза докембрия, что может указывать на значительную глубину размыва, предшествовавшего накоплению синийско-кембрийских толщ. Последние в своей нижней части представлены формацией метаморфических ортопарасланцев (синий) и в верхней — граувакковой, туфогенно-граувакковой и карбонатной формациями (нижний кембрий).

Синийские и кембрийские отложения дислоцированы совместно, хотя и разделены перерывом. Наиболее крупная складчатая структура в пределах Каргинского блока прослеживается в юго-восточной его части. Она представляет собой крупное антиклинальное поднятие, в ядре которого обнажаются породы синия, а в крыльях — нижнекембрийские отложения, в том числе и наиболее высокие из них (верхнетапсинская свита). Внутреннее строение этого поднятия, по-видимому, весьма сложно. Общее простираение его, фиксируемое полосой выходов синийских отложений, протягивающихся от верховьев р. Тарбагатай к р. Кызыл-Хем, — северо-восточное. Структура протягивается парал-

лельно северо-западному ограничению докембрийского массива Сангилен. Складки, участвующие в строении поднятия, как антиклинальные, так и синклинальные имеют различные простирания, часто не совпадающие с общим простиранием всей структуры. Оси этих складок, например, в юго-западной части структуры имеют нередко северо-западное направление, а в северо-восточной ее части меняются от северо-восточного, совпадающего с общим простиранием поднятия, до меридионального и широтного. Складки, как правило, сильно сжатые с крутизной крыльев от 50—60 до 70—80°. Наклон слоев почти не меняется и в области периклинальных или центриклинальных замыканий структур. При этом часто невозможно говорить об ундуляции шарниров складки, так как простирания их нередко резко меняются.

Такой же характер имеют складки, прослеживаемые в разрозненных интрузиями небольших участках развития кембрийских пород, вне зоны вышеупомянутой крупной антиклинальной структуры. Амплитуда складок обычно невелика — ядра и крылья их часто сложены породами одной и той же свиты кембрия. Протяженность не превышает нескольких километров, чаще же складки срезаны либо поперечными разрывными нарушениями, либо интрузиями. Там, где удается наблюдать погружение шарнира — оно крутое. Складки, как правило, имеют наклон слоев в крыльях обычно в 60—70—80° при залегании их в свободной части под углами 30—40°.

Каргинский блок разбит многочисленными разрывными нарушениями разных простираний. В западной его части преобладают разрывы северо-западного направления, в восточной — северо-восточного, широтные разрывы более часты в средней части блока. Разрывы, по видимому, типа сбросов с крутыми поверхностями смещения. Амплитуды изменчивы: крылья сбросов в одних случаях не вышли из пределов одной свиты, в других — в соприкосновение приведены породы докембрия и верхние члены разреза нижнего кембрия.

Казырская изометричная блоковая зона, примыкающая к докембрийскому Восточно-Саянскому антиклинорию по глубинному разлому того же наименования, заходит на северную окраину Восточной Тувы только небольшой своей частью. Основание салаирского геосинклинального комплекса отложений здесь представлено сланцами, аналогичными синийским сланцам других зон салаирид Тувы. Эти сланцы перекрыты карбонатно-терригенными породами балахтисонской свиты нижнего кембрия. Верхним членом геосинклинального комплекса являются вулканогенные породы кизирской свиты, принадлежащие самым верхам нижнего кембрия и среднему кембрию. В целом эта зона рассматривается как характеризующаяся невулканогенным типом нижнекембрийских формаций.

Одной из особенностей строения рассматриваемой зоны является, отмеченное Л. П. Зоненшайном (1959) и В. В. Хоментовским, резкое изменение мощностей и фаций нижнекембрийских отложений в зависимости от удаления или приближения к Восточно-Саянскому антиклинорию. Л. П. Зоненшайн указывает, что мощность карбонатных отложений балахтисонской (таятской) свиты вблизи Кандатского разлома равна 1000 м, а вблизи Восточно-Саянского разлома составляет уже 4000 м (Зоненшайн, 1959). Сказанное свидетельствует, по мнению Зоненшайна, о существовании в нижнем кембрии тектонического уступа на месте Кандатского разлома.

В Казырском блоке наблюдается некоторое различие дислокаций докембрийских и кембрийских отложений. Первые отличаются большей выдержанностью простираний складчатых структур, преимущественно

северо-западного направления, и более сжатыми и протяженными формами. Складки, образованные кембрийскими породами, менее протяженны и более просты. Преобладающее простирание их также северо-западное.

Хамсаринская изометричная блоковая зона занимает значительное пространство на северо-востоке Тувы, в бассейне р. Хамсара. На севере она отделяется от докембрийского массива Восточно-Саянским разломом, а от Казырского блока салаирид — глубинным Кандатским разломом. Сопряжение с докембрийскими структурами на востоке и юго-востоке Хамсаринской зоны (за пределами Тувы) достаточно сложное (см. раздел о байкалидах). Основание геосинклинального комплекса отложений в Хамсаринском блоке представлено формацией парасланцев синийского возраста. Полоса выходов этих парасланцев фиксирует крупное антиклинальное поднятие в юго-западной части Хамсаринской блоковой зоны. Крылья этого поднятия сложены нижнекембрийскими отложениями, которые залегают на синийских, по-видимому, с перерывом, но без заметного несогласия, образуя вместе с ними единую структуру. Простирание этой антиклинальной структуры, названной В. А. Благодеровым Буламбукской антиклиналью, северо-западное, примерно параллельное простиранию структур докембрийского Восточно-Саянского антиклинория. Нижнекембрийские отложения, составляющие верхнюю часть геосинклинального комплекса, представлены в Хамсаринском блоке исключительно вулканогенными породами, образующими зеленокаменно-порфиритовую формацию. Западная часть блока скрыта под верхнекембрийскими и ордовикскими отложениями, из которых последние представлены красноцветной молассой, а первые образуют формацию зеленых песчаников — промежуточную между орогенными и собственно геосинклинальными формациями.

Наличие складчатых структур на большей части площади Хамсаринского блока устанавливается только по отдельным их фрагментам, сохранившимся среди огромных полей интрузивных пород. Представляется, что эти структуры имеют очень различные простирания при преобладании широтных и северо-восточных в восточной части блока и северо-западных в его западной части. В пределах последней складчатые структуры салаирид сохранились наиболее полно, именно на этой территории расположена уже упоминавшаяся Буламбукская антиклинальная структура. Как синийские породы, слагающие ядро этой структуры, так и нижнекембрийские, образующие ее крылья, собраны в серию мелких складок, преимущественно северо-западного простирания, согласно с общим простиранием структуры. В юго-восточной части антиклинали простирания становятся широтными, переходящими иногда в северо-восточные. Эти мелкие осложняющие складки в синийских сланцах обычно с амплитудой в несколько метров иногда носят изоклинальный характер. Наклон крыльев структуры колеблется от 40—45 до 70—75°. Общая амплитуда ее, по-видимому, порядка 6—5 км. Многочисленные разрывные нарушения, относящиеся, по-видимому, к типу сбросов и взбросов, в западной половине блока имеют отчетливую северо-западную ориентировку, а в восточной половине широтную и северо-восточную. Широтные разрывы протягиваются за пределы Хамсаринского блока в докембрийские структуры Восточно-Тувинского массива.

Восточно-Таннуольская и Бурен-Ондумская изометричные блоковые зоны расположены в удалении от области байкалид, к западу от Каргинской блоковой зоны. Первой из них принадлежит территория хр. Восточный Танну-Ола, вторая занимает площадь бассейна р. Бурен, горного массива Ондум (правобережье низовьев

Каа-Хема), к ней же отнесены и районы в нижнем течении р. Баин-Гол—правого притока р. Улуг-Хем.

В пределах описываемых блоковых зон отсутствуют выступы досинийского фундамента. Не наблюдается здесь и того основания геосинклинального комплекса, представленного синийскими сланцами, который обнажается в крупных антиклинальных поднятиях вышеописанных блоковых зон. Геосинклинальный комплекс представлен нижнекембрийскими и, может быть, частично среднекембрийскими вулканогенно-осадочными образованиями. Ведущая роль среди них принадлежит вулканогенным формациям, хотя в некоторых участках блоков, например Баингольском, преобладают и типично осадочные, в данном случае преимущественно терригенные формации. Соотношения формаций в разрезе и по простиранию в обоих блоках изменчивы. В Восточно-Таннуольском блоке в основании вертикального ряда формаций чаще можно наблюдать зеленокаменно-порфиритовую формацию, которая нередко по простиранию сменяется порфирово-карбонатной. Последняя обычно сменяет первую и по вертикали, переходя в этом случае по простиранию в карбонатную формацию, подстилаемую обычно порфирово-карбонатной. В Бурен-Ондумском блоке зеленокаменно-порфирировая и порфирово-карбонатная формации, располагающиеся в основании формационного ряда, находятся примерно в равных площадных соотношениях, сменяясь по вертикали — первая обычно туфогенно-граувакковой, а вторая — карбонатной.

Складчатые структуры в обоих блоках в большей своей части обычно уничтожены интрузиями и нередко судить о них можно только по отдельным сохранившимся фрагментам. Однако есть участки, где эти структуры сохранились довольно полно. В большинстве своем последние представляют собой довольно протяженные антиклинали и синклинали, чаще симметричные. Прослеживаются складки протяженностью в 12—15 км, при ширине до 5—6 км. Чаще же складки имеют меньшие размеры. Амплитуды основных структур достигают 2—3 км, осложняющие их складки имеют амплитуды от нескольких до нескольких сот метров. Эти осложняющие складки нередко асимметричны. Наклон крыльев крупных структур в среднем 40—50°. Осложняющие складки обычно имеют более крутые крылья — падения слоев в них достигают 70—80°.

Складчатые структуры в разных частях блоков имеют различные простирания, иногда переходящие одно в другое плавно, иногда сменяющиеся резко, без плавных переходов и без разделения разрывами. На севере Бурен-Ондумского блока преобладают складки субширотного простирания, сменяющегося иногда к северо-восточным. В южной части этого блока преобладают субмеридиональные простирания складок. Тем же простираниям подчинены и разрывные нарушения в разных участках блока. В Восточно-Таннуольском блоке, в западной его части наблюдаются протяженные складки северо-восточного простирания, а в восточной части преобладают северо-западные простирания складчатых структур. В центральной части блока складки, по-видимому, более короткие и незакономерно меняют простирания от субширотного до субмеридионального. Разрывные нарушения преимущественно широтных направлений и только в западной части блока северо-восточные.

Харальская изометричная блоковая зона, расположенная в бассейне среднего течения р. Бий-Хем (бассейны рек Харал, Баш-Хем), ограничивается с северо-запада и юго-запада линейными зонами, на северо-востоке и юго-востоке примыкает соответственно к Хамсарин-

скому и Каргинскому блокам, отделяясь от них региональными разломами, а на востоке причленяется к Восточно-Тувинскому докембрийскому массиву, имея с ним сложное сопряжение без четко выраженных границ. Здесь структуры докембрийского массива «вклиниваются» в Харальскую зону салаирид и образуют выступы ее фундамента. Большая часть площади зоны сопряжения структур салаирид и байкалид занята полями интрузий Восточно-Тувинского гранитоидного пояса.

Структуры салаирид восточной окраины Тувы в определенной своей части, по-видимому, могут рассматриваться как участки байкалид, вовлеченные в интенсивные опускания салаирской геосинклинали и испытавшие затем процессы, сформировавшие складчатое сооружение салаирид. В частности, так, очевидно, может быть охарактеризована Харальская изометричная блоковая зона, являющаяся частью Восточно-Тувинского докембрийского массива, существенно переработанной салаирскими движениями.

Описываемая тектоническая структура весьма своеобразна и по существу является промежуточной между изометричными блоковыми и линейными межблоковыми зонами. Харальский блок является наиболее поднятой частью складчатого сооружения, возникшего на месте синийско-кембрийской геосинклинали. Он сложен почти исключительно орто- и парасланцами синийского возраста и в значительно меньшей мере нижнекембрийскими вулканогенными породами, образующими с синийскими единый структурный комплекс. В основании этого комплекса лежит мощная (до 4 км) толща сланцев, образованных преимущественно по эффузивам основного состава (харальская свита). Выше располагаются сланцы по тонкообломочным и карбонатным породам (охемская свита), завершается разрез геосинклинального комплекса нижнекембрийскими породами, принадлежащими спилито-кератофировой формации (туматтайгинская свита).

Структура Харальского блока в целом представляет собой крупное, сложно построенное антиклинальное поднятие, названное Я. Д. Шенкманом Бийхемской мегантиклиналью. Ядро ее сложено ортосланцами харальской свиты синийского возраста, крылья — парасланцами синийской же охемской свиты, а также эффузивами спилито-кератофирового ряда туматтайгинской свиты нижнего кембрия. Я. Д. Шенкман отмечает, что для Бийхемской мегантиклинали в целом характерны падения, направленные к осевой части структуры (веерообразное строение). Мегантиклиналь осложнена складками более высоких порядков, среди которых наблюдаются как сравнительно просто построенные симметричные складки, так и асимметричные наклонные и опрокинутые. В синийских сланцах, особенно нижней (харальской) свиты, часто наблюдаются изоклинальные складки, обычно с амплитудой в 1—5 м. Широко развиты здесь плычатость, мелкая гофрировка. Углы падения слоев в складках, осложняющих мегантиклиналь, варьируют в широких пределах: от 20—30 до 80—90°. Чаще наблюдаются крутые залегания. Наиболее сложные складки подчиненных порядков развиты в нижней из синийских свит (харальской), проще построены складки в верхней свите синия (охемской) и еще проще в нижнекембрийской (туматтайгинской), распространенной только на северо-западном крыле мегантиклинали, которое вообще, как отмечает Я. Д. Шенкман, дислоцировано менее интенсивно в сравнении с юго-восточным крылом и ядерной частью. Подчиненные складки, осложняющие общую структуру блока, имеют различные простирания в разных частях его. В восточной части преобладают меридиональные, в северной части блока чаще наблюдаются северо-восточные, а в западной части — субширотные, отклоняющиеся к северо-востоку и юго-востоку.

Линейные межблоковые зоны в большинстве случаев выражены достаточно четко и хорошо прослеживаются, имея выдержанные прямолинейные или дугообразные простирания.

Хорошо прослеживается субширотная линейная зона в междуречье Бий-Хема и Каа-Хема (хребты Тумат-Тайга, Ондут-Тайга, Таскыл, бассейн р. Тапса), где она разделяет Хамсаринскую и Бурен-Ондумскую изометричные блоковые зоны. Хорошо выражены также разветвления этой линейной зоны, протягивающиеся в восток-северо-восточном (Азасская зона) и юго-восточном (Каахемская зона) направлениях. Азасская линейная зона расположена между Хамсаринским и Харальским изометричными блоками, а Каахемская разделяет Бурен-Ондумский и Каргинский блоки. Менее четко выраженной является расположенная между р. Бурен и хр. Восточный Танну-Ола Балгазинская линейная зона юго-восточного простирания. Она разделяет Восточно-Таннуольскую и Бурен-Ондумскую изометричные блоковые зоны. Агардагская линейная зона протягивается в северо-восточном направлении между северо-западным фасом нагорья Сангилен и юго-восточным окончанием хр. Восточный Танну-Ола.

Четкими признаками линейных зон обладают субширотно вытянутые узкие структуры, образуемые нижнекембрийскими (частично среднекембрийскими) отложениями в Центральной и Западной Туве. Здесь они представляют выступы салаирского фундамента в ядрах антиклинальных структур, образованных ордовикской пестроцветной молассовой и силурийской терригенно-карбонатной формациями внешнего прогиба каледонской геосинклинали.

Пространственно линейные зоны тесно связаны с зонами глубинных разломов. Очевидно, эта связь является генетической и ею определяется то, что наиболее характерной нижнекембрийской формацией в линейных зонах является спилито-кератофировая, а в некоторых местах зеленокаменно-кремнисто-сланцевая. Исключительно к этим зонам приурочены интрузии гипербазитов (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1955).

В строении линейных зон участвует также туфогенно-граувакковая и местами зеленокаменно-порфиритовая и карбонатная формации. Две последние распространены в пределах линейных зон ограниченно и не являются характерными для этих структур. Наиболее типичным рядом формаций геосинклинального комплекса линейных зон является ряд, в котором в основании расположена спилито-кератофировая формация, сменяющаяся вверх туфогенно-граувакковой. Именно такое строение формационного ряда наблюдается в линейной зоне междуречья Каа-Хема и Бий-Хема, в западной части Каахемской линейной зоны, в Азасской зоне в ряде мест Центральной и Западной Тувы. В Балгазинской и особенно Агардагской линейных зонах наряду с формациями, близкими спилито-кератофировой, довольно широко распространена зеленокаменно-кремнисто-сланцевая формация, располагающаяся в нижней части развитого здесь ряда формаций, в котором верхние части образованы туфогенно-граувакковой и карбонатной формациями.

В пределах субширотной полосы, образуемой линейными зонами, протягивающимися более чем на 400 км от верховьев р. Хемчик в верховья р. Каа-Хем (см. рис. 61), наблюдается изменение вышеуказанного типичного для линейных зон формационного ряда. В своем пространственном размещении изменения эти представляются достаточно закономерными и заключаются в следующем. В западной части этой полосы — в бассейне верхнего течения р. Хемчик, в основании формационного ряда лежит спилитовая подформация, иногда замещающаяся зеленокаменно-кремнисто-сланцевой. Выше располагается туфогенно-граувакко-

вая формация, иногда замещающаяся карбонатной. В средней части этой полосы, в междуречье Бий-Хема и Каа-Хема, формационный ряд образован спилито-кератофировой и сменяющей ее вверх туфогенно-граувакковой формациями. В юго-восточном окончании все той же полосы, в бассейне верхнего течения р. Каа-Хем, в основании формационного ряда располагается граувакковая формация, заменившая здесь спилито-кератофировую, а в верхах ряда — карбонатная, заменившая туфогенно-граувакковую более западных районов.

Такая закономерность пространственного размещения формаций линейных зон указывает, очевидно, на изменение характера проявлений нижнекембрийского геосинклинального вулканизма в линейных зонах и на общее ослабление его в направлении с запада на восток (из глубины геосинклинали к ее периферии), что может быть связано с глубиной разломов, к которым приурочены линейные зоны и, вероятно, также с различным характером и мощностью субстрата кембрийской геосинклинали в западной и восточной частях ее.

Агардагская линейная зона, лежащая вне рассмотренной протяженной полосы, также связанная с глубинными разломами, сопровождается внедрением гипербазитовой интрузии, характеризуется зеленокаменно-кремнисто-сланцевой формацией, сменяющейся вверх зеленокаменно-порфиритовой и карбонатной. В Балгазинской зоне кремнисто-сланцевая формация распространена менее, а зеленокаменно-порфирировая больше.

В линейных зонах исключительно широко развиты мелкие, узкие складки, образующие протяженные полосы выдержанных простираний. Эти складки характеризуются крутым, до вертикального и опрокинутого, залеганием слоев. Нередко наблюдаются изоклинальные складки небольшой (первые метры) амплитуды. Часто можно наблюдать протяженные (десятки километров) и довольно широкие (несколько километров) полосы смятия, в которых породы интенсивно рассланцованы и местами сравнительно сильно метаморфизованы (с образованием хлоритовых и других сланцев). Вообще степень вторичных изменений разновозрастных и близких по составу пород в линейных зонах значительно выше, чем в изометричных блоковых зонах.

Весьма широко развиты в линейных зонах разрывные нарушения различной протяженности и амплитуды. Наиболее крупные из них, по-видимому, являются выражением глубинных разломов. Наряду с этим там распространена целая сеть более мелких, по-видимому, разновозрастных разрывов, частично, очевидно, связанных с формированием складчатых структур. К этим последним относятся разрывы с наклоном поверхности сбрасывателя, примерно совпадающим с наклоном пластов в крыльях структур, обычно крутых. Амплитуды перемещения в них не превышают нескольких сотен метров, а иногда и меньше.

Как правило, разрывные нарушения имеют те же простирания, что и вся зона, однако в некоторых местах широко развиты разломы поперечного направления. Несомненный интерес представляет подробно описанный Ю. В. Чудиновым (1962) участок развития таких поперечных разломов в междуречье Бий-Хема и Каа-Хема, в области смыкания Каахемской и Азасской линейных зон. Здесь поперечные разломы северо-западного простирания, которые Ю. В. Чудинов считает более древними, чем широтные, выходят за пределы линейной зоны, имея, по-видимому, не меньшую, чем они, амплитуду и, возможно, протяженность. Наличие таких разрывных нарушений может быть связано с продолжением линейной межблоковой зоны кембрийской геосинклинали из района современного хр. Таскыл на северо-запад, в геосинклиналь Западно-Саяна. Наличие такой структуры, связывающей геосинклинали

Западного Саяна и Восточной Тувы, подтверждается также тем, что именно здесь, как бы наследуя эту кембрийскую структуру, располагаются более поздние палеозойские прогибы — верхнекембрийский внешний прогиб каледонской геосинклинали Западного Саяна и následующая его ордовик-силурийская межгорная впадина. При этом именно на этом участке более поздние структуры приобретают несвойственные им северо-западные простирания.

В заключение описания линейных межблоковых зон синийско-кембрийской геосинклинали Тувы следует еще раз отметить, что эти структуры характеризуются большей подвижностью и большей глубиной прогибания в сравнении с изометричными блоковыми зонами. На это указывают мощность свойственных им формаций нижнекембрийских отложений, достигающая 7—9 км, а также исключительная приуроченность (см. ниже) к ним интрузий гипербазитов. Такие свойства линейных зон обусловлены их связью с глубинными разломами.

Интрузии. В строении складчатого сооружения салаирид Тувы участвуют тела гипербазитов среднекембрийского возраста и массивы гранитоидов нижнепалеозойского (позднекембрийского) магматизма. Гипербазиты образуют обычно мелкие вытянутые тела, согласные с вмещающими структурами. Выше уже говорилось о связи их с глубинными разломами и о исключительной приуроченности к линейным межблоковым зонам. Строение гипербазитовых массивов Тувы и положение их в тектонической структуре Тувы подробно рассмотрено в специальной работе Г. В. Пинуса, В. А. Кузнецова, И. М. Волохова (1955).

Весьма существенное место в тектонических структурах салаирид принадлежит массивам позднеорогенной нижнепалеозойской интрузии сложного состава, образующей ряд пород от гранитов до габбро с преобладанием гранодиоритов и плагиогранитов. Эта интрузия известна в Туве как таннуольский интрузивный комплекс (Кузнецов, Пинус, 1949). Она характеризуется широким проявлением процессов гибридности и контаминации. Необычайно интенсивно эта интрузия проявлена в Восточной Туве, где породы ее образуют огромные массивы, имеющие батолитоподобный, дискордантный облик. В подавляющем большинстве они относятся к Восточно-Тувинскому гранитоидному поясу, о котором говорилось выше. В структурах салаирид Центральной и Западной Тувы эта интрузия практически не проявлена.

В Восточной Туве гранитоидные массивы таннуольского интрузивного комплекса приурочены в равной мере как к блоковым, так и к линейным зонам, занимая не менее половины площади тех и других. В крупном плане интрузивные массивы обнаруживают некоторую конкордантность относительно складчатой структуры, выражающуюся в том, что изменение ориентировки длинной оси некоторых крупных плутонов, например плутона в хр. Восточный Танну-Ола, согласуется с изменением простираний во вмещающих породах.

В отношении же массивов к частным структурам наблюдается некоторое различие в блоковых и линейных зонах. В блоковых зонах они обычно резко дискордантны, хотя в некоторых местах удается установить согласованность внутренней структуры массива со складчатой структурой вмещающих пород. Так, например, в северной части Бурен-Ондумской блоковой зоны наблюдается совпадение ориентировки структурных элементов крупного гранитоидного массива с простиранием сохранившейся части антиклинальной структуры, образованной здесь кислыми эффузивами и известняками нижнего кембрия. В линейных зонах более часто и более отчетливо выражена подчиненность формы и внутренней структуры гранитоидных массивов складчатой структуре вмещающих пород. Более четко эта согласованность выражена и

в крупном плане; примером ее может служить Ожинский массив, вытянутый согласно простиранию складчатых структур линейной зоны. Подчиненность внутренней структуры массивов частным складчатым формам во многих участках линейных зон можно наблюдать по совпадению элементов прототектоники массивов со структурными элементами вмещающих пород, а также по ориентировке полос ксенолитов и зон контаминированных пород.

Нижнепалеозойские интрузии таннуольского комплекса, приуроченные к линейным зонам, по-видимому, обладают большим разнообразием металлогенической специализации, нежели эти же интрузии в блоковых зонах. Помимо золотого, титаномагнетитового и магнетитового оруденения в линейных зонах наблюдается еще медное и, возможно, молибденовое оруденение (Ожинский массив в междуречье Каа-Хема и Бий-Хема).

Среднепалеозойские (девонские) интрузии гранитоидов, прорывающие структуры салаирид, являются отчетливо посторогенными. Как крупные их массивы, принадлежащие Восточно-Тувинскому гранитоидному поясу, так и небольшие тела вне его, резко дискордантны к вмещающим структурам складчатого сооружения салаирид.

ОБЛАСТЬ СИЛУРИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ (ЗАПАДНЫЙ САЯН И ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

В административные границы Тувинской АССР попадает часть территории Западного Саяна и Горного Алтая, т. е. тех регионов, которые всеми исследователями рассматриваются как типичные каледониды. Некоторые авторы (Белостоцкий и др., 1959) к области силурийской складчатости, помимо складчатых сооружений вышеуказанных районов, относят также структуры выделяемого ими Хемчикско-Систигхемского внешнего геосинклинального прогиба, занимающие значительную часть территории Западной Тувы в бассейне р. Хемчик и протягивающиеся отсюда вдоль юго-восточного фаса Куртушибинского хребта в бассейн р. Систиг-Хем. В связи с тем, что представления о принадлежности этих структур к той или иной тектонической области достаточно разноречивы, последние рассматриваются далее отдельно, при описании палеозойских прогибов Западной и Центральной Тувы, а здесь описываются каледонские структуры только Западного Саяна и Горного Алтая. Хемчикско-Систигхемский прогиб связан с этими структурами генетически, но образован в отличие от них на уже сформированном складчатом сооружении салаирид путем вовлечения краевых частей его в опускания каледонской геосинклинали, начиная с верхнего кембрия.

Поскольку на территорию Тувинской АССР попадают почти все основные структуры Западного Саяна, но только небольшими своими частями, постольку полное рассмотрение всей структуры этого складчатого сооружения в настоящем томе сделать затруднительно. Здесь же мы ограничимся лишь краткими сведениями об общем его строении и изложением некоторых данных, касающихся только той части структур, которые оказываются в границах Тувы*.

Многими исследователями (Кузнецов, 1948—1954; Унков, 1958; Зоненшайн, 1961 и др.) подчеркивалось, что отличительной чертой кале-

* На тектонической карте (см. рис. 61) структуры прилегающей к Туве части Западного Саяна (а также и Горного Алтая) для большей обзорности показаны на площади, значительно выходящей за границы Тувы. При этом изображение тектонического строения этой территории дано по Л. П. Зоненшайну (1961, 1963), материалы которого использованы и при описании структур Западного Саяна.

донской геосинклинали Западного Саяна (а также и Горного Алтая) является то, что в процессе своего развития она заполнялась преимущественно терригенными породами, тогда как в кембрийской геосинклинали Тувы преобладают вулканогенные формации. В качестве характерных особенностей общего строения Западного Саяна Л. П. Зоненшайн (1962) отмечает резко выраженную линейность как пликативных, так и дизъюнктивных тектонических форм, исключительно сильную сжатость складок, образованных геосинклинальным комплексом отложений, а также развешивание и опрокидывание структур от оси Западного Саяна в противоположные стороны.

От салаирских структур Тувы и структур Хемчикско-Систигхемского внешнего геосинклинального прогиба каледонская структура Западного Саяна отделена глубинным Саяно-Тувинским разломом (Кузнецов, 1952).

В качестве наиболее крупных тектонических элементов структуры Западного Саяна, вытянутой в северо-восточном направлении, выделяются два антиклинория, занимающие краевое положение — Джебашский на северо-западе и Куртушибинский на юго-востоке; расположенный между ними Западно-Саянский синклинорий занимает внутреннюю, большую по площади часть Западного Саяна.

Джебашский антиклинорий заходит на территорию крайнего северо-запада Тувы незначительной своей частью в бассейне верховьев р. Кантегир. Большая часть антиклинория сложена мощными однообразными сложнодислоцированными толщами метаморфических сланцев докембрия. Внутренняя структура полей, образованных этими породами, почти не поддается расшифровке. Узкими полосами северо-восточного простирания, согласно простиранию антиклинория, протягиваются зеленокаменно-эффузивные, кремнисто-сланцевые породы нижнего кембрия. Эти полосы, обычно приуроченные к зонам региональных разрывных нарушений и прорванные многочисленными телами гипербазитов, представляют собой типичные офиолитовые пояса, отмеченные впервые в структурах Алтае-Саянской области В. А. Кузнецовым (1954).

По характеру дислокаций и близости формационного состава докембрийские и нижнекембрийские образования составляют единый структурный комплекс.

В некоторых местах антиклинория сохранились грубообломочные конгломератовые толщи верхнекембрийского или кембро-ордовикского возраста. Они залегают на докембрийских и нижнекембрийских породах резко несогласно, образуя самостоятельный структурный ярус. Присутствие их указывает на поднятие, существовавшее в конце кембрия на месте современного Джебашского антиклинория.

Куртушибинский антиклинорий, протягивающийся от верховьев р. Хемчик на северо-востоке в бассейн верховьев р. Амыл, значительной своей частью расположен в границах Тувинской АССР. Куртушибинский антиклинорий выступает в виде массивного глыбового асимметричного поднятия, «обрубленного» с юго-востока Саяно-Тувинским глубинным разломом, отделяющим антиклинорий от Хемчикско-Систигхемского прогиба. К северо-западу и западу происходит последовательное ступенчатое погружение структуры антиклинория.

Наиболее древними породами антиклинория являются нижнекембрийские, образующие его краевую юго-восточную, наиболее приподнятую, часть. Эти породы, принадлежащие зеленокаменно-эффузивно-сланцевой формации, прорваны крупными и многочисленными мелкими телами гипербазитов, связанных здесь с глубинным Саяно-Тувинским разломом. Полоса развития этих образований по юго-восточному краю антиклинория, приуроченная к зоне вышеназванного разлома,

представляет собой такой же офиолитовый пояс, как и в Джебашском антиклинории. Этот пояс получил название Куртушибинского (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1955). Погруженные части антиклинория сложены преимущественно песчано-сланцевыми формациями среднего — верхнего кембрия.

По юго-восточной окраине антиклинория прослеживается несколько небольших наложенных структур, образованных отложениями верхнего кембрия и ордовика (аласугская и шигнетская свиты). Эти отложения, представленные грубообломочными фациями и залегающие на подстилающих породах несогласно, образуют самостоятельный структурный ярус.

Куртушибинский антиклинорий погружается и несколько расширяется к юго-западу и воздымается и сужается к северо-востоку. В связи с воздыманием антиклинория эффузивно-сланцевые формации нижнего кембрия, образующие его осевую часть, широко распространены в северо-восточной его половине. Здесь они, в силу асимметрии антиклинория, приурочены к его юго-восточному краю. Для осевой части антиклинория характерно широкое развитие разновеликих разломов преимущественно типа взбросов и крутопадающих надвигов, между которыми заключены сжатые, часто изоклинальные складки. Все эти структуры испытывают опрокидывание к юго-востоку, в сторону Хемчиско-Систигхемского прогиба.

В краевых частях антиклинория наблюдается перемежаемость на площади изометричных сводовых поднятий с участками вертикального залегания слоев и поясами развития сильно сжатых линейных складок. Такой сложный характер строения краевых частей антиклинория описан, например, Л. П. Зоненшайном в бассейне нижнего течения р. Ус. Здесь наблюдается сводовое поднятие изометричных очертаний (10—12 км в поперечнике), вырисовывающееся на фоне мелкой перемятости слоев. На юге оно через разломы примыкает к офиолитовому поясу осевой части антиклинория, а на севере и западе ограничено резкими флексуорообразными перегибами слоев. В пределах этих перегибов наблюдается выдержанное крутое, вертикальное и опрокинутое, залегание слоев. Далее к северу и западу наблюдается полоса сильно сжатых линейных складок, как правило, опрокинутых к юго-востоку. Подобная картина сочетания сравнительно простых изометричных поднятий и участков сжатых линейных складок описана в пределах Тувы Г. М. Владимирским и М. А. Черноморским (1961) в юго-западной части антиклинория, на левобережье р. Хемчик, в бассейне рек Устю и Алды-Ишкин. Такой же характер структуры краевых частей антиклинория наблюдался Т. С. Гостевой на крайнем юго-западном окончании его, на водоразделе рек Хемчик и Алаш, в верховьях р. Аныяк-Оруг (рис. 64).

Простираение основных складчатых и разрывных структур антиклинория, как уже говорилось, в целом совпадает с общей его ориентировкой. Однако в ряде мест наблюдаются отклонения, которые выражены в том, что от осевой части антиклинория, сложенной породами чингинской свиты и пространственно совпадающей с зоной Саяно-Тувинского разлома, отходит в глубь Западного Саяна ветви складок и приподнятые блоки, простирающиеся косо по отношению к генеральному простираению антиклинория. Простираение этих ветвей и блоков преимущественно субширотное, в некоторых же случаях (р. Коярд, левый приток р. Ус) почти меридиональное. Субширотные ветви наблюдаются: в Хемчиском хребте, в междуречье Алаш — Ак-Сук, в бассейне р. Хонделен и в других местах. А. Н. Кен (1960) обратил внимание на то, что эти ветви и блоки, далеко вдающиеся в структуру Западно-Саянского синклинория, как и ограничивающие их разломы, имеют простираения, сов-

падающие с простираниями салаирских структур Тувы, образующих основание Хемчикско-Систигхемского прогиба, и могут рассматриваться как продолжение последних. Разрывные нарушения Саяно-Тувинского глубинного разлома рассекают наискось эти нижнекембрийские структуры и потому являются, по мнению А. Н. Кена, более поздними, скорее всего, верхнекембрийскими.

Западно-Саянский синклиорий попадает в границы Тувинской АССР только небольшой своей частью, в бассейне верховьев р. Кантегир и бассейне левых притоков р. Хемчик. Синклиорий сложен исключительно мощной (не менее 15 км) серией песчано-сланцевых

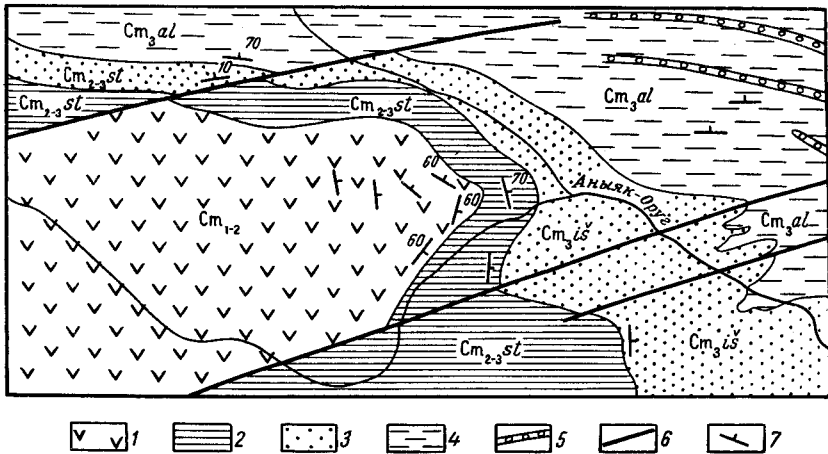


Рис. 64. Схематическая карта Аныяк-Оругской антиклинали (по Т. С. Гостевой)

1 — нижний — средний кембрий, нерасчлененные отложения; 2 — средний — верхний кембрий, сютхольская свита; 3 — верхний кембрий, ишкнинская свита; 4 — верхний кембрий, аласугская свита; 5 — горизонты конгломератов, 6 — разрывы, 7 — элементы залегания

пород, объединяемых Л. П. Зоненшайном (1962) в терригенную внутригеосинклинальную надформацию, распадающуюся на сланцевую, песчаниковую и флишоидную формации, последовательно сменяющиеся снизу вверх. Непрерывный разрез этих отложений отвечает возрастному интервалу от среднего кембрия (предположительно) до ордовика включительно.

Силурийские отложения выполняют прогибы разного типа — остаточные геосинклинальные и межгорные. В разных типах прогибов они образуют различные формации и находятся в различных соотношениях с нижним комплексом геосинклинальных образований. В своеобразных остаточных прогибах, приуроченных к синклинальным зонам нижнего комплекса, они представлены морскими карбонатно-терригенными осадками, достигающими мощности 5—6 км. На подстилающих отложениях эти породы лежат с размывом и несогласием, но образуют складки, хоть и более простые, но все же приближающиеся к складкам в образованиях нижнего комплекса. В межгорных впадинах и наложенных мульдах силурийские отложения принадлежат уже орогенному ряду формаций, находясь в основании его. Залегая резко несогласно на подстилающих породах, они представлены в одних случаях прибрежно-морскими и континентальными пестроцветными обломочными образованиями, достигающими иногда мощности 3 км, в других случаях — орстано-

генными известняками мощностью до 1 км. Эти отложения образуют очень простые брахиформные структуры.

От Джебашского и Куртушибинского антиклинория Западно-Саянский синклиний отделен системами разломов. В строении синклинория наблюдается некоторая асимметрия: северное его крыло приподнято, а наиболее погруженные участки, нередко занятые остаточными силурийскими прогибами, резко смещены к южной и западной окраинам. Структура синклинория сильно осложнена многочисленными разломами, в основном согласными с простираем основных его складча-

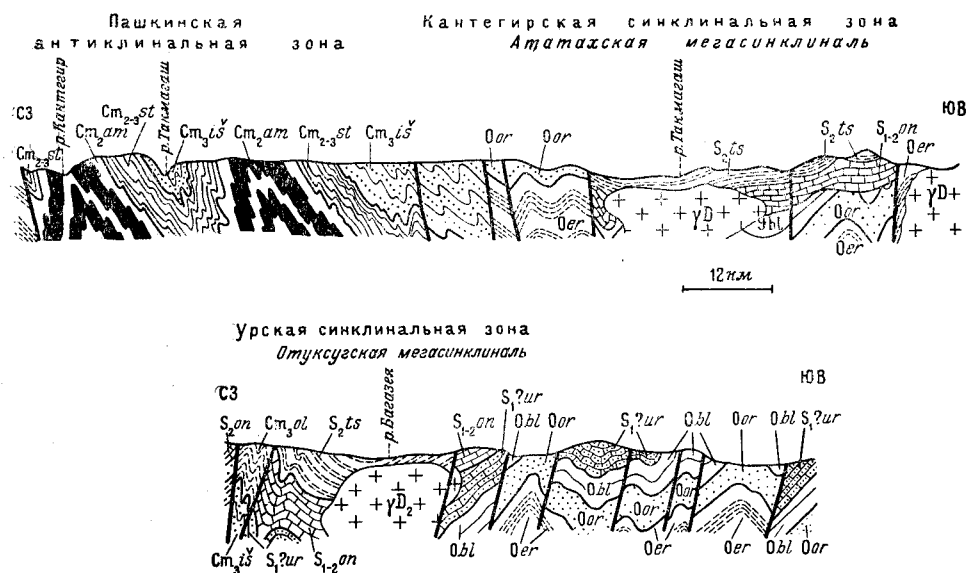


Рис. 65. Геологические разрезы Западно-Саянского синклинория (по Л. П. Зоненшайну)

$S_2 ts$ — алевролиты, аргиллиты, песчаники ташлинской свиты; $S_2 on$ — известняки, мергели, песчаники, алевролиты онинской свиты; $S_{1-2} on$ — известняки, мергели, песчаники, конгломераты онинской свиты; $S_1 uz$ — известковистые песчаники узунсукской свиты; Obl — песчаники, алевролиты блансуской свиты; Oor — песчаники, алевролиты, порфириты, туфы оржакской свиты; Oer — алевролиты, песчаники, конгломераты, туфы, порфириты еркырской свиты; $Cm_3 al$ — конгломераты, песчаники, алевролиты, сланцы аласуской свиты; $Cm_3 is$ — метаморфизованные песчаники, алевролиты, сланцы ишкинской свиты; $Cm_{2-3} st$ — сланцы, метаморфизованные песчаники, алевролиты сютхольской свиты; $Cm_2 am$ — сланцы по вулканогенным и терригенным породам, кварциты, известняки амыльской свиты; γD — гранитоиды

тых элементов. Последние образуют ряд крупных и мелких антиклинальных и синклиналиных зон. Из числа их на территорию Тувинской АССР попадает часть Пашкинской антиклинальной зоны в бассейне верховьев р. Кантегир. К югу она сменяется синклиналиной зоной, описанной Зоненшайном под именем Кантегирской. В бассейне левых притоков р. Хемчик расположена, примыкающая к Куртушибинскому антиклинорию, еще одна синклиналиная зона — Манчурекская.

Пашкинская зона представляет собой систему сильно сжатых, часто изоклинальных или килевидных складок, образованных отложениями средне-верхнекембрийского возраста (рис. 65). Складки имеют выдержанное северо-восточное простираие. Почти всегда они опрокинуты на север. Зона этих складок с северо-запада и юго-востока ограничена разломами типа крутопадающих надвигов с падением поверхностей сместителей к югу.

Кантегирская синклиналиная зона также имеет северо-восточное простираие и также ограничивается по обоим краям разломами. Раз-

ломами же, по-видимому, сдвигового характера зона разбита на несколько фрагментов, в пределах которых прослеживаются килевидные открытые синклинали, сложенные ордовикскими и в меньшей мере верхнекембрийскими отложениями. Синклинали имеют размер 20—30 км по длинной оси и 10—15 км в поперечнике. В крыльях синклиналей слои обычно наклонены круто (60—80°), в замковых частях наблюдаются плавные перегибы с пологим залеганием слоев. Антиклинали редуцированы, совпадая с вышеупомянутыми разломами сдвигового типа.

В западной части этой зоны располагается остаточный силурийский прогиб, названный Зоненшайном Ататахской мегасинклиналью. Эта структура сложена карбонатно-терригенными породами силура, отделенными несогласием от ордовикских отложений. Западная часть Ататахской мегасинклинали, заходящая в пределы Тувы, в значительной части занята гранитным массивом. Строение синклинали здесь, по данным П. С. Антонова, довольно простое: она имеет корытообразную форму с пологим волнистым залеганием слоев. Однако восточней, в центральной части мегасинклинали, Зоненшайном описано довольно сложное строение этой структуры: она разбита здесь разломами на несколько клиньев северо-восточного простирания, в пределах которых наблюдаются узкие, протяженные моноклинали с падением слоев под углом 30—50°, узкие линейные килевидные синклинали и изометричные коробчатой формы антиклинали с крыльями, осложненными разломами и флексурами.

Южнее расположенная Отуксугская мегасинклиналь также является структурой остаточного силурийского прогиба. Она представляет собой узкий трог, вытянутый субширотно более чем на 200 км, борта которого ограничены разломами. Как в западной, лежащей в пределах Тувы, части, так и в восточной, находящейся за ее границами, мегасинклиналь сужена, и здесь наблюдаются серии сильно сжатых, иногда даже изоклиальных складок с падением слоев под углом 70—80°. В центральной, расширенной части, крутое залегание слоев отмечается только близ бортов структуры, по мере приближения к ядру они выполаживаются, а в замковой части залегают почти горизонтально.

Расположенная в бассейне верховьев левых притоков р. Хемчик и примыкающая к опущенной части Куртушибинского антиклинория Манчурекская синклинальная зона является по существу структурой, переходной от образований этого антиклинория к структурам Западно-Саянского синклинория. Структуры Манчурекской зоны сложены верхнекембрийскими и ордовикскими породами. Последние отличаются по своему составу от одновозрастных пород центральных частей Западно-Саянского синклинория: они более грубообломочные, менее метаморфизованные, пестроокрашенные, приближающиеся по типу к формации пестроцветной молассы. Распространены эти породы преимущественно в центральных частях Манчурекской зоны, где образуют симметричные синклинали и антиклинали. Верхнекембрийские породы, распространенные в краевых частях зоны, смяты в сжатые, узкие, иногда изоклиальные складки. Указанное различие дислокаций верхнекембрийских и ордовикских отложений было отмечено М. А. Черноморским, который на основании этого предполагает здесь перерыв и несогласие в основании ордовика.

Каледонские структуры Горного Алтая на территории Тувинской АССР изучены хуже, чем структуры Западного Саяна. По-видимому, эти структуры в какой-то мере могут рассматриваться как продолжение западносаянских или как тесно связанные с ними. В то же время они имеют и определенные отличия от последних.

Структуры восточной окраины Горного Алтая и структуры Западного Саяна образованы теми же или сходными между собой комплексами кембрийских и ордовикских отложений. Характер складчатых форм их также одинаков, большую роль и там и здесь играют разломы, в том числе глубинные. Однако горноалтайские структуры имеют иное простирание; у юго-западных границ Тувы оно перпендикулярно простираниям западносаянских структур северо-западной окраины Тувы; характер сопряжения этих структур выяснен недостаточно. Кроме того, для горноалтайских структур характерно участие в их строении крупных синорогенных гранитных интрузий, отсутствующих в структурах собственно Западного Саяна.

К этой же группе структур восточной части Горного Алтая, по-видимому, нужно отнести и так называемый Чингекатский выступ, метаморфизованные породы которого некоторыми исследователями ранее рассматривались как докембрийские. В настоящее время установлено, что эти отложения принадлежат кембрийским, в том числе и верхнекембрийским формациям, сходным с одновозрастными формациями Западного Саяна.

Интрузии каледонид Западного Саяна и Горного Алтая принадлежат нескольким разновозрастным комплексам и находятся в разных отношениях со складчатой структурой. Среднекембрийские синорогенные интрузии гипербазитов, как уже говорилось, принадлежат офиолитовым поясам, приуроченным к зонам глубинных разломов. На рассматриваемой территории они особенно широко развиты в северо-восточной части зоны Саяно-Тувинского разлома, где образуют как массу мелких тел, так и крупные протяженные тела, участвующие в образовании складчатых структур.

Нижнедевонские дискордантные массивы гранитоидов большепорожского комплекса приурочены к осевой части Западного Саяна, где они образуют крупные батолитоподобные тела, вытянутые вдоль простирания вмещающих структур. Интрузия, по-видимому, внедрялась в уже сформированную складчатую структуру и является позднеорогенной. На восточной окраине Горного Алтая, по-видимому, более древняя, возможно, древнекаледонская гранитоидная интрузия образует крупные тела (Шапшальский массив), располагающиеся в основном в зонах повышенного метаморфизма, приуроченных в свою очередь к зонам крупных разломов. Синорогенные массивы этих гранитоидов, местами гнейсовидных, часто с широким развитием проявлений метасоматоза линейно вытянуты согласно с общей вмещающей их структурой.

Типично посторогенными являются среднедевонские гранитные интрузии буйбинского комплекса. Массивы их штокообразной или лакколитообразной формы являются резко дискордантными. В Западном Саяне они располагаются по его периферии, окаймляя батолитовые массивы большепорожского комплекса.

ПАЛЕЗОЙСКИЕ ПРОГИБЫ И ВПАДИНЫ (ЗАПАДНАЯ И ЦЕНТРАЛЬНАЯ ТУВА)

Большая часть площади Западной и Центральной Тувы, расположенная к юго-востоку от Куртушибинского хребта, а также и значительный участок территории Северо-Восточной Тувы, примыкающий к Куртушибинскому хребту в бассейне р. Бий-Хем, характеризуются широким развитием палеозойских отложений, лежащих резко несогласно на салаирских структурах, образованных породами нижнего и частью среднего кембрия, прорванных древними интрузиями. Именно здесь В. А. Кузнецовым (1952, 1954) была впервые описана четко выра-

женная двухслойная структура с древним кембрийским фундаментом и резко отличающимся от него верхним структурным этажом; к последнему указанный исследователь отнес отложения силура, девона и карбона.

Н. С. Зайцевым (1957) в этом районе выделена крупная синклинальная структура сложного строения, названная им Тувинским прогибом. По Н. С. Зайцеву, «Тувинский прогиб заложился на складчатом каледонском основании в силуре. В его строении принимают участие, с одной стороны, породы ордовика, верхнего (?), среднего и нижнего кембрия, входящие в состав складчатого фундамента прогиба, а с другой — породы силура, девона, карбона и юры, выполняющие прогиб (Зайцев, 1957). Тувинский прогиб, по Н. С. Зайцеву, ограничен с северо-запада глубинным Саяно-Тувинским разломом, с юго-востока — выделяемым им Убсанур-Бийхемским глубинным разломом, на северо-востоке прогиб слепо заканчивается в районе устья р. Хамсара, а на юго-западе уходит в пределы Горного Алтая и Монголии. Термин «Тувинский прогиб» прочно вошел в геологическую литературу, где им обозначаются структуры, принадлежащие вышеочерченной площади. Однако геологическое строение отдельных частей последней в настоящее время оказывается существенно отличающимся от того, каким оно представлялось в период первоначального выделения Тувинского прогиба.

Сейчас известно, что та обширная депрессия, которая была выделена в качестве Тувинского прогиба, помимо отложений силура, девона и карбона заполнена еще также широко развитыми в ее северо-западной части отложениями ордовика, а также и верхнего кембрия. Различия в строении северо-западной и юго-восточной частей прогиба нельзя объяснить простой асимметрией его строения: они связаны с различной историей их образования и развития.

Анализ строения разрезов, образуемых палеозойскими отложениями, включая ордовикские и верхнекембрийские, анализ их формационного состава и характера образуемых структур в разных местах площади их распространения показывают, что Тувинский прогиб не является единой структурой. Гетерогенность Тувинского прогиба подчеркивается многими исследователями. Еще В. А. Кузнецовым (1952) было подмечено существование во внешней краевой части, выделенной им «Тувинской подвижной плиты», области, переходной к соседней складчатой зоне Западного Саяна. Эта область характеризуется, по В. А. Кузнецову, сочетанием элементов платформы и складчатой зоны.

В пределах площади, отнесенной к Тувинскому прогибу, различающиеся между собой структуры в той или иной форме и под теми или иными названиями, выделяются многими авторами. Так, В. Е. Кудрявцев и Ю. А. Мамин (1960) в северо-западной части этой площади выделяют Хемчикско-Тоджинскую, а в юго-восточной — Западно-Таннуольскую структурно-фациальные зоны Тувы, относимую первую к средним, а вторую к позднему и конечному этапам развития области (по схеме Ю. А. Билибина). В. А. Унксов (1961) в пределах северо-западной части площади выделяет Хемчикскую и Систигхемскую структурно-фациальные зоны, а в пределах юго-восточной части — Западно-Таннуольскую и Улуг-Хемскую. По мнению всех исследователей, границы между структурами (зонами), северо-западной и юго-восточной частей площади тектонические, по крайней мере, в большей их части. Н. С. Зайцев (1957) дает иное районирование Тувинского прогиба — всю юго-западную его часть он относит к одной зоне — Хемчикско-Убсанурской, центральную — к Улугхемской, а северо-восточную часть прогиба выделяет в Бийхемскую зону.

Группой геологов (Белостоцкий и др., 1959) было выяснено, что

тектоническое развитие на площади, относимой Н. С. Зайцевым к Тувинскому прогибу, происходило в два этапа, в течение которых протекало формирование различных по своему типу структур. В первом этапе, который в разных участках Тувинского прогиба охватывал различный промежуток времени (от верхнего кембрия и ордовика до силура включительно), на северо-западной части территории, примыкающей к Западному Саяну, шло образование прогиба, генетически связанного с каледонской геосинклиналью Западного Саяна. Этот прогиб, согласно представлениям этих геологов, образовался в результате вовлечения окраинной части складчатого сооружения салаирид Тувы в новое прогибание под влиянием опусканий в соседней каледонской геосинклинали Западного Саяна, однако не является частью последней. Он отнесен к самостоятельному типу структур, названных «внешними геосинклинальными прогибами» (Белостоцкий и др., 1959; Словарь тектонических терминов, 1962). Рассматриваемый прогиб был назван *Хемчикско-Систигхемским* и далее будет описываться под этим наименованием*.

Структуры Хемчикско-Систигхемского прогиба занимают почти всю территорию Хемчикской котловины и протягиваются отсюда узкой полосой вдоль юго-восточного фаса Куртушибинского хребта, частично захватывая последний и далее в бассейн р. Систиг-Хем (правый приток р. Бий-Хем).

Вся оставшаяся площадь в пределах границ Тувинского прогиба (по Н. С. Зайцеву) занята структурами межгорных прогибов и впадин. Они занимают площади хр. Западный Танну-Ола, бассейна р. Элегест, территорию, примыкающую к р. Улуг-Хем (Верх. Енисей), в его верхнем течении (по левобережью, примерно до г. Шаганар), площадь Уюкской (Туранской) котловины и площадь в бассейне большой петли р. Бий-Хем и в его нижнем течении. По времени заложения, составу выполняющих прогиб толщ и преобладающему простиранию складчатых форм здесь выделяются: *Тоджинская* (или Бийхемская) межгорная впадина, заложившаяся в ордовике, и *Тувинский* межгорный прогиб, заложившийся в силуре.

Соотношения структур Хемчикско-Систигхемского внешнего геосинклинального прогиба со структурами Тувинского межгорного прогиба и Тоджинской впадины довольно сложные. Это объясняется, во-первых, тем, что последние образованы частично на структурах Хемчикско-Систигхемского прогиба, наследуя его, а частично наложены непосредственно на складчатое сооружение салаирид. Во-вторых, тем, что возникновение Тувинского межгорного прогиба и Тоджинской впадины происходило не одновременно, благодаря чему разновозрастные отложения (ордовик и силур) по ряду признаков в одних местах (бассейны рек Хемчик, Уюк) относятся еще к внешнему геосинклинальному прогибу, тогда как в других (бассейны рек Систиг-Хем, Чаваш и др.) они уже образуют межгорные прогибы или впадины. Подробней об этом говорится ниже, при рассмотрении каждой из вышеуказанных структур в отдельности.

ХЕМЧИКСКО-СИСТИГХЕМСКИЙ ПРОГИБ

Хемчикско-Систигхемский прогиб протягивается с юго-запада на северо-восток, из бассейна верхнего течения р. Хемчик в бассейн р. Систиг-Хем и соседних с ней других притоков р. Бий-Хем. Длина прогиба

* В. С. Мелешенко и Э. Н. Яновым (1960) прогибы такого рода, выделенные в самостоятельные типы тектонических структур, названы «пригеосинклинальными прогибами», а описываемый прогиб получил наименование Тувинского пригеосинклинального прогиба.

около 400 км, ширина от 20 до 60 км. Наиболее узким прогиб оказывается в средней своей части, а наиболее широким — в области северо-восточного и юго-западного окончаний. Фундаментом прогиба являются структуры, образованные ниже- и частично среднекембрийскими породами с заключенными в них телами гипербазитов и массивами гранитоидов таннуольского комплекса. (Последние прослеживаются только в фундаменте северо-восточной части прогиба.) Структуры фундамента на подавляющей части прогиба относятся к салаиридам и только в незначительной части, там, где прогиб частично накладывается на Куртушибинский антиклинорий (например, в бассейне р. Золотой), принадлежат каледонидам.

В юго-западной половине прогиба, структуры фундамента протягиваются в узких и протяженных горст-антиклиналях, выступая из-под отложений ордовика и силура, выполняющих здесь прогиб; по формационному составу пород и другим признакам эти структуры принадлежат вышеописанным линейным зонам салаирид. Следует отметить, что многие из них весьма близки структурам Куртушибинского антиклинория, сложным зеленокаменно-эффузивными и кремнисто-сланцевыми породами нижнего кембрия, включающими многочисленные тела гипербазитов. Выступы фундамента прогиба в северо-восточной его части, в бассейне р. Бий-Хем относятся к Хамсаринской блоковой зоне салаирид.

Строение Хемчикско-Систигхемского прогиба неоднородно в разных его частях. В соответствии с этим в разных местах меняется состав и возрастной диапазон принадлежащих ему отложений. Прогиб в целом характеризуется формационным рядом, состоящим из трех формаций: верхнекембрийской флишовой формации зеленых песчаников, ордовикской пестроцветной молассы и силурийской карбонатно-терригенной формации. Первая из них очень близка к одновозрастной формации геосинклинали Западного Саяна. Вторая, относясь к орогенному типу формаций, резко отличается от одновозрастной флишовой формации внутренних частей Западно-Саянской геосинклинали. Однако в Западном Саяне между обеими этими формациями имеются переходные образования, например, ордовикские отложения Манчурекского прогиба. Карбонатно-терригенная формация Хемчикско-Систигхемского прогиба не отличается от одновозрастной формации остаточных силурийских прогибов Западно-Саянской геосинклинали.

Северо-восточная часть прогиба, расположенная в районе большой петли р. Бий-Хем (бассейн рек Систиг-Хем и Чаваш, верховья рек Сейба, Ожу и др.), является наиболее ранее заложившейся частью прогиба и ранее других частей перешедшей в орогенный этап развития. На нижнекембрийских отложениях, а по некоторым данным и на гранитоидах таннуольского комплекса, здесь несогласно залегают породы верхнего кембрия, образующие вышеупомянутую формацию зеленых песчаников. Эти породы резко несогласно перекрыты ордовикскими и силурийскими отложениями, в значительной своей части, по-видимому, континентальными, образующими красноцветную и сероцветную молассы. Верхнекембрийские отложения образуют линейные, иногда довольно крутые складки того же плана, что и нижнекембрийские. Ордовик-силурийские породы характеризуются совсем иным характером складчатости — они образуют крупные открытые синклинали обычно изометричной формы, ориентировка этих структур разнообразна. Всеми исследователями, изучавшими эту территорию, структуры, образованные породами верхнего кембрия, либо объединяются в один структурный этаж с нижнекембрийскими, либо рассматриваются как промежуточные между ними и структурами, образованными ордовик-силурийскими

отложениями, при большей близости верхнекембрийских структур к нижнекембрийским.

Таким образом, на этой площади этап существования внешнего геосинклинального прогиба фиксируется только верхнекембрийской формацией, которая в ордовике сменяется формациями, относящимися уже к этапу развития межгорной впадины. Мощность верхнекембрийских отложений достигает 2—3 км.

Простирание структур, сложенных отложениями верхнего кембрия в узкой полосе, ограниченной с обеих сторон разломами и примыкающей к Куртушибинскому антиклинорию, — выдержанное северо-восточное. В области более широкого развития верхнекембрийских отложений в бассейне рек Систиг-Хем и Чаваш простирания также выдержанные, но северо-западные, согласные с простиранием структур фундамента прогиба, принадлежащих здесь Хамсаринской блоковой зоне салаирид. В такой преемственности плана структур прогиба от структур фундамента выражается, в частности, его унаследованный характер.

Средняя часть Хемчикско-Систигхемского прогиба охватывает бассейн р. Уюк и площадь по правобережью р. Улуг-Хем (Верх. Енисей). Кроме того, очень интересной является субшироко вытянутая ветвь прогиба, протягивающаяся на восток от Уюкской котловины, через бассейн р. Ожу, в верховья р. Дерзиг.

Фундаментом средней части прогиба являются ниже- и, частично, среднекембрийские образования, относящиеся в структурном отношении к линейным зонам салаирид. По северной своей периферии прогиб частично расположен на структурах Куртушибинского антиклинория. В основании комплекса отложений, выполняющих прогиб, здесь как и в северо-восточной его части, располагается верхнекембрийская формация зеленых песчаников. Она также несогласно лежит на структурах фундамента и несогласно же перекрывается породами ордовика. Однако это последнее несогласие не является таким резким, как в северо-восточной части прогиба: в некоторых местах южного склона хр. Куртушибинского оно устанавливается из анализа карты, в некоторых же местах отчетливо наблюдается в обнажениях. Отдельные части непрерывного разреза ордовикских и силурийских отложений в формационном отношении могут характеризоваться по-разному: часть их принадлежит красноцветной и пестроцветной молассе (низы и верхи ордовика, низы силура), часть же представляет собой карбонатно-терригенную формацию (средняя часть ордовика, верхняя, большая, часть разреза силура). Силурийские отложения несогласно перекрыты эффузивной серией нижнего девона, относящейся уже к структуре межгорного прогиба. Мощность всего комплекса отложений, принадлежащих внешнему геосинклинальному прогибу, достигает здесь 7—8 км, из которых на долю верхнекембрийских падает около 2 км, ордовикских 3—3,5 км и силурийских 2—2,5 км.

Верхнекембрийские породы дислоцированы в линейные симметричные складки, такие же как и в северо-восточной части прогиба. Дислокации в ордовик-силурийских отложениях, отделенных от верхнекембрийских в большинстве мест разломами, представляют собой сочетание гребневидных антиклиналей и просто построенных открытых синклиналей, часто сундучных (рис. 66). Гребневидные антиклинали обычно образуются вблизи разломов, разбивающих структуру на ряд клиньев и разновеликих блоков. В пределах последних местами наблюдаются моноклинали с крутыми (до 60—70°) залеганиями пластов. В единичных случаях прослеживаются линейные складки, близкие складкам в верхнекембрийских отложениях.

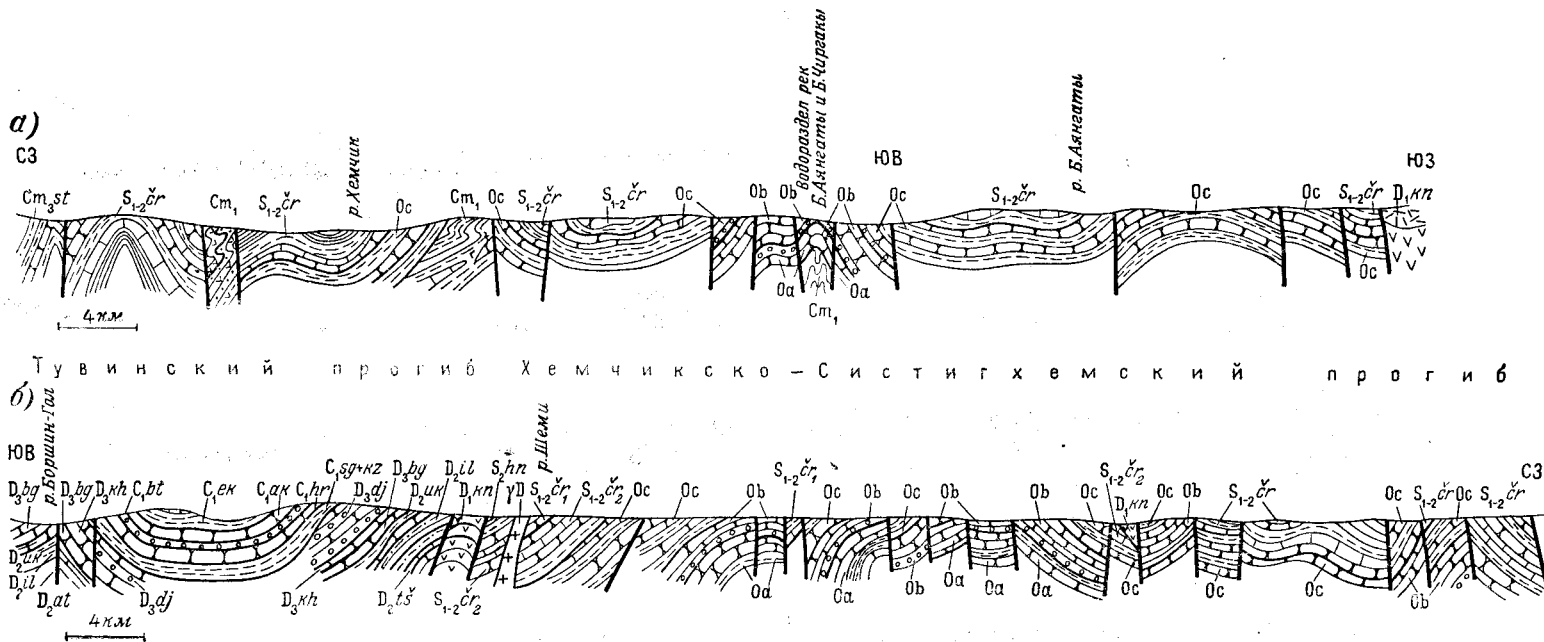


Рис. 66. Геологические разрезы Хемчико-Систигхемского и Тувинского прогибов: *а*) — в центральной части Хемчикской котловины (по В. А. Благоиравову), *б*) — в западной части Хемчикской котловины и хр. Западный Танну-Ола (по В. В. Волкову)

C₁ak — алевролиты, песчаники актальской свиты; *C₁ek* — песчаники, туффиты экноттугской свиты; *C₁hr* — алевролиты, песчаники хербесской свиты; *C₁sg+kz* — песчаники, алевролиты, известняки суглумской и кызылчиринской свит; *D₃dj* — песчаники, конгломераты джаргинской свиты; *D₃kh* — алевролиты, известняки кохайской свиты; *D₃bg* — песчаники, алевролиты берединской свиты; *D₂uk* — алевролиты, известняки илеумовской свиты; *D₂at* — алевролиты, песчаники атакшильской свиты; *D₂ts* — известняки таштыпской свиты; *D₁kn* — кислые эффузивы кендейской свиты; *S₁₋₂cr* — песчаники, алевролиты, известняки чергакской свиты; *S₁₋₂cr₂* — песчаники, алевролиты, известняки верхнечергакской подсвиты; *S₁₋₂cr₁* — песчаники, алевролиты нижнечергакской подсвиты; *Oc* — песчаники, алевролиты верхней подсвиты шемушдагской свиты; *Ob* — песчаники с конгломератами в основании средней подсвиты шемушдагской свиты; *Oa* — алевролиты, песчаники нижней подсвиты шемушдагской свиты; *Cm₁* — эффузивно-осадочный нижний кембрий; *Cm₃st* — метаморфизованные песчаники, алевролиты, сланцы сютхольской свиты

Простираение структур в этой части прогиба также отчетливо подчинено простирациям структур его фундамента. По северной окраине оно совпадает с северо-восточным и восток-северо-восточным простираением Куртушибинского антиклинория, от которого структуры прогиба на большей части площади отделены разломами. В удалении от антиклинория простираение структур прогиба становится субширотным, согласным с простираением структур салаирид, выступающих в ядрах горст-антиклиналей.

Отдельно надо остановиться на вышеупомянутой субширотной ветви Хемчикско-Систигхемского прогиба. Эта ветвь совпадает с линейной зоной салаирид, протягивающейся в междуречье Каа-Хема и Бий-Хема и приуроченной к Каахемскому глубинному разлому. Существенное значение для установления этой ветви имеет присутствие палеонтологически доказанных верхнекембрийских отложений в глубине области салаирид, в верховьях р. Дерзиг (таштыгхемская свита). Выходы этих пород, фиксируя периферическую часть внешнего геосинклинального прогиба, показывают как далеко он протягивался от Западно-Саянской геосинклинали в область салаирид Тувы. Формационный состав верхнекембрийских отложений в верховьях р. Дерзиг, где они образуют карбонатно-терригенную формацию, указывает, что здесь, в периферической части прогиба были «менее геосинклинальные» условия развития, чем в частях, непосредственно прилежащих к геосинклинали Западного Саяна, где разновозрастная формация зеленых песчаников тождественна или очень близка верхнекембрийской формации внутренних частей Западного Саяна. На то же указывают и некоторые отличительные черты формаций ордовика и силура, развитые в пределах этой ветви прогиба.

В юго-западной части прогиба, которой принадлежит обширная площадь Хемчикской котловины и ее окраин, фундаментом прогиба также являются структуры салаирид Тувы, образованные сланцево-вулканогенными толщами нижнего кембрия, включающими многочисленные мелкие тела гипербазитов. Эти структуры прослеживаются длинными узкими полосами вдоль широтных разломов, выступая в ядрах узких, протяженных гребневидных антиклиналей.

Прогиб выполнен здесь только отложениями ордовика и силура. Верхнекембрийские породы отсутствуют, и на образования салаирид несогласно налагают непосредственно отложения ордовика, постепенно сменяющиеся силурийскими отложениями. Породы силура несогласно перекрыты эффузивными толщами нижнего девона, относящимися уже к структуре межгорного прогиба. Таким образом, юго-западная часть Хемчикско-Систигхемского прогиба была образована позже, чем северо-восточная и средняя его части. Общая мощность ордовикских и силурийских отложений достигает 8—9 км в центральной части прогиба, уменьшаясь к периферии его; в том же направлении на нижнекембрийские породы фундамента последовательно налагают все более высокие горизонты ордовика. В формационном отношении отложения ордовика представлены красноцветной и пестроцветной молассой, отложения силура образуют карбонатно-терригенную и красноцветную молассовую формации.

Структурные формы юго-западной части Хемчикско-Систигхемского прогиба, как и других его частей, в значительной мере определяются разрывными нарушениями. Среди них здесь наибольшее значение имеет система широтных разломов. Эти разломы косо ориентированы в отношении Саяно-Тувинского глубинного разлома, ограничивающего прогиб с северо-запада, и соотношения их с последними, как говорилось при описании Куртушибинского антиклинория, указывают на весьма раннее

время их заложения. По-видимому, эти разломы, определяющие структурные формы прогиба, отражают и структуру его фундамента, выражая тем самым унаследованный характер структур прогиба. Среди последних наблюдаются хорошо выраженные гребневидные антиклинали, разделяющие участки развития открытых синклиналей и довольно крупное изометричное поднятие.

Гребневидные антиклинали наиболее распространены в северной части прогиба. Они, как правило, приурочены к вышеупомянутым широтным разломам. В ядрах их часто выступают структуры фундамента, относящиеся к линейным зонам салаирид. Эти антиклинали протягиваются на расстояния 50—70 км, при ширине 3—4, реже 5—6 км. Залегание слоев в крыльях достигает 60—70°.

Изометричное поднятие приурочено к центральной части прогиба (среднее течение рек Чиргакы, Хондергей), где мощности выполняющих его отложений максимальны и разрез их наиболее полон. Выходы фундамента здесь неизвестны, но имея в виду преемственность структур прогиба, можно предполагать, что изометричное поднятие наследует изометричную блоковую зону салаирид. Это поднятие имеет несколько вытянутую в широтном направлении форму. Системой разрывных нарушений оно разбито на мозаику мелких блоков.

Складки, заполняющие пространство между гребневидными антиклиналями и окружающие изометричное поднятие, являются в большинстве случаев простыми открытыми синклиналями, часто типа сундучных. Однако наблюдаются и довольно узкие протяженные симметричные синклинали с падением слоев в крыльях до 50—60°. Некоторые из таких синклиналей, по данным В. А. Благодирова, вытянуты в широтном направлении на расстояния до 40—50 км.

Рассмотрение отдельных частей Хемчикско-Систигхемского прогиба показывает, что он характеризуется некоторыми чертами, не свойственными другим палеозойским прогибам рассматриваемой территории. В числе их надо отметить: развитие здесь отложений (верхний кембрий, ордовик), отсутствующих в других прогибах, образованных в области салаирид; наличие формационного ряда с чертами как орогенных, так и геосинклинальных формаций; сочетание структурных форм, свойственных как геосинклинальным комплексам, так и комплексам межгорных впадин. К числу структурных особенностей, характеризующих прогиб, следует отнести: более простые структурные формы в сравнении со структурами основания; зависимость структур прогиба от структур основания, подчиненность первых вторым; большую роль блоковых движений фундамента в формировании структур прогиба.

Из вышесказанного видно, что заложение прогиба было разновозрастным в разных его частях, также в разное время происходило в его пределах и образование межгорных впадин. Раньше всего прогиб заложился в северо-восточной своей части, раньше других мест (в ордовике) здесь образовалась и межгорная впадина. Каких-либо четких границ между вышерассмотренными участками прогиба провести нельзя: они связаны постепенными переходами.

ТОДЖИНСКАЯ МЕЖГОРНАЯ ВПАДИНА

Тоджинской впадине* принадлежит обширная территория в бассейне большой петли р. Бий-Хем. Очертания впадины изометричные, а преобладающие простирания ее структур — северо-западные, насле-

* Очертания Тоджинской межгорной впадины и орографически выраженной Тоджинской котловины не равнозначны. Впадина занимает только западную часть этой котловины и в значительной мере распространяется далее на запад, за ее пределы.

дующие простирание структур северо-восточной части Хемчикско-Систигхемского прогиба. Последние являются основанием впадины в ее северо-западной части, и Тоджинская впадина здесь, таким образом, является унаследованной структурой. В юго-восточной части впадина наложена на структуры Хамсаринской блоковой зоны салаирид. С юга впадина ограничена системой разломов хр. Таскыл, протягивающихся на запад северней Ожинского интрузивного массива. Группа этих разрывных нарушений относится к системе Азасского глубинного разлома. В юго-западной части структуры Тоджинской впадины постепенно переходят в структуры Тувинского межгорного прогиба (Уюкская впадина). От структур, относящихся к Хемчикско-Систигхемскому прогибу (верхнекембрийских), структуры Тоджинской впадины в большинстве мест отделены разломами.

По времени заложения (в ордовике) Тоджинская впадина является самой древней межгорной впадиной на востоке Алтае-Саянской складчатой области. В ее строении принимают участие породы ордовика, силура, девона и нижнего карбона. Ордовикские отложения, образующие здесь типичную красноцветную молассу, содержат пласты кислых эффузивов и их туфов. По восточной и юго-восточной периферии впадины распространение исключительно грубообломочных пород фиксирует, по-видимому, границы ордовикского бассейна. Силурийские отложения Тоджинской впадины, образующие непрерывный разрез с ордовикскими, заметно отличаются от одновозрастных карбонатно-терригенных пород всех других районов Тувы. Они лишены ископаемой фауны и в большей своей части, по-видимому, являются континентальными образованиями (семибратинская, мынасская свиты). В формационном отношении их следует относить к молассе сероцветной и частично красноцветной. Девонские породы образуют две формации: нижнюю — порфиловую наземно-вулканогенную и верхнюю — красноцветную молассу. Нижняя, отвечающая по возрасту нижнему и низам среднего девона, несогласно залегает на силурийских, ордовикских и кембрийских породах. Верхняя, средне-верхнедевонская, лежит трансгрессивно на силурийских и нижнедевонских образованиях. При непосредственном наблюдении налегания этих отложений на ордовик-силурийские несогласие в основании обеих девонских формаций не улавливается, хотя следы перерыва видны; однако несогласие в их основании фиксируется последовательным налеганием девонских пород при движении к восточной периферии впадины на все более древние подстилающие отложения (Чудинов, 1962). Верхним членом формационного ряда Тоджинской впадины является терригенная формация нижнего карбона. Отложения этого возраста развиты только по северо-западной периферии впадины, вдоль Саяно-Тувинского разлома, где они лежат с небольшим несогласием на верхнедевонских породах. Общая мощность континентальных и эпиконтинентальных отложений, составляющих разрез Тоджинской впадины, достигает 10—11 км.

Распределение ордовик-силурийских и ниже-среднедевонских отложений в пределах Тоджинской впадины и изменение их мощностей показывает, что на протяжении этого времени зоны максимальных прогибаний и границы седиментации смещались в направлении с северо-запада на юго-восток.

Тектонические структуры прогиба обнаруживают большую зависимость от многочисленных разрывных нарушений и, вероятно, тесно связаны с движениями блоков его фундамента. Характер дислокаций одинаков и в ордовикских, и в девонских отложениях. Ю. В. Чудинов (1962) отмечает, что в целом для этих отложений характерно развитие положительных синклиналей обычно изометричных очертаний, достигающих раз-

мера 15—25 км по длинной оси при ширине 10—15 км. В пределах отдельных участков, ограниченных разломами, часто наблюдаются только фрагменты этих структур. Синклинали примыкают друг к другу по разломам, не разделяясь антиклиналями, которые здесь отсутствуют (рис. 67). Простираия крыльев синклинали обычно совпадают с простираием ограничивающих их разломов. В пределах отдельных блоков наблюдаются крупные моноклинали, не являющиеся частью какой-либо полной структуры. Характерны также довольно крупные флексуры, сменяющие участки пологого, почти горизонтального залегания пластов. Углы падения пластов, характеризующие вышеуказанные структурные элементы, варьируют в широких пределах: участки пологого залегания, с углами в 5—30° чередуются с участками крутого залегания слоев, до 50—90°, местами наблюдается и опрокинутое залегание (Чудинов, 1962). Крутые и опрокинутые залегания, как правило, приурочены к разломам.

Простираия структур Тоджинской впадины, как и простираия структур северо-восточной части Хемчикско-Систигхемского прогиба, отражают зависимость их простираий от фундамента. В северо-западной части впадины простираия как складчатых, так и разрывных структур северо-восточные, параллельные Куртушибинскому антиклинорию. В удалении от него на большей части впадины преобладают северо-западные простираия, такие же как в верхнекембрийских структурах Хемчикско-Систигхемского прогиба и в нижнекембрийских, образующих фундамент последнего.

ТУВИНСКИЙ МЕЖГОРНЫЙ ПРОГИБ

Как уже отмечалось, этой структуре принадлежат площади хр. Западный Танну-Ола, бассейна р. Элегест, площади верхнего течения р. Улуг-Хем, Уюкской котловины и часть площади в районе большой петли р. Бий-Хем. Прогиб в целом, как и Хемчикско-Систигхемский, протягивается в северо-восточном направлении. От последнего он в большинстве мест отделен системой разломов (Чазадыр-Карасугская зона разломов) и только на отдельных участках, по северо-западной окраине, накладывается на структуры Хемчикско-Систигхемского прогиба. Таким образом, фундаментом средне-верхнепалеозойского Тоджинского прогиба в его северо-западной части являются структуры нижне-среднепалеозойского Хемчикско-Систигхемского прогиба. Юго-восточная часть прогиба наложена на складчатое сооружение салаирид. В большинстве случаев и здесь прогиб ограничен серией разломов (Восточно-Таннуольская зона разломов). Общее простираие юго-восточного борта прогиба в одних местах совпадает с простираием структур салаирид или близко им, в других местах они пересекаются почти под прямым углом. Простираия частных структур прогиба и его салаирского фундамента обычно резко несогласны, тогда как в отношении Хемчикско-Систигхемского прогиба наблюдается согласованность и частных структур.

Тувинский межгорный прогиб выполнен отложениями силура, девона и карбона. Из них наибольшее распространение имеют девонские породы. Мезозойские отложения, известные в его пределах, относятся уже к структурам платформенного чехла эпипалеозойской платформы.

Выполняющие прогиб отложения в одних местах образуют мощные серии, лишенные сколько-нибудь значительных перерывов, в других местах они разделены перерывами, наблюдающимися на широких площадях. Наиболее существенными из этих перерывов, фиксирующими отдельные этапы формирования разных участков прогиба, являются

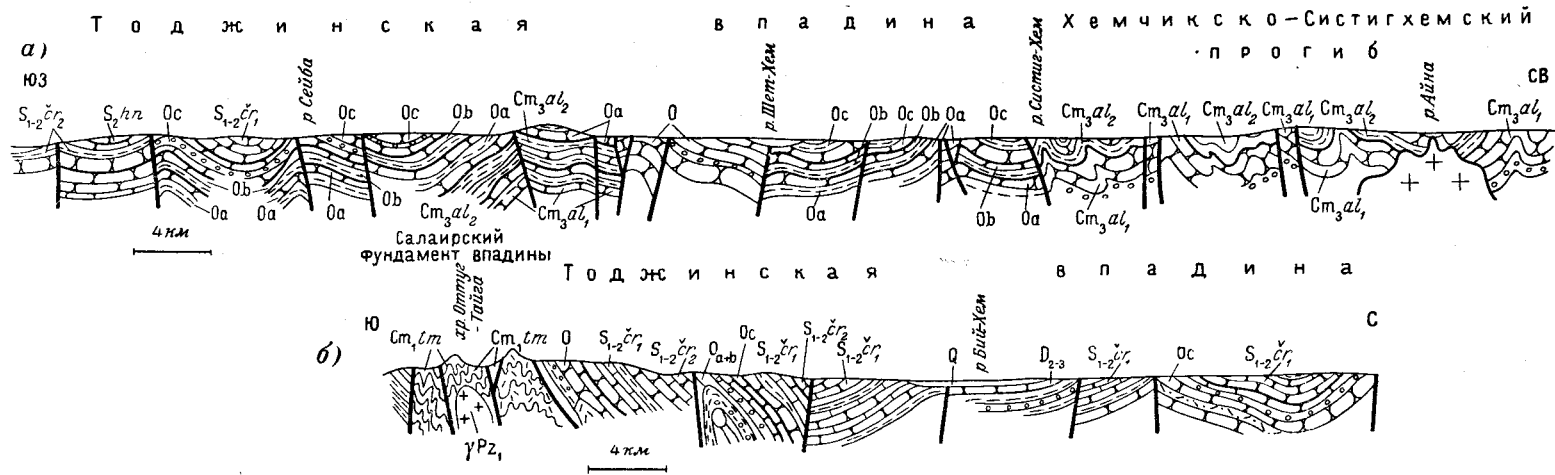


Рис. 67. Геологические разрезы Тоджинской впадины: а) в северной части впадины от верховий р. Сейба к верховьям р. Айна (по Н. Н. Хераскову), б) в южном борту впадины (по Ю. В. Чудинову)

D_{2-3} — песчаники, конгломераты; $D_{1-2} kz$ — эффузивы и туфы кызылбулакской серии; $S_2 hn$ — песчаники, алевролиты хондергейской свиты; $S_{1-2} cr_1$ — песчаники, алевролиты верхнечергакской подсвиты; $S_{1-2} cr_2$ — песчаники, алевролиты, известняки нижнечергакской подсвиты; Oc — песчаники, алевролиты верхней подсвиты шемущагской свиты; Ob — песчаники, алевролиты, конгломераты средней подсвиты шемущагской свиты; Oa — песчаники, алевролиты нижней подсвиты шемущагской свиты; $Cm_3 al_2$ — алевролиты, аргиллиты верхней подсвиты аласугской свиты; $Cm_3 al_1$ — песчаники, конгломераты нижней подсвиты аласугской свиты; $Cm_1 tp$ — эффузивно-осадочные породы тапсинской свиты, $Cm_1 tm$ — эффузивы туматгайгинской свиты, γPz_1 — гранитоиды таннуольского комплекса

два: предниждедевонский и предживетский. Последний в некоторых местах распространяется и на значительную часть живетского времени. В соответствии с этим, а также по ряду других признаков, в частности по формационному составу, отложения, выполняющие Тувинский межгорный прогиб, в общем образуют три структурных яруса: силурийский, ниже-среднедевонский (нижний девон и эйфель) и средне-верхнедевонский — верхнепалеозойский. Различие структурных форм в этих ярусах незначительно.

Силурийские отложения образуют пестроцветную молассовую формацию; местами замещающуюся карбонатно-терригенной. Нижнедевонские, а местами ниже-среднедевонские отложения относятся к порфировой наземно-вулканогенной формации. Средне-верхнедевонские отложения принадлежат в целом красноцветной молассовой формации, отдельные части которой в некоторых местах замещаются морской терригенно-карбонатной формацией. Нижнекаменноугольные отложения относятся к кремнисто-туфово-терригенной формации, а средне-верхнекаменноугольные отложения, известные на очень небольшой площади, принадлежат угленосной формации. Этот обобщенный формационный ряд, характерный для прогиба в целом, в отдельных его местах претерпевает некоторые изменения.

Всеми авторами, описывавшими Тувинский прогиб, он разделяется на несколько структурно-фациальных зон (Зайцев, 1954, 1957; Клитин, 1960; Унксов, 1961 и др.).

На основании различия разрезов средне-верхнепалеозойских отложений, главным образом девонских, включая изменение их состава, мощностей, наличие или отсутствие перерывов, а также по некоторым структурным признакам, в пределах Тувинского межгорного прогиба можно выделить три структурно-фациальные зоны: Западно-Таннуольскую, Улугхемскую и Уюкскую (рис. 68).

Западно-Таннуольская зона (хр. Западный Танну-Ола) отчетливо вытянута в северо-восточном направлении, с северо-запада и юго-востока она почти всюду ограничена разломами. На северо-востоке она сменяется образованиями Улугхемской зоны, граница с которой, проходящая по серии разрывов, подробно описана В. А. Унксовым (1961). На юго-западе образования Западно-Таннуольской зоны уходят на территорию Монголии.

Западно-Таннуольская зона является наиболее прогнутой частью Тувинского межгорного прогиба. Она характеризуется наиболее полным и мощным разрезом девона, суммарная мощность которого достигает 10 км. В центральной части ее, в полосе северо-восточного простирания, широко развиты каменноугольные отложения мощностью около 2 км. Только в этой зоне среди последних кое-где встречаются породы среднего — верхнего отделов карбона. Силурийские отложения в этой зоне распространены только на небольших участках и только по юго-восточному борту прогиба (р. Кадвой). Они имеют мощность около 2 км и по своему составу отличаются от силурийских пород Хемчикско-Систигхемского прогиба и одновозрастных отложений других зон Тувинского межгорного прогиба (см. главу «Стратиграфия» — кадвойский тип разреза). Силурийские отложения лежат резко несогласно на структурах салаирид и согласно перекрыты породами девона, в основании которого здесь располагаются красноцветные и пестроцветные терригенные отложения, сменяющиеся по разрезу наземными вулканогенными образованиями. Для пород девона, лежащих выше, характерно преобладание сероцветных и пестроцветных терригенных толщ.

Существенных перерывов и несогласий среди вышеуказанной серии отложений в Западно-Таннуольской зоне большинством исследователей

не отмечается. Однако В. А. Унксов (1961) по отсутствию на значительной части площади характерных морских карбонатных отложений эйфельского яруса устанавливает здесь поднятие и разрыв перед отложением осадков живетского яруса. Он указывает также на поднятие перед накоплением каменноугольных отложений.

В тектонической структуре Западно-Таннуольской зоны большую роль играют разрывные нарушения, которыми эта площадь разбита на множество разновеликих блоков. Разрывы в меньшей степени проявлены среди пород верхнего девона и карбона, потому в основном эти отложения и образуют более или менее целые структуры внутри отдельных блоков. Структуры, сложенные породами нижнего — среднего девона, в большинстве случаев прослеживаются лишь фрагментарно. Наиболее характерными складками в Западно-Таннуольской зоне являются брахисинклинали. Соотношения длинной и короткой осей обычно выражаются отношением 2 : 1 или 3 : 1. Складки, как правило, ориентированы согласно с общим, северо-восточным, простиранием прогиба. В то же время простирания и формы структур четко контролируются разрывами. В большинстве случаев синклинали симметричны, углы наклона крыльев 10—15—20°, но вблизи разломов они резко увеличиваются иногда до вертикальных. По северо-западному борту прогиба отчетливо наблюдается согласованность его структур со структурами Хемчикско-Систигхемского прогиба.

Улугхемская зона включает районы развития среднепалеозойских отложений в бассейне р. Элегест, по правобережью и левобережью Улуг-Хема (Верх. Енисей) в районе р. Баин-Гол, на территории прилегающей к оз. Хадын. На значительной части этой площади средневерхнепалеозойские структуры Тувинского прогиба перекрыты юрскими образованиями Улугхемского угленосного бассейна. Очертания Улугхемской зоны Тувинского прогиба изометричны. От структур фундамента и других зон прогиба рассматриваемая зона отделяется системой разрывных нарушений.

Тувинский прогиб здесь также выполнен отложениями силура, девона и карбона (рис. 69), однако строение разреза и состав пород силура и девона значительно отличается от таковых Западно-Таннуольской зоны. Всеми исследователями, изучавшими эту территорию, отмечается исключительное обилие в ее разрезе перерывов и несогласий, а также резкие колебания в мощностях отдельных свит и горизонтов. Н. С. Зайцевым (1955, 1957) указанные особенности в строении этой части прогиба справедливо связываются с поднятиями его фундамента, который в ряде мест выведен на поверхность (Шагонарское поднятие — А. И. Левенко, 1950; Центральное-Тувинское или Баингольское поднятие — Н. С. Зайцев, 1955; К. А. Клигин, 1960). Наиболее существенными перерывами для этой площади являются перерывы между силуром и девонем, перед живетским временем и в преднижекаменноугольное время. Продолжительность этих перерывов в разных местах была различной, а иногда на отдельных участках некоторые из них отсутствовали совсем. Например, в районе оз. Хадын силурийские отложения сменяются нижнедевонскими без перерыва. В то же время в некоторых местах (район Баин-Гола) живетские отложения залегают непосредственно на силуре, а нижекаменноугольные — на кембрии.

Общая мощность среднепалеозойских отложений здесь почти вдвое меньше, чем в Западно-Таннуольской зоне: мощность девонских отложений не превышает 5,5—6 км; мощность силура только в северной части зоны превышает 1,5 км, в большинстве же других мест она меньше 1 км. Силурийские отложения, распространенные довольно широко, отличаются обилием красноцветных пород и органогенных

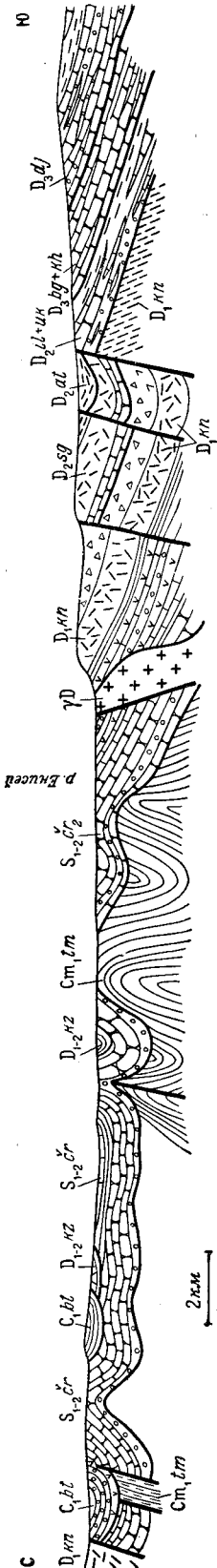


Рис. 69. Геологический разрез Улухемской зоны Тувинского межгорного прогиба (по К. А. Клитину, 1960)

C₁bl — алевролиты, песчаники байтайгинской свиты; *D₃dj* — конгломераты, песчаники, известняки, конгломераты, известняки берединской и кохайской свит; *D₂'uk* — песчаники, алевролиты, конгломераты илюмовской и уюкской свит; *D₂'at* — алевролиты, песчаники атакпильской свиты; *D₂'sg* — песчаники, алевролиты, порфириты, туфы сагинской свиты; *D₁'kz* — вулканогенные породы кызылбулакской серии; *D₁'mn* — кислые эффузивы кандейской свиты; *S₁₋₂'cr* — песчаники, алевролиты, известняки чергакской свиты; *S₁₋₂'kr* — вулканогенные породы туматтайгинской свиты; *γD* — граниты

известняков. Для разреза девонских отложений характерно четкое чередование грубокластических красноцветных и сравнительно тонкозернистых сероцветных толщ. Из разреза целиком выпадают морские карбонатные отложения эйфельского яруса.

Структурные формы в Улухемской зоне, особенно детально изученные К. А. Клитиным (1960), отчетливо связаны с блоковыми движениями фундамента прогиба. Последний здесь в структурном отношении по крайней мере в большей своей части принадлежит к блоковой изометричной зоне салаирид (Бурен-Ондумский). Наименее погружен он в районах, примыкающих к нижнему течению рек Байн-Гол и Эджим (правые притоки Верх. Енисея), где в ряде мест выступает на дневной поверхности.

Как и в других зонах, в структуре Улухемской зоны очень большую роль играют разрывные нарушения. В многочисленных блоках и клиньях, на которые разбита эта площадь, средне-верхнепалеозойские отложения образуют обычно различные по размерам, коробчатые и угловатые складки, иногда вытянутые, иногда изометричных очертаний. Реже наблюдаются плавные складки, среди которых преобладают брахиформные. Последние более свойственны верхнедевонским и каменноугольным породам. Другие чаще наблюдаются в силурийских и нижне-среднедевонских отложениях. Нередко однообразные или близкоразновозрастные отложения в соседних блоках дислоцированы по-разному (рис. 70). В целом можно отметить, что формы складок упрощаются в более высоких горизонтах. Следует указать также, что несмотря на наличие структурных несогласий общие структуры обычно сложены породами силура и нижнего девона, среднего и верхнего девона; породы карбона образуют в ряде мест крупные открытые пологие синклинали, накладывающиеся на размытые структуры среднего палеозоя так, что угловые несогласия между девонем и нижним карбоном иногда достигают 90° (Унксов, 1961).

Для структур всех форм и всех уровней характерны пологие залегания слоев (5—10—20°) в удалении от разрывных нарушений и резкий переход к крутым часто до вертикальных вблизи разрывов. Довольно широко распространены флексуры, наблюдающиеся преимущественно в нижних

толщах разреза. Таких выдержанных простираций, как в Западно-Таннуольской зоне, здесь не наблюдается. Простираения складок определяются направлением разломов, имеющих преимущественно северо-западное и северо-восточное направления.

Уюкская зона занимает площадь одноименной котловины, называемой также иногда Турано-Уюкской. В отличие от ранее описанных зон, среднепалеозойский прогиб в этой зоне большей своей частью расположен на структурах ниже-среднепалеозойского Хемчикско-Систигхемского прогиба, а частично, по-видимому, на структурах салаирид, относящихся к линейным межблоковым зонам, и образован главным образом отложениями девона, а также нижнего карбона. Ограниченно

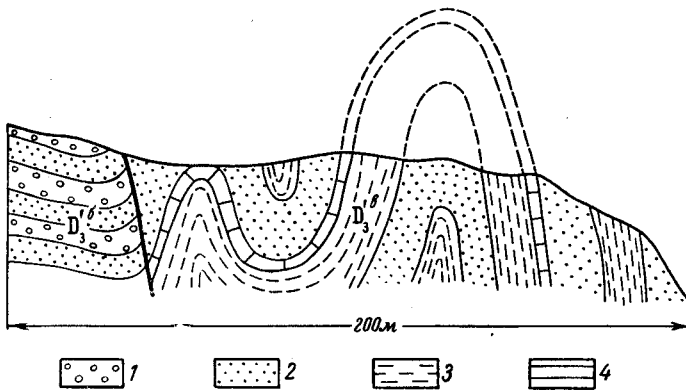


Рис. 70. Различные складки в породах кохайской и джаргинской свит смежных блоков (по К. А. Клитину, 1960)

1 — красноцветные конгломераты, 2 — красно-бурые песчаники и алевролиты, 3 — аргиллиты, 4 — известняки

распространенные в Уюкской котловине силурийские отложения, тесно связанные с ордовикскими, относятся к структурам Хемчикско-Систигхемского прогиба.

Девонские отложения лежат на силурийских несогласно. Живетские и верхнедевонские отложения представлены здесь, как и в Улугхемской зоне, красноцветными и сероцветными породами, отличающимися только большей известковистостью и большей мощностью. Залегают они несогласно на мощной вулканогенно-осадочной толще нижнего девона и эйфеля (кызылбулакская серия), замещающей здесь ряд осадочных и вулканогенных свит, распространенных в других зонах прогиба и имеющих в целом тот же возрастной интервал. Нижнекаменноугольные отложения, распространенные только в южной части зоны, лежат несогласно на разных свитах девона. Общая мощность среднепалеозойских отложений прогиба в Уюкской зоне достигает 8 км. Наиболее широко распространены по площади породы эффузивно-осадочной кызылбулакской серии, имеющей мощность более 3 км.

Структурные формы здесь также в значительной мере определены дизъюнктивной тектоникой; складки в среднепалеозойских отложениях обнаруживают явную связь с разломами и блоковыми движениями фундамента. Здесь также наблюдаются коробчатые и угловатые складки, но они обычно более вытянуты, чем в Улугхемской зоне. Чаше здесь можно видеть и плавные складки, в том числе и в породах нижней части разреза. В Уюкской зоне намечается большая выдержанность простираций структур, согласных с простираением структурных форм фундамента.

Как видно из вышесказанного, все три описанные зоны имеют в своем строении много общего, что и позволяет объединять их в единую структуру Тувинского межгорного прогиба. Это общее выражается: 1) в единстве или близости выполняющих их формаций горных пород, свойственных определенному этапу тектонического развития этой области; 2) в генетической однотипности структурных форм, связанных с дифференцированными движениями блоков фундамента.

Эти движения в основном и определили те различия, которые имеются между отдельными вышерассмотренными зонами. Наиболее отчетливо их влияние проявлено в Улугхемской зоне, где блоки фундамента оказались наиболее приподнятыми. Указанным поднятием прогиб по существу делится на две части — юго-западную и северо-восточную, что и было отмечено рядом исследователей (Зайцев, 1955, 1957; Левенко, 1960). При желании, к северо-восточной части прогиба можно присоединить и Тоджинскую впадину, как это делают Н. С. Зайцев, А. И. Левенко, В. А. Унксов и другие, но тогда ее нужно рассматривать как наиболее рано заложившуюся часть прогиба и как развивавшуюся на этих ранних этапах в условиях, отличных от остальной части прогиба (исключительно континентальные образования силура и частично ордовика). Поэтому-то эта впадина и выделяется нами в качестве самостоятельного структурного элемента.

НАЛОЖЕННЫЕ ВПАДИНЫ, МУЛЬДЫ И ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ

Помимо вышеописанных крупных структур, являющихся в значительной мере унаследованными, в разных местах территории Тувы имеются менее значительные структуры типа межгорных впадин. В отличие от предыдущих они являются типично наложенными, располагаясь резко несогласно на складчатых сооружениях различного возраста.

Группа таких структур наблюдается по западной окраине салаирского складчатого сооружения Восточной Тувы. Протягиваясь в субмеридиональном направлении, они как бы окаймляют восточные ограничения Тувинского прогиба и Тоджинской впадины, будучи обязаны своим возникновением, вероятно, тем же процессам, которые наиболее интенсивно проявились в последних. К числу этих структур относятся Самагалтайский грабен, Балгазикская мульда, Бельбейский грабен, сюда же можно отнести обширную впадину в районе пос. Тора-Хем (Торахемская впадина), являющуюся краевой частью Тоджинской впадины, а также грабены, расположенные к северу от нее. Такого же типа структуры наложены на каледонское складчатое сооружение Западного Саяна. В числе их находится Усинская грабен-синклиналь, расположенная за пределами Тувы, а в ее пределах, находящийся на простирации последней, Чулаксинский грабен и расположенный южнее Хонделенский грабен. Кроме перечисленных имеется еще несколько более мелких структур того же типа и такого же строения, некоторые из них наложены на структуры Хемчикско-Систигхемского прогиба.

Для всех этих впадин характерны сокращенные разрезы среднепалеозойских отложений с выпадением из разреза отдельных свит и толщ. Наиболее распространенными являются эффузивные толщи нижнего девона или эффузивно-осадочные нижнего — среднего девона.

Для впадин Восточной Тувы (Самагалтайской, Балгазинской и др.) характерно отсутствие осадочных толщ среднего девона. На нижнеили нижне-среднедевонские эффузивные породы здесь трансгрессивно налегают преимущественно грубообломочные, существенно красноцветные отложения верхнего девона. Силурийские отложения в этой группе впадин присутствуют только в Самагалтайском грабене, по-видимому,

образовавшемся раньше других впадин. Резко несогласно лежащие на структурах салаирид красноцветные силурийские отложения здесь согласно и постепенно сменяются красноцветными же нижнедевонскими породами (самагалтайская свита). Имея в виду, что точно такое же строение этой части разреза характерно для юго-восточной окраины Тувинского прогиба (Кадвой, Хадын), можно думать, что Самагалтайская впадина в силуре и нижнем девоне являлась окраинной частью последнего. Во всех остальных впадинах этой группы разрез начинается эффузивными или эффузивно-осадочными образованиями нижнего девона, лежащими резко несогласно на породах салаирского фундамента.

В Западно-Саянской группе впадин (Усинская, Чулаксинская и др.), не относящихся к категории остаточных силурийских прогибов, о которых говорилось выше, разрез начинается обычно пестроцветными обломочными толщами силура, на которых несогласно лежат эффузивные и эффузивно-осадочные породы нижнего или нижнего — среднего девона, в свою очередь несогласно перекрытые красноцветами верхнего или нерасчлененного среднего — верхнего девона. Исключение представляют впадины в бассейне рек Хонделен и Куже. Здесь отсутствуют отложения силура и верхнего девона. Разрез представлен эффузивами нижнего девона, обломочными и морскими карбонатными отложениями эйфельского яруса.

Структурные формы в пределах всех этих впадин просты и сходны со структурами Тувинского прогиба, особенно его Улугхемской или Уюкской зон. Все впадины в большей своей части ограничены разломами. Впадины Восточной Тувы имеют изометричные очертания, Западно-Саянские впадины представляют собой грабены, вытянутые вдоль общей структуры Западного Саяна. Некоторые из них, например Чулаксинский грабен, протягиваются на расстоянии до 150 км при средней ширине 5—6 км. Разрывные нарушения играют большую роль и во внутреннем строении впадин, разбивая их на отдельные блоки и клинья. В пределах последних наблюдаются коробчатые и брахиформные складки. Залегание слоев в удалении от разрывов пологое, часто почти горизонтальное, вблизи разломов — крутое, нередко до вертикального и местами даже запрокинутого.

Следует еще раз отметить, что в Западном Саяне наряду с описанными типичными межгорными впадинами существуют и достаточно крупные прогибы, которые по многим признакам (ряды формаций, характер дислокаций и др.) не могут быть отнесены к категории межгорных впадин или прогибов. Выше (см. «Область силурийской складчатости») было показано, что развитие этих прогибов характеризует последние этапы собственно геосинклинального развития Западного Саяна, почему последний и относится к области каледонид.

ИНТРУЗИИ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВПАДИН И ПРОГИБОВ

Силурийские и нижне-среднедевонские отложения, выполняющие межгорные впадины, прорваны небольшими, резко дискордантными телами кислых и основных интрузивных пород. Первые относятся к буйбинскому комплексу в Западном Саяне и бреньскому и сютхольскому комплексам в Туве. Основные породы известны как торгалыкский комплекс Тувы. Имеются указания о перекрытии гранитоидов буйбинского комплекса отложениями верхнего девона.

Как правило, интрузии приурочены к зонам разломов и нередко образуют вытянутые тела вдоль них. Массивы гранитов, представленных чаще калиевыми порфиroidными разновидностями, являются обычно гипа-

биссальными и сопровождаются многочисленными жильными образованиями. Основные породы, представленные габбро и габбро-диабазами, ассоциируют с диорит-порфиритами и диоритами. Нередко в их сообществе находятся субщелочные и щелочные породы. Вся эта группа пород образует тела несравненно меньших размеров, чем тела гранитоидов.

Тела гранитоидов совершенно отсутствуют во внутренних частях Тувинского прогиба и Тоджинской впадины. Они распространены лишь на периферии их, а также в некоторых среднепалеозойских впадинах, окружающих Тувинский прогиб. Мелкие тела основных пород, напротив, приурочены к разломам во внутренних частях Тувинского прогиба и почти не проявлены в периферических областях.

Очевидно, обе группы интрузий связаны с орогенными движениями, выразившимися, в частности, в дифференциальных глыбовых перемещениях консолидированных палеозойских складчатых сооружений. Гранитоиды брельской интрузии, как указывалось выше, широко распространены и вне среднепалеозойских структур, будучи почти всегда приуроченными к зонам разломов. Особенно крупные массивы этой интрузии располагаются в зоне Восточно-Тувинского гранитоидного пояса, о чем тоже говорилось выше.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ЧЕХОЛ

В мезозое территория Тувы, как и всей Алтае-Саянской области, представляла собой, как отмечают все исследователи, молодую платформу. В юрский период в ее пределах возник ряд депрессий, выполненных угленосными отложениями. Позже, уже в кайнозое, блоковые перемещения, происходившие на фоне крупных сводовых поднятий, привели к возникновению горных хребтов и новых депрессий. К этому же времени относится образование покровов кайнозойских базальтов, особенно широко распространенных на северо-востоке Тувы.

Блоковые перемещения во многих случаях произошли в результате обновления разломов, существовавших уже на более ранних этапах развития территории, вплоть до нижнепалеозойских.

Наиболее крупная депрессия, выполненная юрскими осадками, располагается в Центральной Туве, в окрестностях г. Кызыла. Она известна как Улугхемский угленосный бассейн. В непосредственной близости к нему расположено еще несколько изолированных участков развития юрских угленосных отложений (Инитальский, Онкажинский, Актальский и др.). Вероятно, эти участки составляли одно целое с депрессией Улугхемского бассейна, которая, следовательно, имела значительно большие размеры, чем фиксируемые сейчас областью развития юрских пород. Вместе с тем в Западной Туве известны участки распространения юрских угленосных отложений, накопившихся, по-видимому, в самостоятельных небольших депрессиях (Чаданский, Саглинский участки и др.). Довольно значительная депрессия, выполненная теми же отложениями, была образована и в Восточной Туве (Серлигхемская котловина).

Депрессии Центральной и Западной Тувы возникли на месте средне-верхнепалеозойских прогибов, отдельные участки которых в мезозое вновь испытали погружения. Серлигхемская котловина образована в результате блоковых опусканий непосредственно в области салаирид, т. е. опусканий участка, претерпевшего консолидацию еще в конце кембрийского периода. Здесь грубообломочные породы юры мощностью до 1,4 км почти горизонтально лежат на размытой поверхности нижнепалеозойских гранитоидов (таннуольский комплекс). В Улугхемском

бассейне юрские угленосные отложения в большинстве случаев налегают на осадки нижнего карбона с видимым согласием или очень небольшим угловым несогласием (рис. 71). А. Л. Лосевым установлено, что наибольшие мощности и наиболее грубообломочный состав юрских отложений характерны для периферических частей Улугхемской котловины. Это обстоятельство он объясняет близостью источников сноса, полагая, что максимальные прогибания имели место в центральных участках котловины, выполненных более мелкообломочным материалом. Эти представления А. Л. Лосев подкрепляет данными о метаморфизме юрских углей в разных участках депрессии.

Дислокация отложений, выполняющих мезо-кайнозойские депрессии, целиком связаны с дифференцированными блоковыми движениями. Юрские породы на отдельных участках, удаленных от разломов, лежат иногда практически горизонтально. Обычно же они образуют крупные мульды с очень пологими залеганиями слоев ($5-10^\circ$) в тех частях крыльев, которые удалены от разломов. На участках, непосредственно примыкающих к разломам, наблюдаются крутые залегания, местами даже вертикальные.

Кайнозойские отложения в зонах разломов также оказываются довольно значительно дислоцированными. Например, Н. С. Зайцевым (1947) описаны очень интересные дислокации в неогеновых отложениях северного борта Убсунурской депрессии, где на них надвинуты порода палеозоя.

Подробней структуры, связанные с активизацией чехла эпипалеозойской платформы, описаны в главе «Геоморфология».

РАЗЛОМЫ

Исключительно большая роль разломов в формировании тектонической структуры Тувы, как и общей структуры всей Алтае-Саянской области, отмечается всеми исследователями. Очень много для выяснения роли разломов в структуре этого региона сделано В. А. Кузнецовым, который первым установил, что некоторые из них

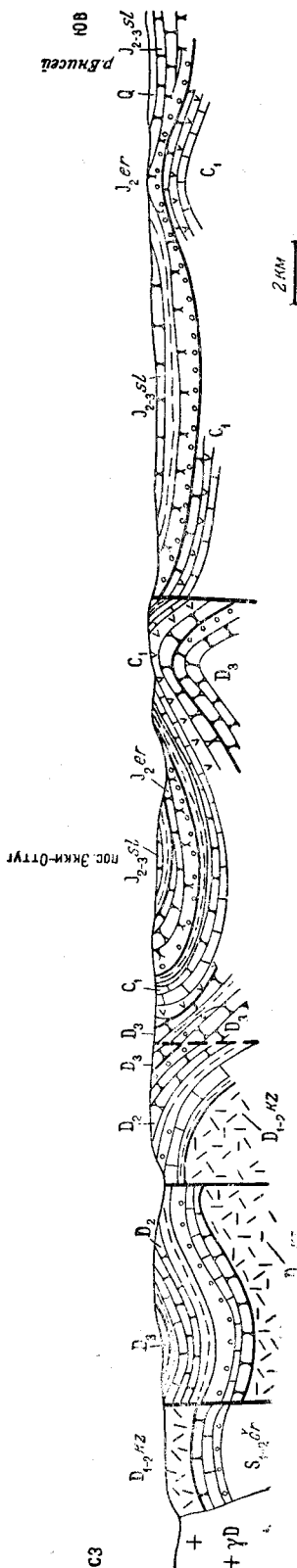


Рис. 71. Геологический разрез восточной части Тувинского межгорного прогиба и юрской мульды к западу от г. Кызыла (по В. Б. Агентову). Q — четвертичные отложения; I_{2-3sl} — алевролиты, песчаники, известняки, туффы; I_{2-3er} — алевролиты, конгломераты, туффы; C₁ — песчаники, алевролиты, конгломераты, известняки, кварцевые порфиры, туфы, песчаники кызылбулакской серии; S_{1-2er} — песчаники, алевролиты, конгломераты, известняки чергакской свиты; ?D — граниты, порфиры, гранодиориты брельского комплекса.

относятся к категории глубинных и показал ведущее значение разломов как структур, разделяющих области и зоны различного тектонического строения. Многими исследователями (В. И. Серпухов, Д. В. Вознесенский, В. Е. Кудрявцев, В. А. Унксов, В. А. Кузнецов, Г. В. Пинус и др.) была показана исключительно важная роль разломов как рудоконтролирующих структур. Однако следует признать, что и сейчас целенаправленное изучение этих структур в Туве произведено еще недостаточно. Остаются недостаточно выясненными вопросы о возрасте некоторых крупных разломов, их морфологии и иногда даже о их роли в общей структуре той или иной части территории.

В свете имеющихся сейчас материалов многочисленные разломы, наблюдаемые на территории Тувы, можно разделить на следующие группы: 1) разломы, разделяющие области разновозрастной складчатости; 2) разломы, разграничивающие (и определявшие) разные структурно-фациальные зоны в пределах областей разновозрастной складчатости; 3) разломы, ограничивающие отдельные крупные структуры в пределах различных структурно-фациальных зон; 4) разломы, осложняющие отдельные структуры и зоны.

Первые две группы, характеризующиеся большей глубиной заложения и исключительно длительным развитием, несомненно относятся к категории глубинных разломов. Различаясь по своей роли в формировании общей структуры рассматриваемой территории, а также по масштабам, а иногда и по морфологии, эти две группы разломов имеют вместе с тем много общих черт.

Различия заключаются в следующем. Первая группа разломов имеет обычно значительно большую протяженность: некоторые из разломов прослеживаются на расстояния во многие сотни километров. Вертикальные перемещения по этим разломам, разграничивающим обычно разновозрастные комплексы отложений, как правило, значительно большие, чем по разломам второй группы, по которым нередко граничат разновозрастные образования. Разломы первой группы отличаются большей линейностью и выдержанностью простираций, тогда как разломы второй группы нередко имеют изломанные контуры и меняющиеся простираания.

Общие черты заключаются прежде всего в том, что, как уже отмечалось, многие разломы как первой, так и второй группы, могут быть отнесены к категории глубинных. Об этом свидетельствуют, в частности, пояса гипербазитов, приуроченные к этим разломам. Кроме того, проявления и тех и других на протяжении нескольких этапов тектонического развития региона указывают на длительность их существования. Общим является и то, что в обоих случаях разломы не выражены какой-то одной поверхностью, а представляют собой сложную систему разрывов, полос интенсивного расщепления, катаклаза и милонитизации пород, зон, насыщенных вулканогенными образованиями, и т. д. Такие полосы и зоны, протягиваясь на сотни километров, имеют ширину иногда до нескольких десятков километров. Поэтому правильной в этих случаях говорить не о разломах, а о зонах разломов, которые сами по существу представляют собой определенные структурно-фациальные зоны.

Разломы, или зоны разломов, обеих групп на рассматриваемой территории имеют различное время заложения и разную длительность существования. При этом на разных сменяющих друг друга по времени этапах геологической истории некоторые разломы первой группы переходят в разломы второй, и наоборот, имеются примеры, когда разломы, разделяющие структурно-фациальные зоны, становятся разломами, разграничивающими области разновозрастной складчатости.

К первой группе, т. е. к разломам, разделяющим области разновозрастной складчатости (см. рис. 61), на территории Тувы относятся Восточно-Саянский и Сангиленский, отделяющие область байкалид от области салаирид; к этой же группе принадлежат Саяно-Тувинский и Кандатский (Северо-Саянский) разломы, являющиеся границами между структурами салаирид и каледонид.

Восточно-Саянский разлом в пределах Тувы прослеживается только в небольшой своей части. Зона разлома выражена серией разрывных нарушений, чаще типа крутых взбросов, мощной полосой милонитов, цепочкой интрузий, в том числе щелочных. Обращает внимание отсутствие в зоне этого разлома интрузий гипербазитов, так характерных для других глубинных разломов. Об амплитуде перемещений в зоне разлома можно судить по тому, что здесь приведены в соприкосновение средние члены разреза докембрия с нижнекембрийскими отложениями; очевидно, она составляет не менее 4—5 км. В восточном направлении, протягиваясь в область байкалид, разлом постепенно затухает. Из того, что разлом разграничивает области, характеризующиеся разными типами нижнекембрийских отложений, находящихся в разных соотношениях с образованиями докембрия, очевидно, вытекает то, что время заложения его относится еще к докембрию.

Сангиленский разлом, как зона сопряжения байкалид и салаирид, лучше выражен в своей юго-западной части, где он пространственно совпадает с Агардагской линейной зоной интенсивно рассланцованных нижнекембрийских пород, в значительной степени вулканогенных, включающих конкордантные тела гипербазитов. Эти образования представляют собой офиолитовый пояс. Восточней, где граница между байкалидами и салаиридами становится менее определенной, разлом представлен серией разрывных нарушений преимущественно типа взбросов, иногда переходящих в крутые надвиги. Время возникновения Сангиленского разлома, очевидно, близко времени заложения Восточно-Саянского разлома и относится, по-видимому, к концу докембрия.

Из разломов, разграничивающих салаириды и каледониды, почти полностью в пределах рассматриваемой площади находится Саяно-Тувинский разлом. Аналогичный ему Кандатский (Северо-Саянский) разлом оказывается на территории Тувы только ничтожной своей частью (восточной), сопрягаясь здесь с Саяно-Тувинским и Восточно-Саянским разломами и являясь на этом участке границей между разными структурно-фациальными зонами салаирид.

Саяно-Тувинский разлом (Кузнецов, 1946, 1954), отдельные части которого описывались под разными названиями (Кемчикский разлом — Кузнецов, 1948; Большой Тувинский разлом — Кудрявцев, 1949; и др.), является важнейшим структурным элементом на северной окраине Тувы. Он неоднократно описывался многими исследователями и особенно полно охарактеризован В. А. Кузнецовым (Кузнецов, 1952; Пинус, Кузнецов, Волохов, 1955). Зона этого глубинного разлома выражена серией сложно сочетающихся крупных и мелких разрывных нарушений; многократным и разнообразным проявлением магматизма, полосами интенсивного рассланцевания и метаморфизма пород, главным образом нижнекембрийских. Последние в этой полосе в значительной мере представлены кремнисто-сланцево-эффузивной формацией, вмещающей большое количество гипербазитовых тел разной величины, в том числе и весьма крупных (Куртушибинский пояс — Пинус, Кузнецов, Волохов, 1955). В целом полоса этих кембрийских образований представляет собой типичный офиолитовый пояс.

По наблюдениям Л. П. Зоненшайна (1963), разломы, представляющие собой взбросы и крутопадающие надвиги, всегда наклонены в северных румбах. Такой же наклон имеют, заключенные между этими разломами, изоклинальные складки нижнекембрийских пород и тела гипербазитов. Таким образом, наблюдается опрокидывание и некоторое надвигание всей структуры Саяно-Тувинского глубинного разлома на юг или юго-восток, в сторону Хемчикско-Систигхемского прогиба.

В. А. Кузнецов считает, что движения Западно-Саянской и Тувинской структур по зоне Саяно-Тувинского разлома имели место на протяжении всей геологической истории от времени заложения разлома до четвертичного включительно, с неоднократной переменой знака. Он выделяет девять рубежей, фиксирующих эти движения (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1955).

О времени заложения Саяно-Тувинского глубинного разлома существуют различные представления: В. А. Кузнецов (1950, 1955) определяет его не позже, чем среднекембрийское, считая, что крупные вертикальные движения блоков по зоне разлома имели место уже в раннем кембрии; Г. А. Кудрявцев (1949), Н. С. Зайцев и Н. В. Покровская (1950) время возникновения разлома относили к началу ордовика; Л. Н. Леонтьев (1956) предполагает его среднекембрийским; А. Н. Кен (1960) полагает, что время возникновения Саяно-Тувинского разлома является, скорее всего, верхнекембрийским. Сейчас мы располагаем следующими данными, могущими указать на время возникновения Саяно-Тувинского разлома. Нижнекембрийские отложения, представленные одинаковыми или очень близкими формациями, присутствуют по обе стороны разлома. При этом, как отмечает А. Н. Кен (1960), их структуры, протягиваясь из Тувинской зоны в Западно-Саянскую, секутся рассматриваемым разломом.

По формациям и характеру структур разновозрастных отложений, распространенных по обе стороны разлома, различие тектонического режима на соответствующих площадях отчетливо устанавливается только с начала ордовика. Однако и в верхнем кембрии, когда территория современного Куртушибинского антиклинория уже выступала в качестве поднятия, на котором верхнекембрийские осадки не накапливались или были маломощными, осадки, отлагавшиеся по обе стороны разлома, уже несколько различались между собой.

Средне-верхнекембрийские отложения (амыльская, сютхольская и ишкнская свиты) известны только к северу и северо-западу от зоны Саяно-Тувинского разлома, т. е. только в пределах каледонской зоны Западного Саяна. К зоне разлома, как говорилось, приурочена интрузия гипербазитов, возраст которой определяется не моложе среднего кембрия. Таким образом, необходимо признать, что в среднем кембрии зона Саяно-Тувинского разлома уже существовала в качестве структуры, разграничивающей области с различным тектоническим режимом, до этого же эта структура могла существовать, по-видимому, только как единая структурно-фациальная зона одной и той же геосинклинали.

Разломы, четко выраженные, как разделяющие области разновозрастных складчатостей имеют два преобладающих направления простираний: северо-западное и северо-восточное. Системы разломов субмеридионального направления в области сопряжения байкалитид и салаирид на восточной окраине Тувы и в области сопряжения салаирид и каледонид на ее западной окраине не имеют четкого выражения, как структуры, разграничивающие области разновозрастных складчатостей. Сопряжение последних здесь более сложно и носит иной характер: наблюдается «вклинивание» более древних структур в область более молодых и интенсивная переработка отдельных участков уже консоли-

дированной древней структуры движениями, происходящими в соседней, более молодой, области. При этом особенно широко развиты в этих областях сопряжений интрузии гранитоидов, часто гнейсовидных. Такой характер сопряжения наблюдается при смене байкалид салаиридами и смене последних каледонидами на участках, где структуры первых и вторых имеют почти перпендикулярные друг другу простирания. По-видимому, это представляет определенную закономерность.

Из числа глубинных разломов второй группы, т. е. разломов, разделяющих структурно-фациальные зоны, возникающие на определенных этапах развития области разновозрастной складчатости, необходимо указать прежде всего на разломы, с которыми связано возникновение линейных межблоковых зон в кембрийской (салаирской) геосинклинали Тувы. В значительной мере они охарактеризованы выше, при описании этих зон в разделе о салаиридах (Каахемская, Азасская, Агардагская и другие зоны и соответствующие им разломы).

Следует только отметить, что они еще в большей степени, чем разломы первой группы, не характеризуются какой-то единой поверхностью, здесь еще в большей степени следует говорить не о разломах, а о зонах разломов, которые иногда достигают ширины 40—50 км. Здесь наблюдаются системы разновеликих и разновозрастных разрывных нарушений как типа взбросов, так и типа сбросов, указывающих на различный характер движений на разных этапах развития этих зон. Последним свойственны производные ультраосновной и основной магм, проявленные как в эффузивной, так и интрузивной формах (кембрийские спилиты, гипербазиты и т. д.). Породы в этих зонах, как правило, интенсивно рассланцованы и метаморфизованы значительней, чем разновозрастные породы вне их.

В период возникновения и на первом этапе существования этих разломов по ним не происходило значительных вертикальных перемещений, так что они могут, очевидно, рассматриваться в качестве «первичных геосинклинальных борозд» (Пейве, 1945). В последующем эти разломы проявлялись в качестве подвижных зон на разных этапах геологической истории Тувы. Зона Каахемского и Азасского разломов, например, являлась той областью, куда в верхнем кембрии и ордовике проникала ветвь Хемчикско-Систигхемского прогиба; подвижность области определила, по-видимому, возникновение здесь межгорных впадин в девоне. Наконец, с разломами этих зон связаны излияния базальтов в кайнозое. По многим из подобных разломов в послекембрийское время происходили значительные вертикальные перемещения.

Фиксируя проявление этих разломов уже в начале кембрия, интересно отметить, что, как говорилось выше, нижнекембрийские структуры, связанные с ними, секутся Саяно-Тувинским разломом (Жен, 1960), и, следовательно, разломы, определившие возникновение линейных межблоковых зон кембрийской геосинклинали, являются более древними, чем Саяно-Тувинский разлом.

К группе разломов, разделяющих структурно-фациальные зоны, относятся также системы разломов, возникшие на более поздних этапах геологической истории Тувы. К ним принадлежит система разломов, разграничивающих структуры Систигхемского и Тувинского прогибов (Чазадыр-Карасугский глубинный разлом, по Д. В. Вознесенскому и В. Е. Кудрявцеву), система разломов, отделяющих структуры последнего от складчатого основания салаирид (Улатай-Ховахсинский, по тем же авторам) и др. Время заложения этих разломов определяется временем обособления соответствующих структурно-фациальных зон, о чем говорилось выше. Дальнейшее же проявление большинства из них отмечается на протяжении всей последующей истории. Эти раз-

ломы не образуют таких протяженных и широких зон, как разломы линейных зон кембрия; часто они выражены узкими полосами различных тектонитов, поверхностями смещения и т. д. Некоторые из них сопровождаются интрузивными и связанными с ними гидротермальными образованиями.

Разломы, ограничивающие крупные структуры и осложняющие их внутреннее строение, не несут признаков глубинных. Одни из них, главным образом в древних комплексах, тесно связаны с пликативными дислокациями, являясь осложняющим элементом складчатых структур в процессе их формирования. Другие, главным образом в средне-верхнепалеозойских образованиях, определяют возникновение тех или других структурных форм. Наконец, третьи разбивают уже сформированные структуры как в продольном, так и в поперечном направлениях. Первая разновидность разломов характеризуется обычно меньшей протяженностью, небольшой амплитудой перемещения и согласованностью простираний со складчатой структурой; вторая — также не отличается большой протяженностью, обычно ограничивая отдельные изометричные блоки, вертикальные перемещения по ним обычно значительней; третья — имеет различную протяженность и амплитуду смещения от совсем ничтожных до весьма значительных.

Среди разрывных нарушений этой группы разными авторами описываются разломы как типа взбросов, так и сбросов. В некоторых местах отмечаются надвиговые перемещения с крутым наклоном поверхности надвига и небольшой (сотни метров, редко несколько километров) амплитудой горизонтального смещения.

В обширной опубликованной геологической литературе по Туве работы, посвященные специально истории ее геологического развития, составляют буквально единицы. Первой работой на эту тему является соответствующая глава в монографии З. А. Лебедевой (1939), однако сейчас содержание этой главы несомненно устарело. Основные черты геологической истории Тувы рассматриваются в краткой статье А. И. Левенко (1950); многие вопросы истории геологического развития Тувы освещены в нескольких работах В. А. Кузнецова (1948, 1954 и особенно 1952); основным этапам геологического развития Тувы посвящена небольшая глава в книге Л. Н. Леонтьева (1956).

Кроме этого, сведения о геологической истории отдельных эпох или периодов всей Тувы или отдельных частей ее можно найти в работах: В. П. Маслова (1949) — о нижнекембрийских отложениях некоторых районов Тувы; Г. В. Пинуса (1960) — об условиях образования вулканогенных толщ нижнего кембрия; А. В. Ильина (1958) — о докембрии юго-востока Тувы; Н. Н. Предтеченского (1960) — о палеогеографии девонского периода; А. И. Левенко (1960) — об условиях седиментации девонских отложений; Е. В. Владимирской (1959) — об обстановке накопления ордовикских и силурийских отложений Центральной и Западной Тувы.

Накопившиеся сейчас материалы позволяют более подробно, а в некоторых случаях и по-иному рассматривать историю геологического развития Тувы. Однако и в настоящем очерке сведения об истории развития разных частей этой территории или сведения, характеризующие разные этапы ее истории, не являются одинаково полными. Это связано либо со степенью изученности соответствующих образований, либо со степенью полноты их разрезов и распространенностью на территории Тувы.

Описание геологической истории дается по подразделениям общей геохронологической шкалы. Исключение делается только для докембрийского времени, так как принципы расчленения соответствующих отложений разными исследователями применяются разные и в настоящее время не представляется возможным достаточно обоснованно установить их принадлежность соответствующим группам и подгруппам. Поэтому геологическая история времени, отвечающего формированию докембрийских образований Тувы, рассматривается под общей рубрикой — докембрий.

ДОКЕМБРИИ

Докембрийская геологическая история Тувы может быть прослежена в основном только для ее восточной части, где отложения докембрия имеют значительное распространение.

По особенностям строения разрезов докембрийских отложений и по их соотношениям с кембрийскими выясняется, что геологическая история в докембрии была неодинаковой для разных районов Тувы. Будучи сходной для всей территории Восточной Тувы в одни отрезки геологического времени, она сильно различалась для разных районов в другие.

В докембрийское время намечается три крупных этапа геологического развития. Первый из них соответствует времени образования осадков гнейсового комплекса — тесхемской, мугурской и шутхулайской свит, ко второму — относится формирование мощного карбонатного комплекса (балыктыгхемская, чартысская, нарынская и айлыгская свиты) и, наконец, третий — отвечает концу докембрия и соответствует времени накопления сложного формационного комплекса харальской и охемской свит.

В первом этапе условия накопления отложений были, по-видимому, принципиально одинаковыми или близкими для всей территории Восточной Тувы. В это время в обширном, по-видимому, геосинклинальном бассейне происходила седиментация существенно терригенных отложений, преобразованных впоследствии в гнейсы и кристаллические сланцы. Для нагорья Сангилен А. В. Ильиным отмечено распространение более грубообломочных отложений в его южной части, из чего делается вывод о том, что источники сноса находились южнее современного нагорья Сангилен.

Время смены терригенных осадков карбонатными является очень заметным, повсеместно отчетливо проявленным рубежом в докембрийской истории Восточной Тувы и прилегающих районов Саян и Монголии. В нагорье Сангилен, по наблюдениям А. В. Ильина (1958), к этому времени приурочено формирование кремнистых богатых железом осадков. Накопление их в северо-западных районах Сангилен, по данным А. В. Ильина, происходило в условиях, когда области сноса были снивелированы, так как в слоях, перекрывающих железистые кварциты, терригенный материал практически отсутствует.

Характерной чертой последующей докембрийской истории восточных окраин Тувы и прилегающих к ним обширных площадей является необычайно широкое развитие карбонатных осадков, седиментация которых происходила в течение очень длительного времени. Местами толщи, состоящие на 90—95% из карбонатных пород, достигают мощности 8 км и даже больше. В одних местах (юго-восточные районы Сангилен) после образования нижнего терригенного комплекса на протяжении всей остальной докембрийской истории накапливались только карбонатные отложения (известняки, реже доломиты), в других (северо-восток Тувы, северные районы нагорья Сангилен) — карбонатное осадконакопление перемежалось с образованием терригенных и иногда вулканогенных отложений, однако и здесь в течение большого времени преобладало накопление карбонатных осадков. Только в позднем докембрии на северо-востоке Тувы оно сменилось образованием терригенных и вулканогенных отложений.

Начало длительного этапа карбонатного осадконакопления для значительной части территории Тувы и для прилегающих к ней площадей характеризовалась, по-видимому, очень однообразными условиями: в спокойной тектонической обстановке повсеместно происходила седиментация известковистых осадков, давших начало мощной толще (балыктыгхемская свита и ее аналоги) графитистых мраморов очень выдержанного состава и мощности (2,5—3 км). Карбонатные осадки, возможно, содержали органическое вещество (графит в мраморах).

После времени отложения известняков балыктыгхемской свиты отмечается дифференциация тектонических условий. В чартысской свите или ее аналоге — билинской — в одних местах преобладают карбонатные породы, в других они находятся в частом чередовании с терригенными и частично вулканогенными, в третьих (северо-восток Тувы — бассейн рек Билин, Тоймас) — резко преобладают первично терригенные и вулканогенные отложения. На северо-востоке Тувы, по наблюдениям Г. В. Махина, роль карбонатных пород в составе билинской свиты возрастает в направлении с юго-запада на северо-восток. В нагорье Сангилен, по данным А. В. Ильина, на юге чартысская свита сложена почти целиком мраморами, на севере в ее составе большое место занимают и терригенные отложения.

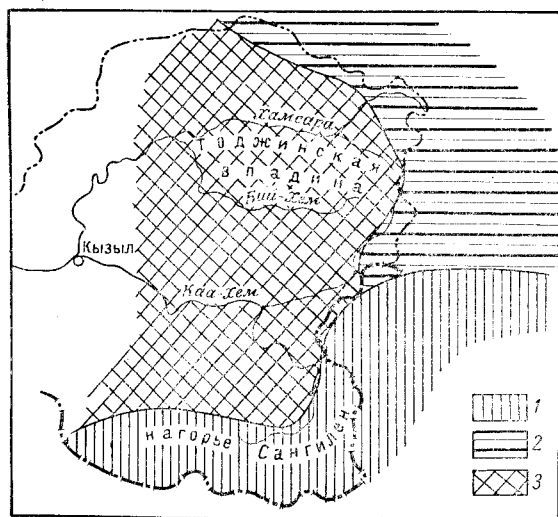


Рис. 72. Палеотектоническая схема позднего докембрия

1 — области непрерывного прогибания в докембрии с развитием в позднем докембрии карбонатной формации, 2 — то же, с развитием терригенно-карбонатной формации, 3 — область поднятий в середине докембрия и интенсивного опускания в позднем докембрии с развитием в последнем вулканогенно-терригенных формаций

Эта закономерная смена терригенных осадков карбонатными указывает, что в чартысское время была намечена область сноса в районах центральной части Восточной Тувы, в современном бассейне р. Каа-Хем, поднятие же в этом районе начало намечаться еще раньше, в конце времени накопления известняков балыктыгхемской свиты, в верхах которой по северной окраине Сангилен появляются прослойки первично терригенных пород (Ильин, 1958).

Указанное поднятие уже в балыктыгхемское время наметило различие в докембрийской истории разных участков территории Восточной Тувы. Это различие заключается в том, что одна часть этой территории, которой принадлежат окраинные участки Тувы (нагорье Сангилен, бассейн верховьев рек Бий-Хем и Кызыл-Хем, верховья правых притоков р. Хамсара), характеризуется непрерывным осадконакоплением, преимущественно карбонатным. В другой же части площади, принадлежащей центральному району Восточной Тувы (бассейн верховьев р. Каа-Хем и среднего течения р. Бий-Хем), осадконакопление прерывается в результате поднятий, происшедших на этой площади где-то в середине известного нам докембрийского периода ее истории. В связи с этим карбонатные отложения на этой площади распространены значительно меньше, чем в окраинных районах Восточной Тувы.

Еще более резкой была дифференциация тектонической обстановки в последний, позднедокембрийский этап истории (рис. 72). В этот момент различия между внутренними и окраинными частями Восточной Тувы становятся особенно отчетливыми.

По окраине Восточной Тувы продолжалось накопление преимущественно карбонатных осадков, происходившее в мелководном морском бассейне (косая слоистость, знаки ряби в известняках нарынской и айлыгской свит). К этому же времени относится появление сравнительно многочисленных водорослевых образований (*Osagia*).

Центральные районы Восточной Тувы, испытывавшие ранее поднятия, в позднем докембрии были, по-видимому, охвачены весьма энергичными опусканиями, которые сопровождались глубокими расколами субстрата, в связи с чем происходили мощные излияния основных лав, давших начало породам, наблюдаемым сейчас в виде ортосланцев харальской свиты. Со временем вулканическая деятельность постепенно уступила место накоплению терригенных отложений. В самом конце докембрия осадкообразование в этих районах характеризовалось преобладанием тонкообломочных терригенных и глинисто-известковистых отложений (охемская свита). Осадкообразованием указанного характера в какой-то мере в конце докембрия были захвачены и окраинные участки Восточной Тувы, а также частично и прилежащие к ним с востока площади.

Таким образом, в позднем докембрии на территории Восточной Тувы одновременно существовали две зоны с противоположными тенденциями геологического развития. Одна из них — восточная, окраинная — характеризовалась условиями, свойственными концу собственно геосинклинального этапа развития, в другой же, центральной, в это время осуществлялось заложение новой — Салаирской — геосинклинали.

Присутствие галек кислых интрузивных пород среди терригенных отложений верхов докембрия в центральных районах Восточной Тувы может свидетельствовать о докембрийских интрузиях, предшествовавших накоплению этих терригенных отложений. Вероятно, интрузивные проявления совпадают в этом случае со временем вышеуказанных поднятий. По-видимому, с этими интрузиями связаны тонкие сплошные инъекции гранитов в нижней части разреза докембрия, представленного различными гнейсами, мигматитами и кристаллическими сланцами.

Нижекембрийские отложения восточных окраин Восточной Тувы лежат на докембрии резко несогласно и представлены формациями (сархойская свита), отличными от типично геосинклинальных формаций (туматтайгинская свита) центральных районов Восточной Тувы, где последние образуют единый структурный комплекс с поздним докембрием. Промежуточный характер в сравнении с указанными имеют соотношения кембрия и докембрия в нагорье Сангилен.

Из всего вышесказанного можно сделать вывод, что докембрийские тектонические движения (байкальские), сформировавшие структуры байкалид, в центральных районах Восточной Тувы закончились раньше, чем на ее восточной окраине и в нагорье Сангилен. В центральных районах с харальского времени уже началось развитие салаирской геосинклинали, заложившейся на складчатом основании байкалид, тогда как на крайнем востоке и в нагорье Сангилен байкальские движения закончились только непосредственно перед кембрием. В нижнем кембрии на структурах байкалид в этих районах возникли прогибы, отличные от типично геосинклинальных прогибов внутренних районов Тувы.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРА КЕМБРИЙСКИЙ ПЕРИОД

Кембрийский период является важнейшим этапом в геологической истории Тувы. В нижекембрийскую эпоху почти на всей территории Тувы существовали геосинклинальные условия развития. В эпоху верх-

него кембрия произошло замыкание салаирской геосинклинали, возникшей еще в позднем докембрии и занимавшей большую часть территории Тувы. К этому времени относится формирование основных структурных элементов, во многом определивших ход дальнейшей геологической истории этой части Алтае-Саянской области.

В нижнекембрийскую эпоху, по-видимому, в локальных бассейнах, располагавшихся вблизи восточных окраин Тувы в пределах уже сформированных структур докембрия, накапливались вулканогенные и терригенные, в значительной части красноцветные отложения (сархойская свита). Области седиментации этих отложений частично захватывали восточные окраины Тувы.

На всей же остальной территории последней условия седиментации были иными и характеризовались одновременным существованием двух типов структурно-фациальных зон: в виде изометричных блоковых зон и в виде разделяющих их линейных зон. Существование и пространственное размещение этих зон было определено системой разломов. Заложение некоторых из них относится, по-видимому, еще к позднекембрийскому времени.

В нижнекембрийскую эпоху в восточной окраине салаирской геосинклинали, непосредственно примыкающей к зоне докембрийской (предкембрийской) складчатости, уже испытавшей некоторую консолидацию, происходило интенсивное раздробление и переработка краевых частей докембрийского складчатого сооружения. Расколы и связанные с ними зоны накопления преимущественно вулканогенных образований проникали в глубь этого сооружения, обуславливая регенерацию отдельных его участков (нижнекембрийские прогибы на Сангилене).

Развитие салаирской геосинклинали в удалении от докембрийских структур в значительной мере, по-видимому, определялось блоковыми движениями субстрата этой геосинклинали. Именно ими, очевидно, обусловлено пространственное положение изометричных блоковых зон и глубина проникновения разломов, определявших существование линейных межблоковых зон. Действием всех этих факторов, очевидно, и можно объяснить разнообразие фациального состава отложений, выполнявших отдельные участки и зоны геосинклинали, которая в целом характеризуется как типичная эвгеосинклиналь (рис. 73). В соответствующей главе уже говорилось, что для одних изометричных блоков характерно накопление типично осадочных отложений, для других — вулканогенных, представляющих собой сейчас различные типично геосинклинальные формации. Для линейных зон чрезвычайно характерны породы спилито-кератофирового ряда.

Следует отметить еще раз, что площадное распространение тех или иных типов формаций находится в зависимости от удаленности соответствующих частей геосинклинали от ее периферических частей, примыкающих к докембрийским структурам. Примером такой зависимости является накопление преимущественно терригенно-карбонатных отложений в прогибах, связанных с блоками, непосредственно примыкающими к докембрийским структурам, тогда как в прогибах, приуроченных к блокам, удаленным от этих структур, формировались различные вулканогенные образования. То же относится к линейным зонам, глубокие прогибы которых во внутренних частях геосинклинали выполнялись лавами, образовавшими породы спилито-кератофировой формации, а в участках, приближенных к докембрийским структурам, накапливались преимущественно терригенные отложения.

Почти для всех зон салаирской геосинклинали в целом в первую половину нижнекембрийской эпохи характерно преобладание накопления подводных вулканогенных отложений. Во вторую половину этой

эпохи почти во всех зонах накапливались преимущественно терригенно-карбонатные осадки. При этом терригенные осадки в значительной мере представляли собой продукт перемива предыдущих вулканогенных образований. Среди известняков в отдельных местах присутствуют обильные водоросли и археоциаты и, очевидно, часть известняков относится к рифогенным образованиям.

В геосинклинали Западного Саяна зона седиментации нижнекембрийской эпохи прослеживается в области современного Куртушибинского антиклинория. Тектонические условия в пределах ее, определив-

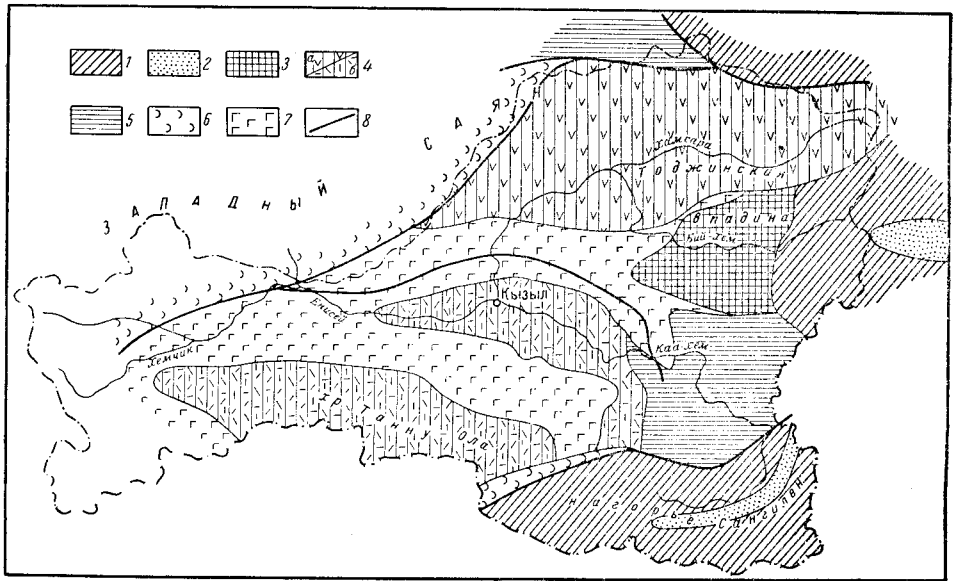


Рис. 73. Палеотектоническая схема нижнего кембрия

Складчатая зона байкалид. 1 — области поднятий, сложенные породами докембрия; 2 — нижнекембрийские прогибы внутри байкалид с развитием порфириевой, карбонатной, порфириновой и других формаций. Область салаирской геосинклинали. 3—5 — изометричные блоковые зоны (замедленных прогибаний): 3 — относительно приподнятые, 4 — относительно опущенные с интенсивным проявлением вулканизма и развитием формаций: а — зеленокаменно-порфириновой, б — порфирово-карбонатной; 5 — относительно опущенные со слабым проявлением вулканизма и развитием граувакковой, граувакково-карбонатной и карбонатной формаций. 6—7 — линейные межблоковые зоны (усиленных прогибаний и интенсивного вулканизма) с развитием формаций: б — зеленокаменно-сланцевой, 7 — спилито-кератофировой, 8 — глубинные разломы

шие характер отложений в этой зоне, по-видимому, были принципиально такими же, как в линейных зонах Тувинской геосинклинали. Следует только отметить большее развитие здесь кремнистых образований и почти полное отсутствие органогенных известняков. Несомненна связь этого прогиба, как и прогибов линейных зон Тувы, с глубинным разломом (или системой их), впоследствии отделяющим область салаирид от каледонской геосинклинали (Саяно-Тувинский разлом).

О среднекембрийской эпохе в районах Тувы, относившихся к салаирской геосинклинали, известно очень мало. Вулканогенно-осадочные породы достоверно среднекембрийского возраста известны только на очень небольшом участке в окрестностях г. Шагонара. Некоторые исследователи относят к среднему кембрию ограниченно распространенные преимущественно осадочные породы в хр. Восточный Танну-Ола. Среднекембрийское осадконакопление, по-видимому, непосредственно сменяло нижнекембрийское и происходило в тех же или близких структурно-фациальных условиях.

В Западном Саяне к среднему кембрию ряд исследователей (Зоненшайн, 1963) относит вулканогенно-осадочные отложения, незначительно распространенные в пределах осевых частей Куртушибинского антиклинория и более широко развитые на его склонах и во внутренних частях Западного Саяна. Формационный состав этих отложений и их соотношения с нижнекембрийскими указывают, что в области современных склонов антиклинория среднекембрийская седиментация непрерывно продолжала нижнекембрийскую. В области же осевых частей современного антиклинория в среднем кембри уже намечаются поднятия, определившие несколько иные условия осадконакопления. Во внутренних частях Западного Саяна с эпохи среднего кембрия начинается длительный этап непрерывного накопления мощной толщи терригенных отложений. Изменения фациального состава в общих чертах выразились в увеличении грубообломочного материала в одних местах, указывающих на близкие источники сноса, и в преобладании тонкообломочного — в других. Так же меняются и мощности соответствующих отложений. По указанным признакам в геосинклинали Западного Саяна устанавливается возникновение в среднекембрийскую эпоху ряда частных поднятий и прогибов, располагавшихся соответственно на месте современных антиклинориев и синклинориев.

Важным моментом в среднекембрийской истории рассматриваемой площади является внедрение интрузии гипербазитов, происшедшее, по-видимому, где-то в середине этой эпохи. Интрузия ультраосновной магмы в Тувинской геосинклинали проявилась исключительно в пределах вышеупомянутых линейных зон, связанных с глубинными разломами, что указывает на активность последних в это время. В Западном Саяне эта интрузия была также проявлена в зоне глубинного разлома (Саяно-Тувинского), где в начале среднего кембрия уже начали намечаться поднятия.

Очевидно, ко второй половине среднекембрийской эпохи относится общее поднятие большей части территории салаирской геосинклинали Тувы. Поднятия эти начались, по-видимому, в восточных и южных районах площади и постепенно захватывали северные и северо-западные районы, расположенные ближе к Западному Саяну. По-видимому, это время представляет собой очень важный этап геологической истории Тувы — этап складкообразовательных движений и внедрения громадных масс кислых интрузий, образовавших крупные батолитовые тела в восточной половине Тувы. Эта интрузивная деятельность, возможно, происходила достаточно продолжительное время, так как имеются указания как на предверхнекембрийский, так и на преддордовикский возраст некоторых крупных массивов гранитоидов. Становление их в этом случае было более ранним в южных и восточных районах и более поздним — в северных.

В верхнекембрийскую эпоху на большей части площади, занятой салаирской геосинклиналью, седиментации не происходило. Эта площадь уже пережила стадию собственно геосинклинального развития (доинверсионную) и после складчатости и внедрения больших интрузивных масс была достаточно консолидированной.

Начавшееся после довольно длительного перерыва накопление верхнекембрийских отложений осуществлялось в узком прогибе, протягивающемся вдоль поднятия современного Куртушибинского антиклинория, от которого этот прогиб отделялся Саяно-Тувинским разломом (рис. 74). С юго-востока он ограничивался другим разломом, возникшим параллельно первому. Следует заметить, что северо-восточная ориентировка этого трогового прогиба, параллельная структурам Западного Саяна, косо направлена к ориентировке прогибов (линейных зон),

существовавших в салаирской геосинклинали в нижнем и, вероятно, среднем кембрии.

Область верхнекембрийской седиментации захватила также участки к юго-востоку, за пределами этого узкого прогиба: верхнекембрийские отложения распространены в бассейне рек Систиг-Хем и Чаваш на северо-востоке Тувы и в бассейне верхнего течения р. Илг-Хем и Демирсух в Центральной Туве. Все эти участки, включая и узкий прогиб вдоль антиклинория, относились к единому бассейну седиментации. Образование этого бассейна было связано с вовлечением в прогибание

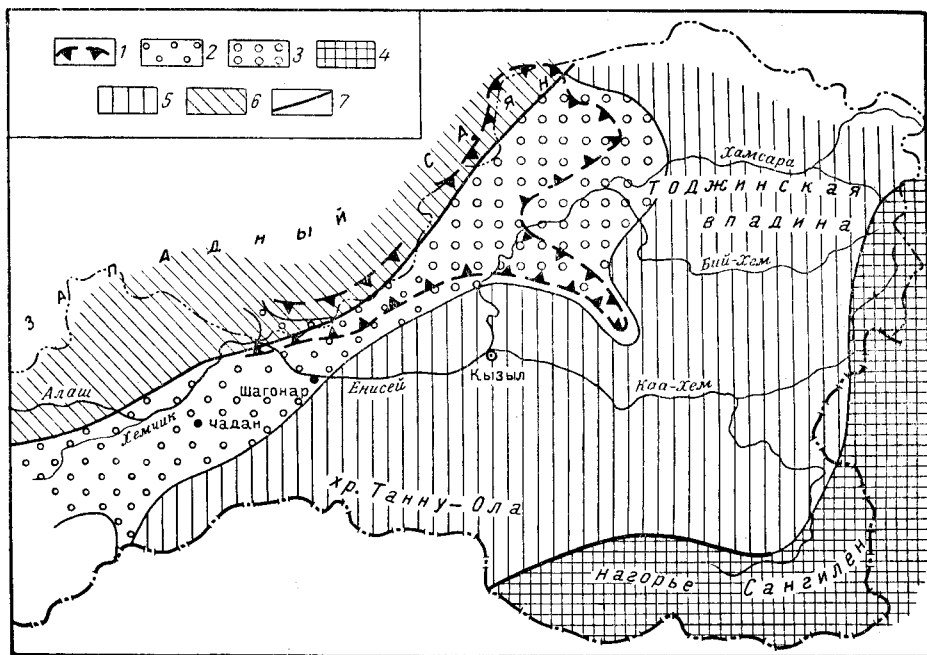


Рис. 74. Палеотектоническая схема верхнего кембрия и начала ордовика
 1—2 — Хемчикско-Систигхемский внешний геосинклиальный прогиб (1 — в верхнем кембрии, 2 — в ордовике); 3 — Тоджинская межгорная впадина (ордовикская); 4 — складчатые сооружения, сформировавшиеся в основном к началу кембрия (байкалиды); 5 — то же, к верхнему кембрию — ордовика (салаириды); 6 — внутренняя геосинклинал Западного Саяна; 7 — глубинные разломы

краевой части салаирских структур Тувы под влиянием опусканий в соседней Западно-Саянской геосинклинали, с которой верхнекембрийский прогиб Тувы обнаруживает тесную связь. В связи с этим этот прогиб может рассматриваться как внешний прогиб Западно-Саянской каледонской геосинклинали (Хемчикско-Систигхемский внешний геосинклиальный прогиб). Следует особо отметить, что в верхнекембрийские опускания не была вовлечена территория современного бассейна р. Хемчик, которая в это время выступала в качестве поднятия, возникшего, по-видимому, еще в конце предыдущей эпохи.

В Хемчикско-Систигхемском прогибе сначала происходила седиментация грубообломочных отложений полимиктового состава, а затем — более тонкообломочных того же состава. В характере напластования осадков иногда имела место ритмичность флишевого типа. Источниками обломочного материала в значительной мере являлись уже претерпевшие складчатость нижнекембрийские (и, вероятно, среднекембрийские) породы и подвергающиеся размыву среднекембрийские интрузии. Области сноса не были удаленными и располагались преиму-

щественно к югу, юго-востоку и востоку от верхнекембрийского бассейна, где салаирские структуры по крайней мере частично уже выступали, по-видимому, в виде горных поднятий. Областью сноса являлись также геосинклинальные поднятия в зоне современного Куртушибинского антиклинория. Фауна в этом верхнекембрийском бассейне отсутствовала или была исключительно бедной.

Наиболее удаленный к юго-востоку участок области накопления верхнекембрийских отложений располагался на площади верховьев современной р. Дерзиг. Здесь отлагались карбонатно-терригенные осадки, отличающиеся от терригенных отложений, накапливавшихся на остальной площади. Здесь также сначала отлагались грубообломочные осадки, которые позднее сменялись тонкообломочными терригенными осадками, ритмично чередующимися с известковистыми. Седиментация последних происходила в условиях, способствовавших образованию оолитовых известняков. Этот бассейн был более богат фауной — известняки содержат остатки трилобитов. Следует отметить, что здесь возникновение верхнекембрийского прогиба было связано с движениями в зоне Каахемского и Азасского глубинных разломов, которые ранее определяли существование соответствующих линейных зон салаирской геосинклинали.

Обширный и, по-видимому, более глубокий верхнекембрийский бассейн располагался и по другую сторону Саяно-Тувинского разлома и поднятия, существовавшего в это время на месте современного Куртушибинского антиклинория. В этом бассейне, относившемся к внутренней части геосинклинали Западного Саяна, продолжалось непрерывное осадконакопление со времени среднекембрийской эпохи. Оно происходило в условиях дифференцированных опусканий и относительных поднятий. Верхнекембрийские осадки, накапливавшиеся здесь, и условия их образования почти не отличались от таковых к юго-востоку от Саяно-Тувинского разлома. Несомненно, что эти бассейны соединялись между собой: отдельные участки разделяющего их поднятия, по-видимому, то выступали над уровнем моря, то погружались, и тогда в их пределах отлагались терригенные, обычно грубообломочные осадки значительно меньшей мощности, чем в удаленных частях бассейна.

В конце верхнекембрийской эпохи имели место новые крупные тектонические движения. Возможно, что в это время происходило окончательное становление некоторых массивов гранитоидов на северной окраине Тувы, с которыми могут быть связаны обильные кварцевые жилы, рассекающие верхнекембрийские отложения. С процессами верхнекембрийского тектогенеза, очевидно, был связан и метаморфизм (в общем сравнительно незначительный) продуктов седиментации этой эпохи, наложившийся на метаморфизм более ранних образований, в частности, нижнекембрийских.

ОРДОВИКСКИЙ ПЕРИОД

В результате тектонических движений конца верхнекембрийской эпохи произошло четкое обособление структур, возникших на месте салаирской геосинклинали Тувы и продолжавшей свое развитие каледонской геосинклинали Западного Саяна. Границей между ними явился Саяно-Тувинский разлом, ограничивавший с юго-востока антиклинальное поднятие, продолжавшее развиваться на месте современного Куртушибинского антиклинория. Развитие этого поднятия происходило путем приращения к нему все новых прибортовых частей Западно-Саянской геосинклинали. В последней, тем не менее, преобладали общие нисходящие движения, в которые после предордовикского пере-

рыва и складчатости вновь были вовлечены окраинные структуры Тувы. При этом ордовикский бассейн в Туве (к юго-востоку от Саяно-Тувинского разлома) занимал значительно большую площадь, чем верхнекембрийский. Помимо территории, которую занимал последний, он захватил новые площади к юго-востоку от нее. В ордовикский период в прогибание была вовлечена также и площадь современного бассейна р. Хемчик, не испытывавшая погружений с эпохи среднего кембрия.

Таким образом, в ордовикский период по сравнению с верхнекембрийской эпохой происходит сокращение седиментационного бассейна внутренних частей Западно-Саянской геосинклинали и расширение бассейна на площади Тувы к юго-востоку от Саяно-Тувинского разлома.

Опускания отдельных участков этого тувинского бассейна происходили, по-видимому, в результате движений по ранее существовавшим и вновь возникшим разломам. Характер образовавшихся при этом впадин и характер их связи с внутренним прогибом геосинклинали Западного Саяна, возможно, находился в зависимости от степени консолидации соответствующих участков.

Так, в районе среднего течения современной р. Бий-Хем ордовикская впадина частично возникла непосредственно на достаточно жестком фундаменте, образованном складчатými породами блоковой зоны нижнего кембрия, прорванными крупной среднекембрийской интрузией, частично же она наследовала верхнекембрийский прогиб, существовавший в то время на том же, вероятно, менее консолидированном основании. Формационный состав ордовикских отложений, особенно в совокупности с силурийскими (красноцветная моласса) свидетельствует о том, что эта впадина относилась к категории межгорных (Тоджинская впадина).

Исключительно грубообломочный плохо отсортированный и плохо окатанный состав отложений, распространенных по ее южной и юго-восточной окраинам и достигающих здесь мощности более 2 км, указывает на весьма энергичные движения и близость разрушающихся горных поднятий. Последние возникали, по-видимому, в результате глыбовых движений по зонам Азасского и Каахемского глубинных разломов, являвшихся южным ограничением Тоджинской межгорной впадины. Очевидно, с активностью этих разломов, а также с возникновением новых в пределах самой впадины связано появление во второй половине времени ордовикского осадконакопления кое-где прослоев кислых лав и пирокластов в терригенных осадках впадины. Последние в удалении от южной окраины впадины становятся несколько менее грубообломочными, но все же остаются грубыми, особенно в нижней и верхней половинах разреза. Только незначительная часть отложений в середине разреза представлена средне- и тонкообломочными сероцветными и красноцветными породами, содержащими обильные остатки ангарелл. По-видимому, только в это время здесь существовали морские (прибрежно-морские) условия осадконакопления. В остальное же время бассейн был субконтинентальным, изолированным, или почти изолированным от других седиментационных бассейнов общего ордовикского прогиба.

Ордовикский прогиб на площади современной Уюкской котловины и прилежащих к ней районов в значительной своей части наследовал верхнекембрийский прогиб, частично же он захватил и площади, не участвовавшие в последнем. Эти площади сложены складчатыми породами линейных зон нижнего кембрия и почти лишены среднекембрийских интрузий, аналогичное строение имеет и основание верхнекембрийского прогиба, который наследуется ордовикским.

В начальные стадии развития в уюкской части прогиба накапливались красноцветные грубообломочные отложения, в общем близкие отложениям Тоджинской впадины. Затем характер осадконакопления существенно изменился: стали отлагаться пестроцветные песчано-глинистые осадки, чередующиеся с карбонатными, содержащими остатки сравнительно разнообразной морской фауны. Морские же осадки в основном характеризуют и верхи ордовикского разреза. По всей вероятности, этот бассейн по крайней мере в течение определенного времени находился в тесной связи с бассейном внутренних частей Западно-Саянской геосинклинали.

Формационный состав отложений ордовикского периода (а также и силурийского), выполняющих этот прогиб, его связь с геосинклиналью Западного Саяна показывает, что в ордовике он развивался как внешний геосинклинальный прогиб (Хемчикско-Систигхемский).

Тому же внешнему Хемчикско-Систигхемскому прогибу принадлежал и бассейн в районе современной Хемчикской котловины и прилегающих к ней участков. Особенностью хемчикской части прогиба является то, что опускание началось здесь после более длительного перерыва и прогиб заложился первоначально в центральной части площади, в удалении от зоны Саяно-Тувинского разлома. В процессе дальнейшего развития прогиб захватывал все большие площади салаирских структур, относящихся здесь в основном к линейным зонам нижнего кембрия. Отложения, выполняющие прогиб, могут быть охарактеризованы в целом как морская пестроцветная моласса. Большее приближение этих отложений к орогенным формациям, нежели отложений Уюкской котловины, возможно, объясняется более длительным, чем в последней, перерывом в осадконакоплении, в результате чего в общем однородный фундамент здесь оказался более консолидированным.

Связь этой части Хемчикско-Систигхемского прогиба с внутренними частями Западно-Саянской геосинклинали, по-видимому, была не постоянной, но в общем продолжительной. В частности, на такую связь указывает наличие грубообломочных ордовикских пород, сохранившихся в Манчурекском прогибе на северном склоне Куртушибинского антиклинория. Несомненной и даже, может быть, более тесной была связь западной части Хемчикско-Систигхемского прогиба с ордовикским геосинклинальным прогибом Горного Алтая. Последняя выразилась, в частности, в том, что отдельные прогибы, где господствовали условия развития, характерные для внутренних частей геосинклинали, распространялись довольно далеко на восток (прогиб на месте Чингекатского выступа, прогиб на крайнем юго-западе). По-видимому, такое «вклинивание» прогибов геосинклинали Горного Алтая в структуру Тувы имело место еще в верхнем кембрии. Картина сочленения этих зон, по крайней мере в верхнекембрийскую эпоху, напоминает некоторые черты сочленения салаирской геосинклинали с докембрийскими структурами на востоке Тувы.

Об ордовикских тектонических движениях в пределах Хемчикско-Систигхемского прогиба свидетельствует изменение размеров и конфигурации его седиментационных бассейнов и изменение фаций и мощностей отложений в последних. Эти движения, в значительной степени связанные, по-видимому, с блоковыми движениями фундамента, обуславливали возникновение ряда частных прогибов и поднятий. Движения не были энергичными, в связи с чем и метаморфизм в ордовикских отложениях в типичном его виде почти не проявлен или проявлен слабо.

На территории Западно-Саянской геосинклинали, расположенной к северо-западу от Саяно-Тувинского разлома, ордовикский морской

бассейн несколько сократился по сравнению с верхнекембрийским. Бассейн этот был мелководен и беден фауной. В ордовикский период продолжалось разрастание краевого поднятия, возникшего в верхнем кембрии на месте современного Куртушибинского антиклинория. На противоположной стороне геосинклинали также путем вовлечения в поднятие прибортовых частей геосинклинали развивалась антиклиналь на месте Джебашского антиклинория. Площадь между этими поднятиями в целом испытывала погружение, и здесь, в морском бассейне, накапливался мощный комплекс преимущественно терригенных осадков. Характерной чертой ордовикского осадконакопления во внутренних частях Западно-Саянской геосинклинали является в общем ритмичный характер напластования флишевого типа.

Тектонические условия седиментации ордовикского периода не были спокойными. Выше уже говорилось о движениях в зоне Саяно-Тувинского разлома, в результате которых то возникала, то прерывалась связь бассейна Хемчикско-Систигхемского внешнего геосинклинального прогиба с бассейном внутренних частей Западно-Саянской геосинклинали. Тектонические движения в последних выражались в образовании здесь частных прогибов и поднятий, которые в ряде случаев разграничивались вновь образующимися разломами. В связи с последними накопление терригенных осадков в отдельных местах, преимущественно у поднятий, перемежалось с образованием эффузивов и их пирокластов. Лавы в отличие от вулканогенных образований Тоджинской впадины здесь имели основной и средний состав, а излияние их происходило под водой.

Образование тектонического рельефа имело ту закономерность, что частные поднятия возникали и развивались преимущественно в прибортовых частях геосинклинали, а прогибы в ее центральных участках. Последние характеризовались непрерывным продолжением верхнекембрийского осадконакопления ордовикским, большими мощностями ордовикских отложений и их тонкозернистостью. В зоне поднятий осадконакопление шло с перерывами, в том числе с перерывом перед отложением базальных горизонтов ордовикской серии отложений. Последняя характеризовалась преобладанием грубообломочных красноцветных осадков.

Тектонические процессы на территории, расположенной к северо-западу от Саяно-Тувинского разлома, были более энергичными, чем на площади Хемчикско-Систигхемского прогиба, поэтому разрезы ордовикских отложений здесь более изменчивы и в них, особенно в тонкообломочных разностях, в большей мере проявлен метаморфизм, хотя в целом он незначителен и в этой зоне.

СИЛУРИЙСКИЙ ПЕРИОД

Тектонические процессы силурийского периода, особенно второй его половины, являлись весьма важными в истории геологического развития рассматриваемой территории. Они обусловили замыкание геосинклинали Западного Саяна. В силуре осуществился переход этой территории из собственно геосинклинального этапа развития в орогенный. В конце силура закончил свое развитие Хемчикско-Систигхемский внешний прогиб. В силуре же на салаирском складчатом сооружении Тувы, кроме того, заложились еще несколько новых впадин, представляющих собой типичные наложенные структуры. Такие же впадины образовались в силурийский период и на некоторых каледонских структурах Западного Саяна, закончивших ранее других собственно геосинклинальный этап развития.

Отмирание собственно геосинклинальных условий развития в Западном Саяне характеризовалось существованием трех типов силурийских тектонических депрессий (Зоненшайн, 1963). Первый тип представлял собой прогибы, в которых сохранялись собственно геосинклинальные условия осадконакопления (Отуксугский и Ататахский прогибы). В центральных частях этих прогибов силурийское осадконакопление по существу непосредственно сменило ордовикское, может быть, отделяясь от него несущественным перерывом. В силуре здесь накапливались мощные толщи морских карбонатно-терригенных осадков. В направлении от центра этих прогибов к их бортам мощность отложений уменьшается и в их составе начинают все больше преобладать грубообломочные фации. Это указывает на то, что в период образования осадков эти прогибы являлись обособленными седиментационными бассейнами. Они располагались в зонах прогибания предшествовавших геологических эпох.

На частных, внутренних, поднятиях Западно-Саянской геосинклинали, возникших в предшествующее силурийскому периоду время, возник другой тип впадин. Эти впадины являлись наложенными (Узунсукская, Багазейская). Силурийское осадконакопление в них от предшествующего было отделено значительным перерывом: здесь силурийские осадки начали отлагаться значительно позже, чем в первом типе впадин. Состав их был преимущественно карбонатным (органогенные известняки), а мощности меньшими.

В области северных склонов Куртушибинского антиклинория в верхнесилурийскую эпоху образовались грабены, представляющие собой третий тип прогибов силурийского периода (Усинский и Чулаксинский грабены). Верхнесилурийские отложения, накапливавшиеся в этих грабенах, открыли новый цикл осадкообразования, продолжавшийся в девоне и карбоне. Они представлены типичной молассой и в совокупности с красноцветными вулканогенными и молассовыми образованиями девонского и каменноугольного возраста характеризуют орогенные условия развития выполняемых ими структур.

Таким образом, силурийский период в Западном Саяне характеризовался одновременным существованием участков, еще находящихся в стадии собственно геосинклинального развития (остаточные прогибы), и участков, уже вступивших в орогенный этап (межгорные впадины).

История развития территории собственно Тувинского региона (к юго-востоку от Саяно-Тувинского разлома) была более сложной и многообразной.

В Хемчикско-Систигхемском прогибе силурийское осадконакопление без всякого перерыва сменило ордовикское. Силурийский бассейн в начале периода занимал примерно ту же площадь, что и ордовикский, затем произошло его расширение и ко второй половине нижнесилурийской эпохи морские осадки (верхнечергакский горизонт) накапливались не только в пределах Хемчикско-Систигхемского прогиба, где они согласно сменяли ордовикские отложения, но и за пределами его, во вновь возникших прогибах, где они ложились резко несогласно на размытую поверхность различных ранее сформированных образований.

В верхнесилурийскую эпоху происходит сокращение площади бассейна и в одних участках осадкообразование прекращается, в других оно сохраняется (в отдельных остаточных прогибах), но носит иной характер, чем в эпоху нижнего силура.

В нижнесилурийскую эпоху и в начале верхнесилурийской (чергакское время) существовали некоторые различия условий осадконакопления в отдельных частях основного силурийского бассейна, занимавшего

территорию в Центральной и Западной Туве. Однако как показывают приведенные в главе «Стратиграфия» сведения о литолого-фациальных изменениях и изменениях мощностей отложений, различия эти не являлись существенными и в большинстве случаев смена одних условий другими осуществлялась постепенно как во времени, так и в пространстве.

Условия, существовавшие в бассейне Тоджинской межгорной впадины, который, по-видимому, был в значительной мере изолированным, существенно отличались от условий осадконакопления в основном бассейне. Здесь на протяжении всего силурийского периода накапливались красноцветные, преимущественно субконтинентальные и континентальные отложения.

Наибольшие опускания чергакского времени были свойственны площади Хемчикско-Систигхемского прогиба. В пределах последнего, максимальными они были в его юго-западной части, на площади современной Хемчикской котловины. В центральной части последней накапливались преимущественно песчано-глинистые, частью карбонатные осадки, образовавшие толщу большой мощности (до 2,5—3 км). Более приподнятой была северо-восточная часть Хемчикско-Систигхемского прогиба, включающая территорию современной Уюкской котловины. Здесь накапливались преимущественно красноцветные терригенные, а также карбонатные осадки, образовавшие менее мощную, чем на юго-западе толщу (до 1,5 км). Исключением являлся, вероятно, только узкий прогиб в зоне Каахемского и Азасского разломов, протягивавшийся к верховьям р. Дерзиг, где отлагались пестроцветные терригенные и карбонатные осадки, толща которых достигает мощности более 2 км. Существование глубокого узкого прогиба устанавливается также в районе современного нижнего течения р. Хемчик, бассейна р. Беделиг и нижнего течения р. Эйлиг-Хем, где накапливались преимущественно глинистые осадки.

В лландоверийский век (нижнечергакское время) в северном и южном направлениях от средних частей Хемчикской котловины мощности отложений нижнечергакской свиты уменьшаются, а терригенные осадки становятся более грубообломочными. Тем самым намечаются северный и южный склоны этой части Хемчикско-Систигхемского прогиба того времени. Относительные поднятия у северного борта, по-видимому, происходили в связи с движениями по древнему Саяно-Тувинскому разлому, а поднятия у южного борта определялись, вероятно, вновь возникшим Чазадыр-Карасукским разломом. Хребет Восточный Танну-Ола в это время выступал в качестве поднятия, очевидно, ограниченного разломами, заложившимися еще в нижнем кембрии.

Не исключена возможность, что в нижнечергакское время бассейн, располагавшийся на месте современных южных подножий хр. Западный Танну-Ола, не соединялся с основным силурийским бассейном Хемчикско-Систигхемского прогиба, а являлся самостоятельным. Возможно, здесь была окраинная часть другого бассейна, располагавшегося южнее, в пределах Монголии, указанием на это может служить развитие грубообломочных, преимущественно красноцветных отложений нижнечергакской подсвиты бассейна р. Кадвой, залегающих резко несогласно на породах нижнего кембрия. На такую возможность указывает и то, что у северных склонов хр. Западный Танну-Ола, в бассейне р. Хондергей, тоже известны грубообломочные породы нижнечергакской подсвиты, которые могут указывать положение южного борта нижнечергакского бассейна Хемчикско-Систигхемского прогиба.

В северо-восточной части Хемчикско-Систигхемского прогиба, включая и ветвь его, протягивающуюся в бассейн современной р. Дерзиг

в лландоверийский век отлагались преимущественно терригенные красноцветные осадки сравнительно небольшой мощности. Очевидно, в это время прогиб зоны Каахемского и Азасского разлома испытывал небольшие опускания и в нем накапливались отложения, в общем близкие отложениям, накапливавшимся в бассейне соседней Тоджинской межгорной впадины. Однако в последней отлагались, по-видимому, преимущественно континентальные осадки, непосредственно продолжавшие ордовикское осадконакопление, тогда как в прогибе зоны Каахемского разлома среди преобладания красноцветных осадков были и карбонатные с остатками морской фауны.

Венлокский век (верхнечергакское время) характеризуется значительным расширением силурийского бассейна, что, очевидно, было связано с опусканием новых участков салаирского складчатого сооружения. В значительной своей части эти опускания, по-видимому, были связаны с блоковыми движениями как по зонам древних разломов, так и по разломам, вновь возникшим.

Единый силурийский бассейн в венлокский век занимал, по-видимому, все пространство Западной и Центральной Тувы и проникал на отдельные участки западных районов Восточной Тувы (районы пос. Самагалтай, пос. Зубовка и др.). Состав осадков и их мощности в этих районах указывают, что прогибания здесь были меньшими, чем в тех местах, где силурийский бассейн существовал еще и в лландоверийский век.

Максимальные опускания по-прежнему происходили в юго-западной части Хемчикско-Систигхемского прогиба, где отлагались главным образом песчано-глинистые осадки, правда, в большей мере, чем раньше, перемежающиеся с карбонатными. Значительным было также прогибание венлокского времени в зоне Каахемского разлома, о чем свидетельствуют отложения этого возраста, сохранившиеся в верховьях современной р. Дерзиг и представленные пестроцветными и карбонатными морскими осадками, существенно отличающимися от одновозрастных осадков Тоджинской впадины.

Бассейн в пределах последней по-прежнему оставался изолированным, и в нем накапливались преимущественно субконтинентальные отложения.

В лудловский век прогибания сменились поднятиями, которые, очевидно, были также дифференцированными; ко второй половине лудловского века (хондергейское время) они привели к существенному сокращению силурийского бассейна. В указанное время только на ограниченной площади существовали внутриконтинентальные остаточные бассейны, представлявшие собой, по-видимому, несколько самостоятельных седиментационных ванн. Общим для осадконакопления в них было отложение преимущественно континентальных лагунных красноцветных осадков. Наибольшим был, по-видимому, бассейн в юго-западной части Хемчикско-Систигхемского прогиба, причем этот бассейн, очевидно, занимал и площадь современного хр. Западный Танну-Ола, включая и его южные склоны. В области последних бассейн сохранялся особенно долго, продолжая существовать и в раннедевонское время, когда поднятия самого конца силура осушили территорию современной Хемчикской котловины. Осадконакопление конца силура (хондергейского времени) непрерывно продолжалось в раннем девоне и в ряде других небольших остаточных бассейнов (Самагалтайская, Хадынская мульды, Хонделенский грабен и др.).

Остаточными являлись и небольшие внутриконтинентальные бассейны, сохранившиеся в самом конце силура кое-где в Тоджинской впадине.

Движения конца силурийского периода, с которыми были связаны вышеупомянутые поднятия, привели к полному замыканию Хемчикско-Систигхемского внешнего геосинклинального прогиба, так же как в Западном Саяне они привели к окончательному замыканию каледонской геосинклинали, с которой и было связано развитие этого прогиба. Дальнейшая геологическая история этой площади является историей развития здесь межгорного прогиба.

Время возникновения последнего относится к началу силурийского периода, когда в прогибе на месте современных южных предгорий хр. Танну-Ола начали накапливаться отложения чергакской свиты, лежащие здесь резко несогласно на структурах салаирид. Время формирования северного (северо-западного) борта прогиба относится к самому началу девонского периода, когда здесь, в районе современного северного склона хр. Танну-Ола, начали формироваться нижнедевонские вулканогенные толщи, лежащие с перерывом на верхнесилурийских отложениях Хемчикско-Систигхемского прогиба.

ДЕВОНСКИЙ ПЕРИОД

Девонский период на рассматриваемой территории был временем развития различных межгорных впадин и прогибов. Среди них были как унаследованные от предыдущих этапов геологической истории, так и вновь возникшие, наложенные на уже консолидированные древние структуры.

Отличительной чертой начала девонского периода, по-видимому, были движения по разломам как ранее существовавшим, так, в ряде мест, и вновь возникшим. В связи с этим широко были проявлены излияния и извержения лав различного состава, сопровождавшиеся пирокластами. Среди лав преобладали представители порфировой формации, однако в некоторых местах изливались лавы, принадлежащие к андезито-базальтовой формации. Дифференцированные движения, происходившие в основном по разломам, определили участки седиментации указанных вулканогенных образований.

В некоторых существовавших ранее впадинах в самом начале девонского периода продолжалось накопление красноцветных терригенных осадков, начавшееся еще в силуре (см. выше). Однако и здесь оно вскоре сменилось образованием вулканогенных толщ.

Более продолжительным в нижнедевонскую эпоху было накопление лагунных терригенно-карбонатных осадков во впадинах осевой части Тувинского межгорного прогиба. Здесь вулканогенные породы играли незначительную роль.

Образование вулканогенных отложений захватило площади большие, чем занимали силурийские бассейны, тем самым в девонский период территория, занятая межгорным прогибом, была расширена к востоку и северо-востоку.

Кроме того, возник ряд новых впадин: Балгазикская, Бельбейская, Торахемская и другие, где накапливались подобные же вулканогенные образования. Их накопление происходило и во многих наложенных впадинах Западного Саяна, причем некоторые из впадин возникли еще в силуре.

К началу среднедевонской эпохи интенсивная вулканическая деятельность постепенно затухает. В эйфельском веке образование вулканогенных толщ еще происходило, но почти исключительно по восточной и северо-восточной окраинам Тувинского прогиба и Тоджинской впадине, а также в некоторых грабенах Западного Саяна. На остальной территории устанавливается более спокойная тектоническая обстановка.

К концу эйфельского века значительные общие опускания охватили юго-западную часть Тувинского прогиба, где возник морской бассейн, очевидно, ингрессировавший сюда из Северо-Западной Монголии. В северо-восточных же районах Тувинского прогиба и во впадинах за его пределами осадконакопление происходило, по-видимому, в основном в озерных условиях. Близость или удаленность горных поднятий и масштаб их определяли характер терригенных, в основном красноцветных, осадков.

По данным одних исследователей, к эйфельскому веку, по данным других, к живетскому относится образование засоленных озерных водоемов на юго-западе Тувинского межгорного прогиба. В некоторых из них накопились значительные залежи каменной соли (Туз-Тар).

С живетского века особенно отчетливо проявились некоторые различия в развитии отдельных участков Тувинского прогиба, очевидно, связанные с различным характером блоковых движений его фундамента. Юго-западная часть прогиба на площади современного хр. Западный Танну-Ола испытывала довольно устойчивые опускания, обусловившие накопление здесь мощных толщ девонских, а затем и каменноугольных осадков, среди которых преобладали терригенные сероцветные и пестроцветные отложения. Центральные части прогиба в районах современного верхнего течения р. Енисей (Улуг-Хем) характеризовались частой сменой относительных поднятий и опусканий, дифференцированно проявившихся на отдельных участках этой площади. Этим были обусловлены частые перерывы в осадконакоплении, резкие изменения их мощностей и фаций. В северо-восточной части прогиба, в районах современной Уюкской котловины, а также и в Тоджинской впадине дифференциация движений была, по-видимому, менее резкой, однако и здесь осадконакопление прерывалось и мощности и фации терригенных, в основном красноцветных осадков были сильно изменчивыми. В этих районах, по-видимому, более значительными были горные поднятия, окружавшие и разделявшие отдельные пресноводные седиментационные бассейны.

Таковыми же условиями, по-видимому, характеризовались и изолированные впадины, расположенные за пределами основного межгорного прогиба.

Существенным и важным событием в геологической истории девонского периода было интенсивное проявление интрузивной деятельности, имевшее место, по-видимому, в середине периода. Гранитоидные интрузии были широко развиты в Восточной Туве, в зоне Восточно-Тувинского гранитоидного пояса, которая, таким образом, продолжала оставаться зоной высокой проницаемости. Несколько меньше эти интрузии проявились в Центральной и Западной Туве, включая районы Западного Саяна. На всей этой площади интрузии локализовались преимущественно в зонах разломов, ограничивающих межгорный прогиб и отдельные впадины, рассекая вместе с тем уже сформированные складчатые структуры. В зонах разрывных нарушений внутренних частей межгорного прогиба в некоторых местах проявились интрузии основной (а не кислой) магмы, распространенные в общем значительно меньше.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ И ПЕРМСКИЙ ПЕРИОДЫ

На территории современного хр. Западный Танну-Ола, в центральных районах Тувы и по периферии северо-восточной ее окраины, примыкающей к зоне Саяно-Тувинского разлома, в некоторых бассейнах впадин, сохранившихся с девонского времени, в нижнекаменноугольную эпоху происходила седиментация сероцветных, местами угленосных

отложений. Это осадконакопление в одних местах сменило осадконакопление девонского периода почти без перерыва, в других же было отделено от него заметным перерывом. Бассейны седиментации этой эпохи были несравненно меньшими, чем в девоне, а условия осадконакопления более однообразными. Сероцветные, преимущественно средне- и тонкозернистые терригенные отложения, накапливались, по-видимому, в основном в озерных, местами заболоченных водоемах, расположенных на уже достаточно сильно сnivelированном пространстве. Любопытной особенностью нижнекаменноугольных осадков является присутствие в их составе туфового материала, иногда в значительных количествах. Однако источник его пока остается неясным.

В нижнекаменноугольную эпоху по существу завершилось осадконакопление палеозойской эры. В среднем и верхнем карбоне, а также в нижней перми еще продолжалась седиментация угленосных отложений, но происходила она только в очень небольшой впадине, являвшейся фрагментом нижнекаменноугольной впадины на месте современного хр. Западный Танну-Ола.

МЕЗОЗОЙСКАЯ И КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРЫ

С конца палеозойской эры на всей рассматриваемой территории устанавливается континентальный режим. В мезозойскую эру он характеризуется чертами, свойственными молодой платформе. В юрский период на значительной площади Центральной и Западной Тувы происходило образование сероцветных угленосных отложений. Они накапливались также и в депрессиях некоторых районов Восточной Тувы.

В кайнозойскую эру произошла активизация тектонических процессов: широко проявившиеся неотектонические движения обусловили возникновение горных хребтов и значительных депрессий. Существенными событиями в кайнозое явились оледенение (а также процессы, связанные с ним) и крупные излияния базальтов (особенно на востоке Тувы).

Более подробно геологическая история этого времени рассмотрена в главе «Геоморфология». Здесь, может быть, следует только обратить внимание на приуроченность наибольших излияний базальтов к зонам более ранней консолидации, и к зонам, принадлежащим Восточно-Тувинскому гранитоидному поясу, располагающемуся в области сопряжения структур байкалид и салаирид.

Из всего вышесказанного видно, что наиболее существенными этапами в геологической истории Тувы являются следующие.

В конце докембрия и начале кембрия, на востоке Тувы происходило формирование докембрийского складчатого сооружения и одновременно закладывалась палеозойская геосинклиналь. Формирование байкалид на крайнем востоке Тувы и восточной завершилось перед нижним кембрием, а в более западных районах (средние части Восточной Тувы) — еще раньше, в середине позднего докембрия. Образование палеозойских геосинклиналей началось уже в позднем докембрии, когда значительные площади Восточной Тувы были вовлечены в опускания салаирской геосинклинали. Образование последней было связано с раздроблением ранее сформированных структур байкалид и движениями блоков, созданных при этом раздроблении. Этим была обусловлена сложная мозаика зон разной подвижности, характерная для строения кембрийской (салаирской) геосинклинали.

В развитии палеозойской геосинклинальной системы существенным этапом явилось время конца кембрия — начала ордовика, когда осуществилось замыкание салаирской геосинклинали Тувы, при продолжении собственно геосинклинального развития (преобладание опусканий) на площади Западного Саяна. В эти прогибания каледонской геосинклинали были вовлечены и окраинные части только что сформированных структур салаирид (Хемчикско-Систигхемский внешний геосинклинальный прогиб): Следует отметить, что раздробление и вовлечение в каледонские геосинклинальные опускания части салаирид, напоминает аналогичный процесс, имевший место в начальные стадии развития салаирской геосинклинали (когда происходило опускание байкалид).

Следующим существенным моментом является полное замыкание и каледонской геосинклинали, закончившееся во второй половине силура. С этого времени уже вся рассматриваемая территория характеризовалась тектоническими условиями орогенного этапа, условиями развития и возникновения различных межгорных прогибов и впадин.

С конца палеозоя — начала мезозоя территория Тувы может рассматриваться в качестве молодой (эпипалеозойской) платформы. В кайнозой здесь произошла активизация тектонических процессов, вызвавшая образование горных хребтов и значительных депрессий.

Глава VIII

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

На ранних этапах изучения Тувы сведения по ее геоморфологии опирались на отдельные разрозненные наблюдения и были довольно скудными; впервые они были сведены в известной работе З. А. Лебедевой (1938). Ряд новых геоморфологических данных по отдельным районам востока и юго-востока Тувы был собран в 1944—1946 гг. С. В. Обручевым, А. П. Божинским, Е. Н. Постниковой и И. С. Гудиным.

Систематическое геоморфологическое изучение Тувы началось после 1944—1946 гг. и связано с проведением геологической съемки на ее территории. Из работ этого времени наибольший интерес представляют исследования С. В. Обручева на северо-востоке Тувы, И. С. Гудина в ее юго-восточных и северо-восточных районах, И. И. Белостоцкого в районах хр. Восточный Танну-Ола и бассейна р. Хамсары (1958, 1963), И. Г. Нордега в Центральной и Западной Туве (Гудилин, Додин, Нордега, 1952); существенное значение для познания геоморфологии Тувы имели работы Н. С. Зайцева (1947), В. А. Кузнецова (1946), В. П. Маслова (1948) и Л. Д. Шорыгиной (1960), проводившей изучение кайнозойских отложений Центральной и Западной Тувы. Сводка всех полученных в указанные годы материалов дана в совместной работе И. С. Гудина, А. Л. Додина и И. Г. Нордега (1952), до настоящего времени она является единственной, освещающей основные черты геоморфологии всей территории республики в целом.

В последующие годы (после 1948 г.) в результате проведения среднемасштабных геологических съемок представления о геоморфологии Тувы были значительно пополнены за счет новых данных большого коллектива исследователей—М. Г. Гросвальда, И. С. Гудина, Ю. В. Чудинова, А. В. Григорьева, Е. Н. Станкевич, Г. В. Махина, А. В. Ильина, В. М. Моралева, Г. А. Кудрявцева, Л. П. Зоненшайна, В. А. Благодирова, В. Б. Агентова, Г. М. Владимирского, В. Г. Богомолова, М. В. Занина, Г. Н. Лукашева, Е. В. Девяткина, С. Л. Кушева и многих других. Существенно пополнились сведения по геоморфологии Тувы в результате специальных исследований Л. Д. Шорыгиной по стратиграфии кайнозоя западных районов республики (1958, 1960), а также работ Н. А. Ефимцева по четвертичному оледенению Западной Тувы и Восточного Алтая (1961). Большое значение для развития представлений о геоморфологии Восточной Тувы имели работы М. Г. Гросвальда (1957, 1958, 1959, 1960, 1961, 1962, 1963).

Данные геоморфологических исследований в смежных с Тувой районах (Саяны, Горный Алтай и Прибайкалье) способствовали расширению представлений о геоморфологии Тувы (Лунгерсгаузен, Раковец, 1958, 1961; Воскресенский, 1957; Равский, 1957, 1959, 1962; Флоренсов, 1956, 1960; Девяткин, 1960, 1963; и др.).

При изучении геоморфологии Тувы следует выделить следующие основные вопросы: 1) отражение в современном рельефе докайнозойских структур; 2) отражение в современном рельефе кайнозойских структур; 3) характер проявления экзогенных рельефообразующих процессов; 4) типы рельефа (ярусность рельефа); 5) история развития рельефа.

ОТРАЖЕНИЕ В СОВРЕМЕННОМ РЕЛЬЕФЕ ДОКАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУР

Сложная и длительная геологическая история Тувы так или иначе отразилась на ее рельефе. Главнейшие горные сооружения и разделяющие их котловины ориентированы по простиранию древнейших структур палеозойского времени или их отдельных элементов. Это связано, с одной стороны, с унаследованностью тектонических движений новейшего времени от более древних, а также с тем, что кайнозойские морфоструктуры формировались главным образом под непосредственным влиянием подвижек по зонам обновлявшихся разломов, заложившихся еще в палеозое или докембрии, которыми в значительной мере определяется и расположение палеозойских структур.

Так, например, узкие линейно вытянутые древние структуры вдоль Саяно-Тувинского разлома в современном рельефе выражены зоной линейно вытянутых хребтов (горстов) и понижений между ними. Та же закономерность отмечается и в западной части Восточно-Тувинского нагорья (Чудинов, 1961). Некоторые современные котловины местами обнаруживают определенную унаследованность по отношению к древним, палеозойским и мезозойским, впадинам. Например, Туранская межгорная впадина ниже-среднедевонского структурного яруса по своей форме приблизительно соответствует современной Турано-Уюкской котловине; Кызыльская мульда юрского возраста составляет часть Тувинской котловины. Однако в целом древние складчатые структуры непосредственно в рельефе не выражаются. Известны случаи, когда современные положительные морфоструктуры* соответствуют отрицательным палеозойским структурам, и наоборот. Например, синклинальная верхнепалеозойская структура Западного Танну-Ола в кайнозойское время превратилась в сложный горст. Сангиленский синклиниорий в современном рельефе нагорья Сангилен образует сложное горстовое поднятие; наиболее приподнятая часть Восточно-Тувинского нагорья в палеозое была синклинорием.

ОТРАЖЕНИЕ В СОВРЕМЕННОМ РЕЛЬЕФЕ КАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУР

Фактор неотектоники представляется весьма важным в формировании современного рельефа Тувы.

Территория республики, выровненная мезо-кайнозойскими процессами денудации, начиная с неогена, испытала неравномерные колебательные движения, приведшие в эоплейстоцене к образованию сложных систем сводовых поднятий и опусканий, оживлению старых и заложению новых разломов, образованию горстов и грабенных, осложняющих складки основания (Гудилин, 1957; Божинский, Гудилин и др., 1948; и др).

Ступенчатые морфоструктуры, развившиеся на пологих сводовых поднятиях и опусканиях, теснейшим образом связаны с разломами, в том числе глубинными. Главнейшие разломы в Туве имеют два преоб-

* Термин *морфоструктура* применяется здесь в понимании И. П. Герасимова.

ладающих простирания — северо-восточное и северо-западное, которым и соответствует простирание главных морфоструктур: горных систем и межгорных впадин (за исключением крайних западных и восточных частей, где преобладают субмеридиональные простирания морфоструктур). Многие из этих разломов отчетливо выражены в рельефе.

Крупные морфоструктуры поднятий и прогибаний первого порядка состоят из более мелких блоковых морфоструктур второго порядка, развившихся в соответствии с общим планом каждой крупной морфоструктуры, однако наибольшая интенсивность движений и максимальная амплитуда их часто бывают связаны с дизъюнктивными дислокациями субширотного и субмеридионального направлений, секущими древние структуры. Вместе с тем отмечается закономерная приуроченность наиболее контрастных блоковых движений к центральным частям поднятий первого порядка.

Так как кайнозойские отложения в Туве не имеют значительной мощности и поверхность отрицательных морфоструктур имеет значительную абсолютную высоту, последние следует рассматривать как области лишь относительных опусканий (фактически это — области замедленных поднятий). В связи с общей тенденцией всей территории Тувы к поднятию в ее котловинах нередко можно наблюдать интенсивное врезание рек в коренные породы (Убсанурская котловина, многие участки Тувинской котловины).

Сложные системы поднятий состоят из горстов и разделяющих их грабенов. В сторону депрессий, разделяющих горные системы, амплитуда поднятий, как правило, уменьшается. Уменьшение происходит по ступеням горстов, иногда косых. Эта закономерность затушовывается на крайнем востоке и западе Тувы, где отмечается наиболее сложное взаимоотношение между тектоническими разрывами различных направлений. Закономерное изменение амплитуды перемещения подтверждается также постепенным повышением цоколей террас к центральным зонам поднятий и повышением в этом направлении поверхностей выравнивания.

Наличие разрывов, по которым происходили неотектонические перемещения, устанавливается по геологическим и геоморфологическим признакам. По этим же признакам можно судить и о характере движений (рис. 75). К геоморфологическим признакам прежде всего относятся четкие границы между различными комплексами форм рельефа, развитыми в смежных блоках, перехваты рек, наличие фрагментов долин вдоль определенных зон нарушений, а также пониженных участков среди гор; присутствие карстовых форм в пределах тектонических блоков, поднятых выше уровня современной циркуляции грунтовых вод; косое смещение грабенов, фиксируемое резко выраженным перемещением озер; косое смещение горстов; наклон древних выровненных поверхностей. К числу геоморфологических признаков может быть отнесено также наличие форм рельефа, связанных с выходами на поверхность горячих и холодных источников и приуроченных к определенным линиям; наличие эруптивных аппаратов. Особый интерес представляют местами непосредственно наблюдающиеся фрагменты дислоцированных древних поверхностей выравнивания.

На территории Тувы выделяются следующие крупные морфоструктуры поднятий: Шашшальская, Западно-Саянская, Западно-Таннуольская, Восточно-Таннуольская, Восточно-Саянская, Восточно-Тувинского нагорья, нагорья Сангилен, гор Прихубсугуль (Прикосоголя); к крупнейшим морфоструктурам прогибаний относятся: Тувинская, Убсанурская, Тоджинская (Гудилин, 1957).

ХАРАКТЕР ПРОЯВЛЕНИЯ ЭКЗОГЕННЫХ РЕЛЬЕФОБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ

В связи с проявлениями новейшей тектоники и существованием древней денудационной поверхности выравнивания, формировавшейся в дочетвертичное время, на территории Тувы могут быть выделены две возрастные группы типов рельефа: дочетвертичная, к которой

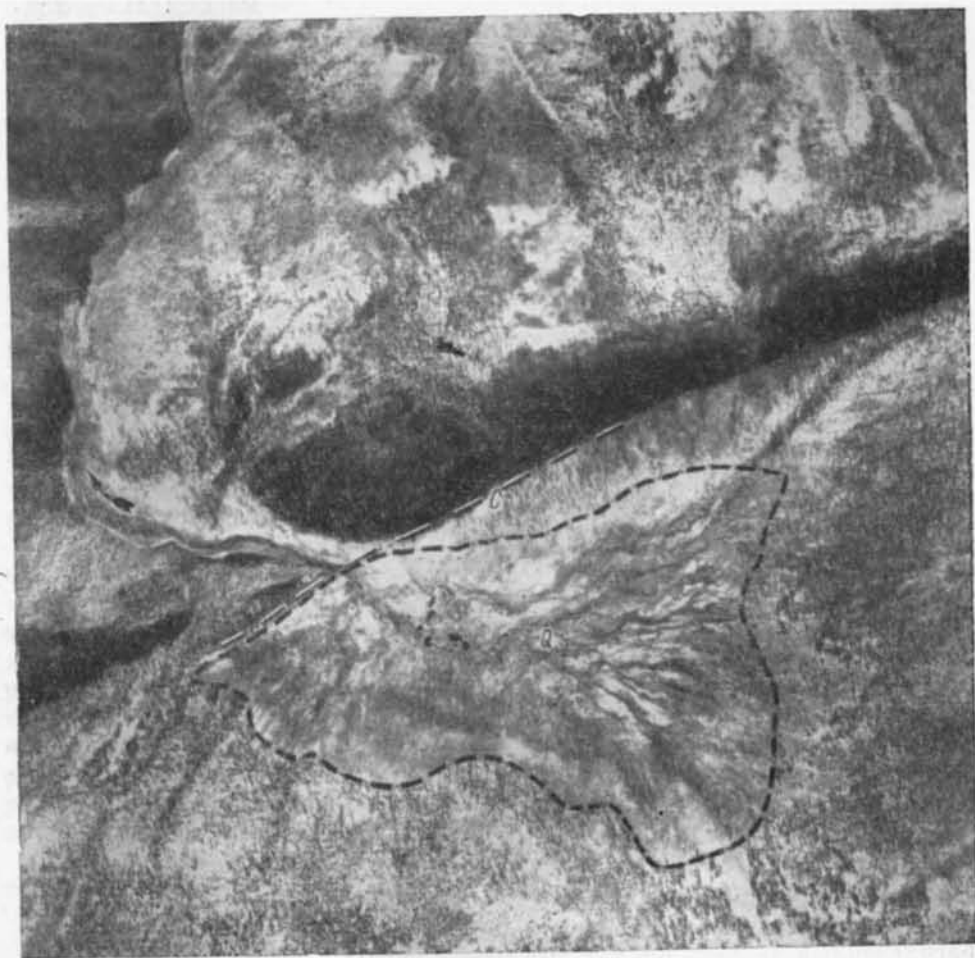


Рис. 75. Отчетливо выраженный в рельефе тектонический уступ в зоне разлома в горах Куртушибинского хребта (из материалов М. Н. Петрусевича)

Поднятие более северного блока (С — линия разлома) привело к подпруживанию текущего на север ручья, в результате чего в его верховьях образовалось озеро (ныне спущенное), а ниже по течению возникла долина прорыва. На участке спущенного озера (Q) в настоящее время проявляются солифлюкционные процессы, обуславливающие характерную «струйчатость» поверхности

относятся высокогорные выровненные поверхности, среднегорный и мелкогорный рельеф с пологими склонами, и четвертичная, включающая высокогорный, среднегорный и низкогорный глубокорасчлененный рельеф, мелкосопочник, а также пологохолмистый рельеф полупустынных областей. В связи с неотектоническими движениями в антропогене (с начала эоплейстоцена) типы рельефа второй группы развиваются за счет типов рельефа первой группы (рис. 76). Площадь реликтовых древних поверхностей денудации непрерывно уменьшается.

Наиболее поднятые тектонические блоки являются областями самого интенсивного разрушения горных пород и выноса продуктов выветривания. Участки замедленного поднятия представляют собой местные бассейны аккумуляции осадков; высота поднятия определяет в конечном счете вертикальную климатическую зональность блокового массива, а следовательно, характер и интенсивность экзогенных рельефообразующих процессов.

Блоковые массивы, испытавшие в эоплейстоцене максимальное поднятие и связанное с ним интенсивное эрозионное расчленение, в плей-



Рис. 76. Пологоизогнутая и наклоненная к северо-востоку древняя поверхность выравнивания на северном склоне нагорья Сангилен, глубоко расчлененная четвертичной эрозией. Фото И. С. Гудилина. На переднем плане хорошо виден характер эрозионного расчленения докембрия на карбонатных породах докембрия

стоцене (вследствие понижения нижней границы хионосферы) подверглись максимальному оледенению; но ледники моделировали глубоко-расчлененный рельеф, придав ему новые черты.

Горные массивы, испытавшие меньшее поднятие и не успевшие подвергнуться сильному эрозионному расчленению, сохранили реликты древних выровненных поверхностей выше границы лесной растительности в зоне полярного климата и постоянной мерзлоты и являются ареной развития процессов морозного физического выветривания, морозно-солифлюкционных процессов при весьма скромной роли водной эрозии (Белостоцкий, 1958).

Реликты древних выровненных поверхностей, расположенные в зоне среднегорья, покрыты древесной растительностью и характеризуются преобладанием процессов химического выветривания. Глубоко-расчлененные средневысотные горы отличаются, наоборот, преобладанием процессов физического выветривания, интенсивной глубинной эрозией; однако и здесь имеют место процессы химического выветривания (карст).

В пределах полупустынной зоны, среди низкогорного и мелкосопочного рельефа возрастает роль аридного выветривания, эоловой деятельности, делювиально-пролювиального сноса, при определенной роли и эрозионных процессов.

Интенсивность накопления рыхлых отложений и их мощность в разных местах различны. Узкие грабены испытывают относительное опускание и выполнены рыхлыми отложениями большой мощности, а в обширных денудационно-аккумулятивных равнинах эрозия местами вскрывает цоколь коренных пород.

При относительно скромном значении процессов аккумуляции осадков в Туве в четвертичное время резкая тектоническая дифференциация страны, связанная с новейшими движениями, не могла не привести к накоплению продуктов разрушения горных пород на определенных участках. При этом водная аккумуляция в сочетании с рядом других факторов привела к образованию озерных равнин, делювиально-пролювиальных шлейфов и иных разновидностей аккумулятивного рельефа. Процессы ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции в пределах депрессий привели к образованию ледниково-аккумулятивного, водно-ледниково-аккумулятивного и эрозионно-аккумулятивного рельефа равнин, ложбин и долин.

ТИПЫ РЕЛЬЕФА

В результате взаимодействия рассмотренных выше эндогенных и экзогенных процессов отмечается ярусное расположение генетических разновидностей рельефа Тувы в пределах отдельных морфоструктур.

Однако, если складчато-глыбовый характер тектоники и молодость блоковых движений отображаются в строении крупных форм рельефа, то строение средних и мелких форм в значительной степени зависит от различия литологических комплексов подстилающих пород. Расположение водоразделов второго и третьего порядков часто отражает внутреннюю структуру каждого блока. Условия залегания пород и их сопротивляемость разрушающему действию экзогенных процессов определяют характер рисунка склонов и водоразделов, что отчетливо дешифрируется на аэрофотоснимках. Гранитные массивы, имеющие широкое распространение на крайнем востоке и западе Тувы, слагают возвышенные участки в пределах поверхностей выравнивания.

На территории Тувы выделяются типы скульптурного, аккумулятивного и вулканогенного рельефа.

СКУЛЬПТУРНЫЙ РЕЛЬЕФ

Высокогорный глубокорасчлененный рельеф с формами ледниковой скульптуры развит на абсолютных высотах до 3900 м с относительными превышениями до 2000 м. Он приурочен к наиболее приподнятым участкам центральных частей горных сооружений, которые подверглись интенсивному воздействию водной эрозии и ледниковой экзарации. Наиболее широко альпийский рельеф распространен на востоке и западе Тувы, в наиболее возвышенных участках хр. Тазарама-Тайга, Удинской цепи, Дототской цепи, Барас-Тайга, Улу-Арга, в горах Прихубсугуль, центральной, наиболее возвышенной части Восточно-Тувинского нагорья, центральной части нагорья Сангилен, Шапшальского хребта, хребтов Западного Саяна (Сальджур, Сайлыг-Хем-Тайга, Сабинский хребет, Саянский хребет и др.). Для этого типа рельефа характерно наличие каров и троговых долин, разделенных узкими гребнями и многочисленными пиками. Кары достигают 4 км ширины и до 1000 м глу-

бины. Долины отличаются крутым ступенчатым продольным профилем. В горах протекают интенсивные процессы физического и морозного выветривания: продукты разрушения в виде лавин, камнепадов и обвалов по стенкам каров и долин скапливаются в нижних частях склонов, где образуют конусы осыпания. Для северных склонов характерны снежники.

Исключительно резкие формы альпийского рельефа образовались в горах Прихубсугулья, где доэоценовые поверхности выравнивания были всюду расчленены ущельями, глубоко врезавшимися в интенсивно поднимавшиеся блоковые массивы; такие же резкие формы экзарации характерны для интенсивно поднятых блоков центральной части Сангилен. Наоборот, в Северо-Восточной и отчасти Западной Туве альпийский рельеф в ряде случаев развивался за счет слабо расчлененных останцов — повышенных частей древних выровненных поверхностей; здесь широкие кары и трог альпийского рельефа открываются к пологоволнистым пьедесталам (массив Таштыгарт, Улу-Арга, западная окраина Монгун-Тайги, восточный склон Шапчала и др.).

Наиболее благоприятные условия для оледенения существовали на юго-западном склоне хр. Шапшал и юго-западном склоне Восточного Саяна, так как высоко поднятые цепи, глубоко расчлененные эрозией, во время оледенения служили экраном на пути влажных западных ветров. Большое влияние на интенсивность древнего оледенения оказывала экспозиция склонов: наиболее длинные ледники чаще отмечаются по северным склонам хребтов, чем по южным (хр. академика Обручева).

Современное оледенение тяготеет к двум удаленным друг от друга частям Тувы: к району горы Мунгу-Хаирхан-Ула (3958 м) на юго-западе с мощной шапкой фирнового льда на вершине и двумя короткими ледниковыми языками (Нордега, 1952) и к северо-востоку республики, где на участке пика Топографов (на границе с Иркутской областью) отмечаются небольшие каровые ледники (рис. 77). Всего здесь насчитывается 11 ледников длиной до 2,5 км и площадью до 1,39 км². Общая площадь их 5,66 км², в том числе в пределах Тувы — 2,7 км² (Обручев, 1948; Гросвальд, 1963). Такие же небольшие каровые ледники наблюдаются в верховьях Кижы-Хема.

Высокогорные выровненные поверхности расположены на абсолютных высотах до 3500 м и имеют относительные превышения до 500 м и более. Они оконтуривают широким поясом альпийские массивы, образуя как бы пьедесталы вдоль их подножий; иногда реликты этих поверхностей встречаются и в верхнем ярусе гор, между карами альпийского рельефа. Наиболее широко распространены эти поверхности в хр. Танну-Ола, нагорьях Сангилен и Восточно-Тувинском, а также в Восточном Саяне и в горах Западной Тувы.

Степень сохранности высокогорных выровненных поверхностей Тувы зависит от ширины блокового массива, амплитуды его поднятия и удаленности от основных базисов эрозии.

Современный облик высокогорной выровненной поверхности в значительной степени определяется: 1) ее положением в высокогорном климатическом поясе; 2) характером подстилающих пород; 3) наличием или отсутствием следов древнеледниковой деятельности. Для высокогорных выровненных поверхностей на изверженных породах характерны сглаженные очертания, наличие караепоподобных возвышенностей, имеющих очень древнее происхождение (Ефимцев, 1961); отдельные скалы и останцы имеют специфическую форму бастионов, башен с матрацевидной отдельностью; водосборные воронки верховьев ключей пологи, мульдообразны, заболочены, очень постепенно перехо-

дят в поверхности водоразделов (Сангилен, Восточно-Тувинское нагорье, горы Прихубсугуля, Западная Тува). Поверхности выравнивания на осадочных породах в высокогорном поясе характеризуются более резкими микроформами рельефа: переход от водосборных воронок к водоразделам резок, на склонах отмечаются специфические формы выветривания в виде «сахарных голов», пирамид и т. д. Обломочный материал в осыпях имеет меньшие размеры. На карбонатных породах развит карст (Сангилен).

В связи с интенсивно протекающими процессами физического выветривания и солифлюкции в высокогорном поясе на древних поверхностях выравнивания широко развиты нагорные террасы, каменные



Рис. 77. Современные ледники в районе пика Топографов в водораздельной части Восточного Саяна (вид с востока). Фото А. Д. Смирнова

многоугольники, каменные реки, торфяные бугры; по склонам водоразделов исключительно широко распространены специфические (солифлюкционные) формы (продольные и поперечные валы и др.). Характерно, что для районов развития полупокровного оледенения нетипично развитие нагорных террас (Белостоцкий, 1958).

Исключительно большое влияние на формирование современного облика поверхности выравнивания оказала древнеледниковая деятельность, особенно в тех районах, где над этими поверхностями возвышались хребты, образующие мощные ветровые экраны. Именно в таких условиях с юго-западных склонов Шапмала и Восточного Саяна ледниковые массы поступали на поверхность выравнивания (рис. 78). Та же картина отмечается и в горах Прихубсугуля.

Среднегорный рельеф с пологими склонами развит на абсолютных высотах до 2500 м и имеет относительные превышения до 500 м. Этот рельеф представляет собой древнюю поверхность выравнивания, поднятую неотектоническими движениями средней амплитуды и несколько переработанную в антропогене; он встречается вдоль окраин горных поднятий и образует водораздельные пространства в межгорных котловинах. Данный тип рельефа широко распространен в нагорье Сангилен, юго-восточной части Западного Саяна и Западном Танну-Ола.

Среднегорный рельеф с пологими склонами обычно находится в зоне гумидного климата, где склоны гор в большинстве случаев

покрыты древесной растительностью и задернованы, что замедляет эрозионные процессы; в настоящее время там преобладают процессы химического выветривания, особенно на изверженных породах. Широко распространенная островная вечная мерзлота на северных склонах способствует развитию солифлюкционных процессов, замедляя процессы химического выветривания. Поверхности водоразделов и верхних частей склонов покрыты мощным плащом мелкозема и имеют мягкие очертания. Эрозионные процессы, как правило, интенсивно развиты в нижних частях долин, но еще не захватили верховья. Поэтому характерной



Рис. 78. Поверхность выравнивания, расположенная у подножия альпийского массива (Главный Саянский хребет). Фото И. С. Гудилина

чертой верховьев является их очень пологий профиль (блюдецобразные верховья — «ажики») и наличие мощного чехла элювиально-делювиальных отложений, возможно, имеющих древнее происхождение.

Нередко среднегорные выровненные поверхности обработаны древними ледниками, что отмечается на широких площадях в Тоджинской и Джулукульской котловинах. Здесь характерно присутствие форм ледниковой скульптуры — бараньих лбов, курчавых скал, троговых долин и ложбин ледникового выпаживания (рис. 79). Формы ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции создали в пределах среднегорья аккумулятивный рельеф.

Среднегорный сильно расчлененный рельеф развит на абсолютных высотах до 3300 м, относительные превышения достигают 1500 м. Верхний предел распространения этого рельефа определяется весьма непостоянной высотой древней снеговой линии, где начинается альпийский рельеф, а снизу комплекс форм этого типа опоясывается низкогорным и мелкосопочным рельефом. По долинам рек полоса эрозионного

среднегорья заходит глубоко во внутренние части горных поднятий (на западе Тувы среднегорный рельеф имеет в этих случаях весьма большие относительные превышения и по существу является высокогорным рельефом). Облик рельефа весьма юный. Вершины гор лишены растительности и рыхлые продукты выветривания свободно скатываются к подножию склонов; оголенные скалы подвергаются интенсивному физическому (особенно морозному) выветриванию.

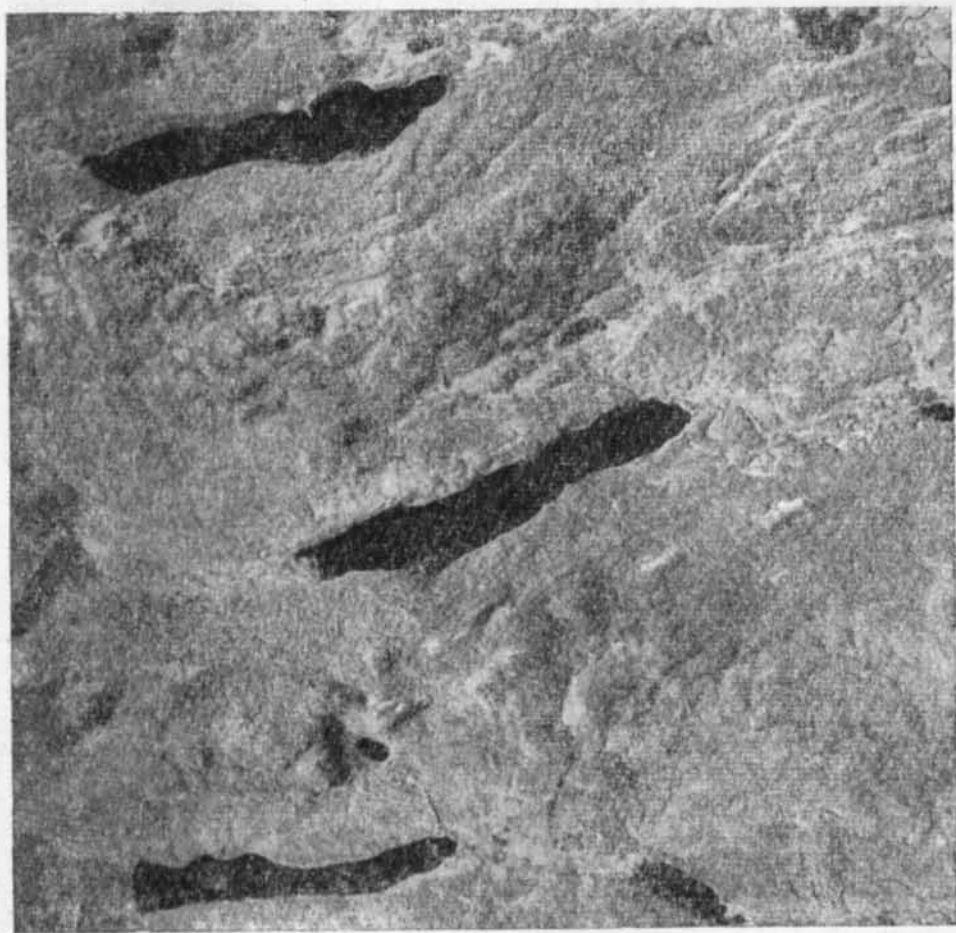


Рис. 79. Формы ледниковой скульптуры в области среднегорного рельефа с пологими склонами. Аэрофото

В пределах площадей развития этого типа отчетливо выделяются два яруса — верхний и нижний. Типичными формами верхнего яруса являются узкие оголенные водоразделы, острые пики вершин, ниши срыва, кулуары и эрозионные борозды. Наиболее отчетливо этот ярус выражен в районах интенсивных вертикальных поднятий: на горах Мунгун-Тайга, Цаган-Шибэту, по северному и южному склонам хребтов Танну-Ола, в Западном Саяне, Восточно-Тувинском нагорье, по северному и южному склонам нагорья Сангилен, по южному склону Восточно-Тувинского нагорья (где долины притоков Шишкита и Каа-Хема сопровождаются непроходимой полосой резко расчлененного рельефа). Нижний ярус среднегорья также характеризуется про-

явлениями интенсивной эрозии: ущелистыми долинами с множеством порогов и перекаатов, неразработанным продольным профилем долин, крутыми склонами с многочисленными рытвинами, заканчивающимися в нижних частях конусами осыпей, местами перегораживающими долины.

Лишь на отдельных участках развития среднегорного рельефа нижние части склонов залесены и задернованы, а долины имеют ящикообразный, реже V-образный профиль, с серией террас, чаще всего цокольных; боковые притоки часто имеют висячие устья и ущелистый поперечный профиль (нагорье Сангилен, Восточный Танну-Ола, Шапшал).

Микрорельеф эрозионного среднегорья в значительной степени определяется составом коренных пород. На изверженных породах склоны долин чаще бывают задернованы, залесены и имеют более мягкие очертания; останцы коренных пород встречаются редко, как правило, только по склонам южной экспозиции. Метаморфические сланцы образуют скалистые гребни с микрорельефной ребристостью, хорошо видимой на аэрофотоснимках. На карбонатных породах часто наблюдаются хаотически расположенные останцы, напоминающие сахарные головы или готические пирамиды, встречаются пещеры, карстовые воронки и другие проявления карстовых процессов (Сангилен, горы Прихубсугуля, Восточно-Тувинское нагорье).

Мелкогорный рельеф с пологими склонами располагается на абсолютных высотах до 2500 м при относительных превышениях до 200 м и представляет собой почти непереработанную древнюю поверхность выравнивания. Этот рельеф приурочен преимущественно к относительно опущенным частям территории Тувы. Основные районы его распространения — нагорье Сангилен (Тайрисская котловина) и Тоджинская котловина на востоке Тувы, а также Джулукульская котловина на западе. Этот рельеф находится в тех же физико-географических условиях, что и среднегорный рельеф с пологими склонами, но благодаря меньшим относительным превышениям отличается небольшой интенсивностью экзогенных процессов. Характерно преобладание широких долин, как правило, затянутых делювиально-солифлюкционным плащом и задернованных; встречающиеся среди них холмы до нескольких километров длиной имеют останцовый характер и расположены без определенной системы. В районах развития оледенения создаются специфические формы, напоминающие формы экзарации среднегорного рельефа с пологими склонами, но с относительно меньшей высотой бараньих лбов и большей шириной долин. Высота сельговых гряд, вытянутых вдоль движения ледника, не превышает 150 м.

Низкогорный и мелкосопочный резко расчлененный рельеф аридных областей развит на абсолютных высотах до 2300 м, при относительных превышениях до 500 м. Участки низкогорного рельефа оконтуривают неширокой полосой Тувинскую и Убсанурскую котловины, образуя зону предгорий прилегающих к ним хребтов. В то же время останцовые гряды мелкосопочника, окруженные делювиально-пролювиальными шлейфами, являются составной частью котловин. Рассматриваемый рельеф развивается за счет эрозионного расчленения и аридной денудации древних поверхностей выравнивания. Для него характерна узкая водораздельная линия и дробный рисунок рельефа склонов, лишенных растительности, откуда рыхлый материал удаляется водотоками по неглубоким узким V-образным ложбинам. Речные долины по мере удаления от гор и приближения к зоне мелкосопочника постепенно расширяются и коренные берега покрываются делювиальными плащами, из-под которых выступают резко очерченные гривки. По мере перехода от эро-

зионного среднегорья к низкогорью и мелкосопочнику увеличивается роль дефляции и уменьшается роль эрозионных процессов. Большое значение в рельефообразовании имеют временные водотоки.

Микроформы рельефа существенно зависят от литологии подстилающих пород. Например, останцы, сложенные гранитами, имеют кара-

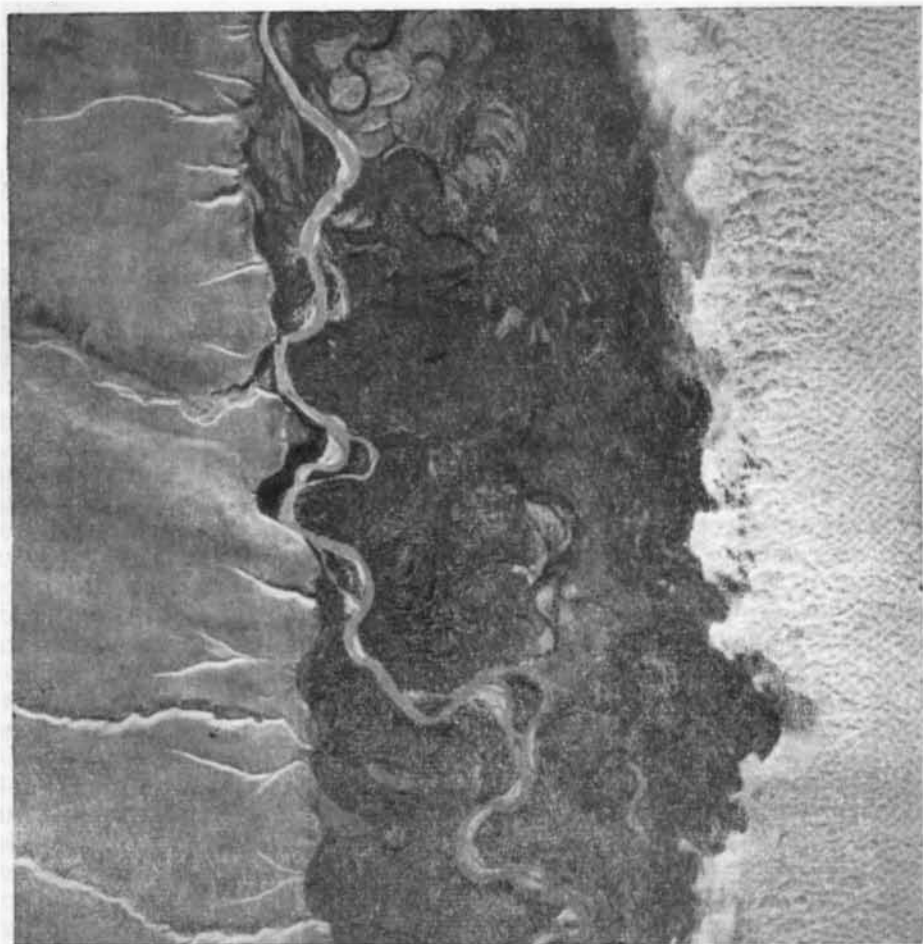


Рис. 80. Убсанурская котловина. Проловиальный шлейф предгорий Сангилен, расчлененный логами временных водотоков.

В левой части снимка — золотые донные пески, в центре — пойма р. Тес-Хем. Аэрофото

ваеобразную форму и характеризуются ячеистым выветриванием (южный склон нагорья Сангилен).

Большое значение для развития этого типа рельефа имеет экспозиция склонов: на склонах северной экспозиции при прочих равных условиях развивается более крупнорасчлененный эрозионный рельеф, на склонах южной экспозиции — дробно расчлененное низкогорье и мелкосопочник (южные склоны Сангилен, Цаган-Шибэту и Западный Саян).

Пологохолмистый рельеф полупустынных областей развит на абсолютных высотах до 1200 м при относительных превышениях до 500 м и характеризуется проявлениями тех же экзогенных процессов, что и предыдущий тип рельефа. Значительные площади он занимает в Тувинской

котловине, где он развит на рыхлых песчаниках, конгломератах и песчано-глинистых сланцах юры, имеющих очень спокойное залегание. На юрских породах этот рельеф представлен холмистыми возвышенностями и отдельными грядами, имеющими в среднем высоту 80—100 м, с выровненными водораздельными пространствами и мягкими очертаниями склонов. На гранитах (между оз. Чедер и р. Каа-Хем) полого-холмистый рельеф отличается более густой сетью эрозионных ложбин, которые довольно сильно расчленяют возвышенности, и напоминает мелкосопочник.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ *

Плоские и волнистые денудационно-аккумулятивные равнины (и их реликты), покрытые рыхлыми отложениями различного происхождения, приурочены к пониженным частям Тувинской, Убсанурской и Турано-Уюкской котловин; кроме того, реликты денудационных равнин встречаются среди площадей развития горного рельефа (южный склон хр. Танну-Ола, межгорные понижения между хребтами Западного Саяна, южная окраина Восточно-Тувинского нагорья). По существу поверхности денудационно-аккумулятивных равнин являются реликтами древних поверхностей выравнивания, значительно обработанными процессами аридной денудации и частично аккумуляции.

Характерной чертой рельефа денудационно-аккумулятивных равнин служит прерывистый тонкий плащ рыхлых отложений различного происхождения: золотых (восточная часть Улугхемской котловины, северо-восточная часть Убсанурской котловины), аллювиальных или озерных (Хадын, Чедер, Шара-Нур и др.). Сквозь эти отложения часто как бы «просвечивает» рельеф коренных пород. Характерной особенностью рассмотренных равнин является отсутствие постоянно действующих водотоков. Денудационно-аккумулятивные равнины, как правило, бывают в той или иной мере покрыты делювиально-пролювиальными отложениями и соединены постепенными переходами со следующим типом рельефа.

Делювиально-пролювиальные шлейфы являются неотъемлемой частью рельефа Тувинской и Убсанурской котловин и придают их поверхности пологонаклонный характер (рис. 80). Шлейфы и конусы выноса крупных ручьев имеют большие размеры — до 7 км в периферической части, веерообразную форму, незначительные уклоны поверхности при значительной мощности рыхлых отложений (Тувинская котловина). Сливаясь вместе, конусы выноса в этой котловине образуют сплошную полосу пролювиального шлейфа. Характерно резкое изменение состава отложений пролювиальных шлейфов в сторону от гор, от грубых щебнистых накоплений в верхних частях шлейфов до песчано-глинистых по их периферии.

Аллювиальные равнины развиты в Тувинской и Убсанурской котловинах в виде полос различной ширины, охватывающих широкие поймы рек и первые надпойменные террасы. Выделение аллювиальных равнин в самостоятельный тип в известной мере условно, так как речные террасы в Туве перекрываются мощными пролювиальными шлейфами и собственно аллювиальная равнина образует лишь сравнительно узкие полосы вдоль русел.

Ледниково-аккумулятивный и водно-ледниковый аккумулятивный рельеф широко распространен в Тоджинской и Джулукульской котло-

* Характеристика первых трех разновидностей аккумулятивного рельефа приведена с использованием материалов И. Г. Нордега (Гудилин, Додин, Нордега, 1952).

винах. Небольшие участки развития этого рельефа имеются также в Серлигхемской котловине, Белинской котловине, котловине Улуг-О и на Алашском плато. Холмисто-моренный ландшафт Тоджинского ледника простирается на огромные расстояния от верховьев правых притоков р. Чаваш через всю Тоджинскую котловину к широтному отрезку Бий-Хема и далее к западной окраине Серлигхемской котловины. Мощные конечноморенные накопления известны также в Джулукульской котловине (Ефимцев, 1961; Девяткин, 1963).

На внешней стороне конечноморенных валов располагаются зандровые равнины. В Тоджинской котловине к востоку от вала расположены Ийхемская и Тосбулукская зандровые равнины, представляющие собой 15—20-метровую террасу Бий-Хема. Равнины сложены гравийно-галечниковым и валунным материалом. На аэрофотоснимках отчетливо видны следы блуждания талых ледниковых вод. В эти равнины врезана в виде конусов выноса зандровая равнина более низкого уровня высотой 8—10 м, сложенная супесью с галечниковым и мелковалунным материалом. Такая же низкая равнина расположена за конечноморенным валом у оз. Тоджа. Флювиогляциальная равнина такого же характера имеется и за внешним краем конечноморенного вала Серлигхемского ледника.

Для внутренних частей ледниковых бассейнов, кроме холмистой морены, характерны также озы, друмлины и камы. Для Тоджинской котловины типичны многочисленные крупные озера — следы оборванной гидрографической сети (Кадыч, Нойон-Холь, Мана-Холь, Борзу-Холь, а также Устю и Алды-Дэрлиг-Холь).

ВУЛКАНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Вулканогенный рельеф представлен одним типом — пологонаклонным плато и его останцами, сложенными антропогенными базальтами и их туфами, обработанными ледниковой и водно-ледниковой эрозией; на отдельных участках встречаются вулканические аппараты, в большинстве случаев значительно разрушенные денудацией (Хамсара-Бийхемский водораздел в Северо-Восточной Туве). Характеристика этого типа рельефа приведена в работах С. В. Обручева (1950, 1955), М. Л. Лурье и С. В. Обручева (1948), И. С. Гудилина, А. Л. Додина и И. Г. Нордега (1952), И. И. Белостоцкого (1958, 1963), М. Г. Гросвальда (1957, 1958, 1963), а также М. Г. Гросвальда, Е. Н. Станкевич и А. К. Уфлянда (1959). Как установлено в 1956 г. М. Г. Гросвальдом и другими, вулканические аппараты Северо-Восточной Тувы, начавшие формироваться в эоплейстоцене, принадлежат к щитовому типу. Морфология вулканогенного рельефа Хамсара-Бийхемского водораздела хорошо видна на прилагаемой панораме (рис. 81). На поверхности длительно формировавшихся щитовых вулканов отмечаются многочисленные маары и отдельные паразитические конусы послеледникового возраста.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

Начавшийся еще в среднем палеозое орогенный период развития страны характеризовался преобладающей тенденцией к воздыманию всей территории, а также чередованием эпох общей пенепленизации с эпохами некоторой дифференциации ее мезорельефа, когда появлялись довольно энергично размывавшиеся поднятия и относительно опущенные участки осадконакопления. В частности, такая дифференциация произошла в юрское время, когда в Центральной и Восточной Туве образовались внутриконтинентальные бассейны, где накапливались

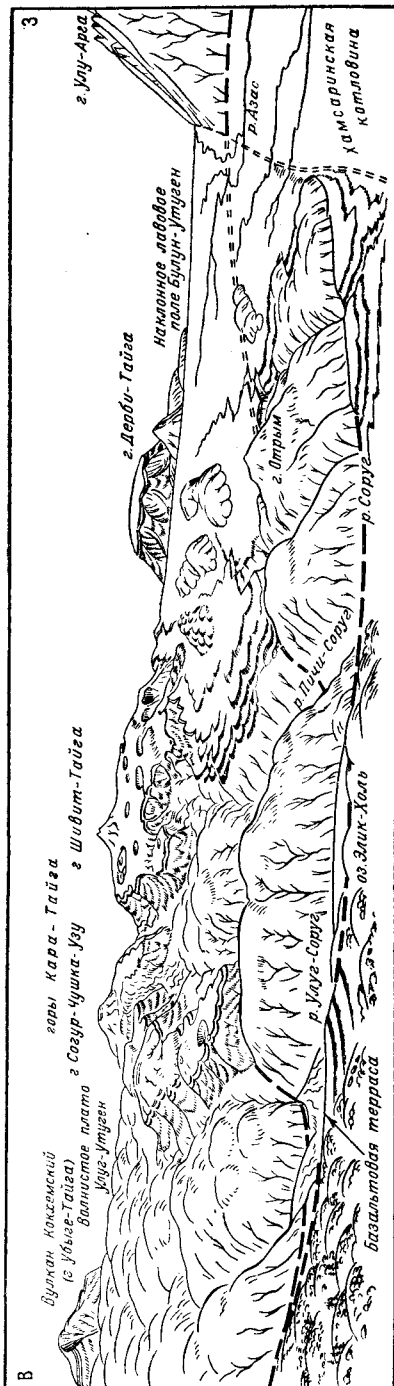


Рис. 81. Панорама наклонного лавового поля Хамсара-Бийхемского водораздела и вулканов гор Кара-Тайга. По И. И. Белостоцкому

На переднем плане окраина Хамсаринской котловины и тектонический блок левобережья р. Соруг, зажатый в зоне Азасского разлома

сравнительно грубообломочные осадки, постепенно сменявшиеся более тонкими к центрам котловин. Полное или почти полное отсутствие верхнеюрских и меловых и очень ограниченное развитие палеогеновых отложений в депрессиях древнего рельефа говорит о медленном поднятии страны в позднемезозойское и палеогеновое время. Резко расчлененный рельеф тогда, по видимому, не возникал, а поставляющийся процессами денудации рыхлый материал выносился за пределы Тувы. Естественно, что за это время рельеф Тувы был значительно выровнен в результате действия экзогенных процессов.

В своем первоначальном виде этот древний рельеф в пределах реликтовых поверхностей выравнивания, безусловно, не сохранился до наших дней. С неогена он начал преобразовываться, развиваясь несколько дифференцированно (благодаря различному характеру процессов денудации в разных вертикальных климатических поясах), а затем в связи с интенсивными эоплейстоценовыми движениями подвергся еще более значительной переработке. Рассмотрим развитие рельефа Тувы в кайнозойское время по этапам.

Палеогеновый этап. Об основных чертах рельефа, выработанного к палеогену, можно судить по залеганию палеогеновой коры выветривания и продуктов ее переотложения, которые лежат на древних выровненных поверхностях (Тувинская, Убсанурская, Тайриская, Джулуккульская котловины, хр. Западный Танну-Ола, нагорье Сангийн). По мнению большинства исследователей, относительные превышения в пределах мезозойско-палеогеновой поверхности выравнивания не превышали 500 м.

Характер пород коры выветривания (тонкий песчаный и глинистый красноватый материал) свидетельствует о том, что к этому времени еще не было значительных контрастов рельефа, а климат был жарким и сухим. Среди реликтовых поверхностей нагорья Сангийн, Восточно-Тувин-

ского нагорья и хребтов Восточный Танну-Ола и Шапшала сохранились, возможно, еще с мезозоя, караваеобразные останцы более высоких гранитных гор. Такой же характер доверхнеолигоценового рельефа, вероятно, существовал на Алтае (Лунгерсгаузен, Раковец, 1958, и др.), в Прибайкалье и Забайкалье (Логачев, 1958). Возраст коры выветривания по ряду признаков устанавливается как палеогеновый (см. гл. «Стратиграфия»).

В конце палеогена отмечаются первые тектонические движения, создавшие благоприятные условия для выноса обломочного пролювиального и аллювиального материала, формирующегося в прибортовых частях начинающих обособляться пологих впадин (отложения типа карачумской свиты Алтая); в центральных частях впадин щелнистоглинистые фации переходят в супесчаные. Обособление морфоструктур первого порядка — пологих сводов и структур прогибания — происходит по плану, заложенному в палеозое и мезозое. Вдоль зон региональных тектонических нарушений, по-видимому, начали вырисовываться следующие морфоструктуры первого порядка: Шапшальская, Восточно- и Западно-Таннуольская, Западно-Саянская, Сангиленская, Тувинская, Убсанурская. Жаркий и сухой климат времени образования коры выветривания к концу палеогена сменяется несколько более влажным; при этом появляются климатические различия между Убсанурской и Тувинской котловинами.

Неогеновый этап. Этот этап характерен продолжающимся медленным поднятием всей территории Тувы в целом при одновременном прогибании Убсанурской, Тувинской и некоторых других котловин, куда шел снос материала с невысоких и пологих горных поднятий, обособившихся в виде сводов в конце олигоцена. На участках прогибания сначала, при застойном режиме, шло накопление озерно-аллювиальных и озерно-болотных отложений (аналогов кошагачской свиты Алтая), а затем накапливались озерные и аллювиально-пролювиальные отложения туерькской свиты и ее аналогов.

Возможно, что бассейны Убсанурской и Улугхемской котловин в неогене сообщались*.

Отсутствие среди отложений неогена грубообломочных фаций исключает возможность того, что в это время могли возникать резко выраженные ступени рельефа. Вместе с тем в отложениях Убсанурской котловины, одновозрастных туерькской свите, в сторону от гор отмечается смена мелководных фаций относительно более глубоководными.

Поскольку известно, что смежные с Тувой районы Восточного Саяна и весь хр. Хамар-Дабан в неогене были залиты базальтовыми лавами («Геология СССР», т. XVII, ч. I), возможно, что часть базальтов северо-востока Тувы также излилась в неогене.

Неогеновый рельеф развивался в условиях мягкого и довольно влажного климата. В кошагачское время господствовали смешанные леса тургайского типа с постепенным увеличением влажности. В туерькское время господствовала темнохвойная тайга с примесью березы и широколиственных пород. Ко времени исчезновения озер климатическая обстановка ухудшается и уменьшается количество экзотических представителей широколиственных пород (Ефимцев, 1961; Лунгерсгаузен, Раковец, 1958). Отсутствие угленосных отложений в неогеновых впадинах Тувы связано с их иным зонально-климатическим положением по сравнению с котловинами Горного Алтая и Забайкалья, где такие отложения имеются. Существование ландшафтно-климатической зональ-

* Это предположение, высказанное еще Х. Баклундом и Г. Хаузенем, пока не нашло необходимого подтверждения. — *Прим. ред.*

ности в неогене для всего горного пояса Южной Сибири не вызывает сомнений (Лавров, 1962; Девяткин, 1963).

Эоплейстоценовый этап. Рассматриваемый этап отличается интенсивностью тектонических процессов с большим развитием дизъюнктивных смещений. На фоне поднятий и прогибаний первого порядка фиксируются сообразующиеся с их планом сложные горсты и грабены. К эоплейстоцену (или, по ранее принятой стратиграфической шкале, концу третичного и началу четвертичного периодов) приурочена основная фаза кайнозойского орогенеза для всей горной области юга Сибири (Алтай, Тува, Прибайкалье и Забайкалье). В это время происходит формирование современной гидрографической сети и глубокорасчлененного эрозионного рельефа и разрушение поверхности выравнивания.

Характер эоплейстоценовых отложений, накапливавшихся в глубоко врезанных долинах и опущенных котловинах — грабенах среди гор, — отражает большую напряженность тектонических движений и позволяет отнести эти отложения к молассам. К концу эоплейстоцена происходит уменьшение площади озерных бассейнов; вверх по разрезу увеличивается размерность обломочного материала.

Начало эоплейстоцена ознаменовалось небольшими блоковыми подвижками и накоплением в еще слабо врезанных древних долинах Тоджинской котловины аллювиальных песчано-галечниковых и гравийных отложений, а также плотных суглинков синего цвета, сохранивших пыльцу эоплейстоценовых растений. В это же время в нагорье Сангилен во впадине оз. Тере-Холь, образовавшейся в грабене на сопряжении тектонических зон двух направлений, отлагались озерные суглинки. К первой половине эоплейстоценового этапа формирования рельефа следует также отнести охристо-желтые песчано-галечниковые отложения долин рек Каргы и Могун-Бурень, сопоставляющиеся с отложениями бекенской свиты Алтая. Следовательно, начало эоплейстоцена в Туве характеризовалось ранней стадией обособления горстовых массивов и грабенов, уменьшением озерной аккумуляции и усилением сноса материала.

Дальнейшее нарастание тектонических напряжений привело к стремительному и глубокому (в центральных частях горных сооружений до 1000 м) эрозионному расчленению. В это время вдоль образовавшихся эрозионно-тектонических и тектонических ступеней на охристых песчано-галечниковых отложениях первой половины эоплейстоцена накапливаются мощные грубые пролювиальные брекчии буроватых тонов. Такие отложения известны вдоль южного борта хр. Танну-Ола («верхний обломочный горизонт», по Л. Д. Шорыгиной), на крайнем западе Тувы в долинах Могун-Бурени и Карги, а также по окраинам Сангилена. Отложения перекрываются нижеплейстоценовым ледниковым комплексом. В долинах крупных рек — Бий-Хема, Улуг-Хема, Хемчика, Балыктыг-Хема — формируется цоколь 80—150-метровых (IV, V и VI надпойменных) террас верхнего (доледникового) комплекса и отлагаются бурые галечники нижней части разреза этих террас. В это же время отлагаются валуны и галечники оз. Нойон-Холь и р. Хамсары, содержащие пыльцу широколиственных растений.

Наличие бурых галечников эоплейстоценового возраста в погребенных долинах в пределах Тувинской и Убсанурской котловин на высоте в несколько сот метров над урезом воды и в пределах высоко поднятых водоразделов Танну-Ола свидетельствует о существовании постэоплейстоценовых движений.

Одновременно с поднятием горных цепей и обособлением тектонических котловин на северо-востоке Тувы произошли грандиозные извержения вулканов, под туфами и лавами которых были погребены древ-

няя поверхность выравнивания и перекрывающие ее делювиальные и аллювиальные отложения. Вулканокластическая толща — туфы, лавы, туфопролювий — являются отложениями, синхронными с усилением тектонических напряжений в эоплейстоценовое время (Белостоцкий, 1958; Гросвальд, 1960, 1963). Если придерживаться принятой М. Г. Гросвальдом точки зрения на подледное образование грубокластических пород с туфовым цементом, описанных им как тиллиты, и отнести их к верхнему эоплейстоцену, как это делает названный исследователь, то приходится предполагать возможность эоплейстоценового оледенения. Однако некоторые исследователи высказывают обоснованные сомнения в принципиальной возможности этого оледенения в горах Южной Сибири (Ефимцев, 1961; Девяткин, 1963; Равский, 1962).

Климат эоплейстоценового времени, умеренно теплый и сравнительно мягкий сначала, постепенно становился все более суровым, что видно из анализа пыльцевых проб (Гудилин, Додин и Нордега, 1952; Шорыгина, 1960; Ефимцев, 1961; Девяткин, 1963; Равский, 1962; Лунгергаузен и Раковец, 1958): хвойно-широколиственные леса к верхнему эоплейстоцену вытеснялись хвойными, в которых имелось лишь небольшое количество представителей широколиственных пород.

В связи с энергичными тектоническими движениями в эоплейстоцене неогеновые отложения Убсанурской и Джулукульской котловины были дислоцированы. Вероятно, к этому же времени приурочены отдельные случаи перехвата рек и перераспределения речной сети, в частности в пределах хр. Танну-Ола (Белостоцкий, 1958) и в некоторых районах Западной Тувы (Ефимцев, 1961). Крупные реки образовали классически выраженные врезанные меандры и долины прорыва: Бий-Хем на участке пересечения с хр. Таскыл, Каа-Хем в среднем течении, Хемчик — в нижнем течении, Енисей — на участке пересечения Западного Саяна (Гудилин и др., 1952).

Изучение древнего рельефа в разных районах Алтае-Саянской горной области, в том числе под базальтами на северо-востоке Тувы, показало, что относительные превышения до начала эоплейстоценовых движений здесь были не более 300—500 м. Учитывая это, а также современное положение древних поверхностей выравнивания (или их реликтов), можно наметить приблизительную амплитуду происходившего в эоплейстоцене поднятия для разных частей Тувы. Для Тувинской котловины она составляла, по-видимому, 200—300 м, для Убсанурской 500 м, для центральных частей нагорья Сангилен и Восточно-Тувинского 2000—2200 м, для хребтов Восточный и Западный Танну-Ола 1500—2000 м, для хребтов Шапшал, Восточный Саян, Западный Саян 2000 м.

Амплитуда относительного вертикального смещения по тектоническим разрывам в эоплейстоцене внутри горных систем исчисляется многими сотнями метров. Так, по данным Е. В. Девяткина (1963), вертикальное смещение поверхности выравнивания хр. Шапшал вдоль Шапшальского разлома в эоплейстоценовое время достигало 1500 м. По нашему мнению, доледниковое смещение наиболее приподнятых частей косых блоков Северо-Восточной Тувы исчисляется 600—800 м (Улуг-Арга, блоки в районе озер Нойон-Холь, Устю-Терли-Холь, Кадыч, Маны-Холь). Такая же амплитуда относительного смещения блоков отмечена в нагорьях Сангилен и Восточно-Тувинском.

Созданный в эоплейстоцене на северо-востоке Тувы вулканогенный рельеф (отдельные эруптивные аппараты или цепочки их) обладал преувеличениями, местами достигавшими первых сотен метров при ширине вулканических построек до 8 км (Гросвальд и др., 1959; Белостоцкий, 1963).

Плейстоценовый этап. Этот этап отличается тем, что в плейстоценовое время в основном происходит лишь сглаживание уже созданных горных сооружений и формирование рельефа Тувы в его современном виде. Кое-где в начале нижнего и между нижним и верхним плейстоценом еще происходили сравнительно интенсивные блоковые подвижки с амплитудой, достигающей нескольких сотен метров. Так, в начале нижнего плейстоцена была разорвана поверхность накопления бурых эоплейстоценовых галечников, которые встречаются на дне древней долины р. Хемчик и на цоколе террас высотой 200—300 м (Шорыгина, 1960). Движения этого же времени разрушили и перестроили эоплейстоценовую гидрографическую сеть верховьев современной долины р. Шурмак. В пределах лавового плато Булун-Утуген наблюдаются смещения по тектоническим разрывам, возможно, также относящиеся к тому же времени.

В Северо-Восточной Туве с начала плейстоцена возобновилась вулканическая деятельность, приводившая к формированию вулканогенного рельефа: оживились старые и, возможно, появились новые эруптивные центры, расположенные на диагональных разрывах между крупными субширотными разломами (Гросвальд, 1957, 1958, 1963; Гросвальд и др., 1959; Белостоцкий, 1963) или на пересечении этих субширотных разломов с разломами субмеридионального простирания (Гудилин, Додин, Нордега, 1952). Подводящими каналами базальтовых извержений служили трещины в фундаменте, вдоль которых и расположены кратеры. Базальтовая лава извергалась из многочисленных эруптивных аппаратов в районе гор Кара-Тайга, Дерби-Тайга и других, и стекала на запад по поверхности опущенного в этом направлении блокового массива. Расположенный западнее блоковый массив Улу-Арга, по-видимому, обтекался лавой, потоки которой доходили по долинам до района озер Нойон-Холь, Кадыч и др.

В условиях горного рельефа наступившее в плиоцене похолодание благоприятствовало развитию оледенения в Туве. Существовавшие в Туве плейстоценовые ледники в основном относились к двум типам оледенения: 1) горно-долинному, местами переходящему в дендритовидный; этот тип наиболее характерен для Сангилены, гор Прихубсугуля, Танну-Ола, Западного Саяна, восточного склона Шапшала; 2) полупокровному (некоторыми исследователями называемому покровным), который характерен для западных склонов Восточного Саяна и Шапшала. В Тоджинской котловине отмечаются следы явного заполнения льдом полых форм рельефа у подножия альпийских массивов с развитием высокогорных выровненных поверхностей; поэтому наблюдаемый здесь полупокровный тип оледенения с известной долей условности можно выделить как тип оледенения подножий. Небольшие ледники подножий встречаются в хр. Академика Обручева, в горах Сангилены и Западном Саяне. Типичные «ледоемы» отмечены в восточной части хр. Академика Обручева.

Большинством современных исследователей на территории Тувы усматриваются следы двух оледенений: четко выраженного верхнеплейстоценового и выраженного менее ясно нижнеплейстоценового.

На границе Тувы с Алтаем, в Джулукульской котловине, нижнеплейстоценовое оледенение, по данным Е. В. Десяткина и других, хотя и было максимальным, но охватывало лишь немногим более значительную площадь, чем последующее — верхнеплейстоценовое. Поэтому его следы отмечаются на ограниченной площади и изучены очень слабо.

Примерно так же обстоит дело на востоке Тувы. Ю. В. Чудинов (1962) считает, что в нижнем плейстоцене в хр. Оттуг-Тайга существо-

вали переметные ледники, оставившие сильно разрушенные кары (цирки) и — на высоте 1900—2000 м — конечные морены. На северо-востоке Тувы нижнеплейстоценовое оледенение реконструируется М. Г. Гросвальдом (1962, 1963) по наличию эратических валунов за пределами области верхнеплейстоценового оледенения, а также по флювиогляциальным террасам, в которые вложены задровые равнины последующего оледенения. Этот исследователь говорит, что пыльцевой спектр отложений Мерзлого яра позволяет говорить об оптимальных климатических условиях (максимум ели) в период между нижне- и верхнеплейстоценовыми оледенениями. Следует отметить, что установить характер нижнеплейстоценового оледенения на основании перечисленных данных крайне трудно.

В перигляциальных областях в нижнеплейстоценовое время, по-видимому, происходило формирование нижних (валунно-галечниковых) частей разрезов террас среднего уровня: 25—60-метровых (III—IV) — в Юго-Восточной Туве; 20—60-метровых — в Убсанурской котловине; 20—80-метровых (II—III) в Тувинской котловине и горах Западной Тувы. К этому же времени относится накопление флювиогляциальных («подбазальтовых») галечников в речных долинах Северо-Восточной Тувы. Очевидно, в середине и конце нижнеплейстоценового времени образовались мощные пролювиальные, делювиально-пролювиальные и солифлюкционно-осыпные отложения, содержащие нижнеплейстоценовую фауну (разрез в бассейне р. Ак-Хем).

Анализ пыльцевых спектров нижнеплейстоценовых отложений в районе р. Чингекат (бассейн р. Ак-Хем) говорит о том, что низы толщ формировались в условиях холодной степи, верхи — в условиях леса с присутствием или преобладанием ели (Матвеева, 1960).

Следы верхнеплейстоценового оледенения в горных сооружениях Тувы весьма четки. Древняя снеговая граница на западе страны лежала очень высоко — до 2600—2700 м абс. выс. (хр. Мунгун-Тайга, Шапшал и др.), — в Западном Танну-Ола она понижалась до 2300 м, в Сангиле вновь поднималась до 2400—2600 м. Наиболее низко она лежала в Восточно-Тувинском нагорье и на юго-западном склоне Восточного Саяна — на высоте 1700—2200 м над уровнем моря. Анализ положения современной снеговой границы говорит о некоторой преемственности современных и верхнеплейстоценовых климатических условий.

В верхнем плейстоцене наиболее мощному оледенению в пределах Тувы подвергся юго-западный склон Восточного Саяна (Гудилин, Додин, Нордега, 1952). Влажные воздушные массы устремились сюда (в своего рода «трубу» между горными системами) и встретили преграду в виде Восточных Саян. Вместе с тем здесь, по-видимому, существовали условия, исключающие возможность полного стаивания ледниковых масс после нижнеплейстоценового оледенения.

Центром оледенения служили максимально поднятые участки юго-западного склона Восточного Саяна и восточных частей Восточно-Тувинского нагорья. Ледниковые массы формировались как в глубоко врезанных долинах, так и на пологонаклонных водоразделах. Близ истоков р. Азаса лед перекрывал базальтовое плато и стекал в трех направлениях: 1) вниз по р. Бий-Хем; 2) через водораздел в бассейн р. Бий-Хем и 3) вниз по р. Азас, к западной части Тоджинской котловины*. В последнюю стекали льды и из верховьев Хамсары. Мощность льда значительно превышала 500 м, достигая местами 800—900 м. Он переполнял котловину и устремлялся на запад в область мелкогогорья и

* По-видимому, существовало перетекание льда на восточный склон в верховьях долин Дотот и Бий-Хем.

среднегорья. Встречая на своем пути значительные возвышенности, лед преодолевал их. Доледниковые долины, вытянутые в направлении движения льда, подвергались ледниковому переуглублению. Поперечные же долины оказывались в совершенно иных условиях, в верхних частях их склонов нередко создавались гигантские «бараньи лбы»,

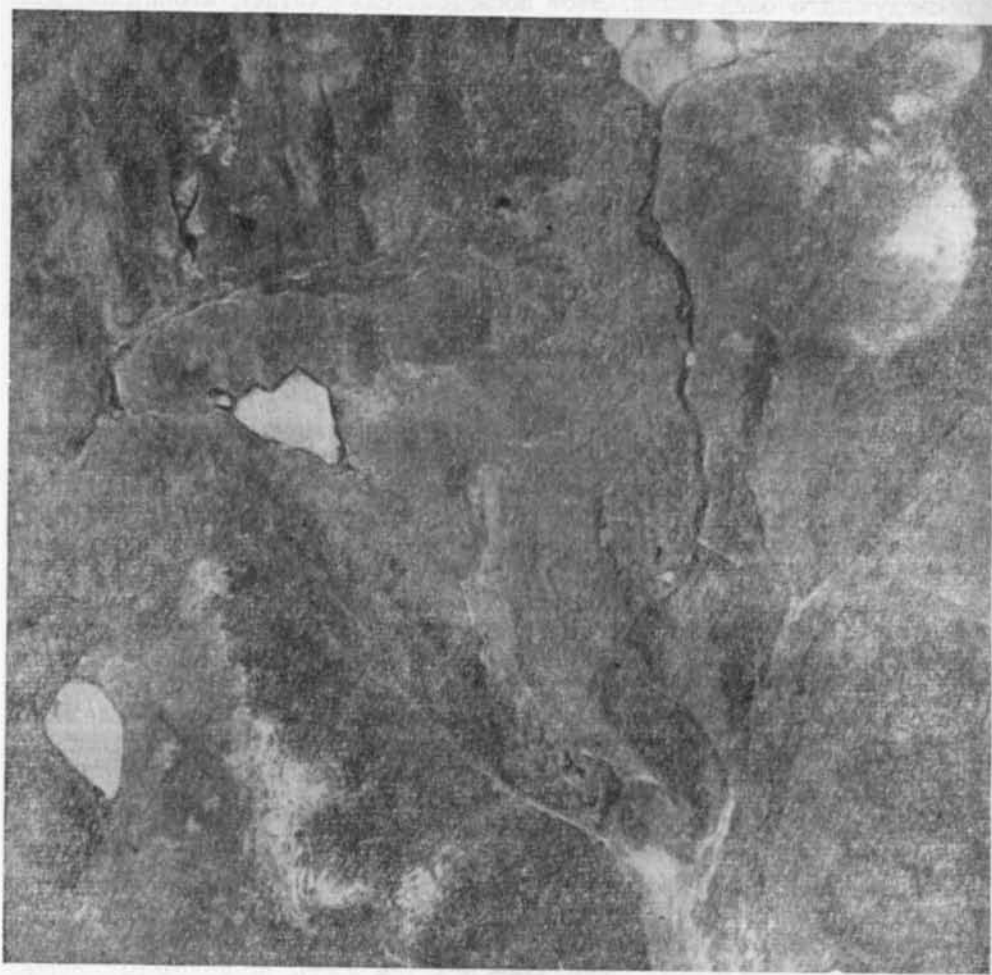


Рис. 82. Извилистая полоса верхнеплейстоценового конечноморенного вала ледника.
Аэрофото

В северной части аэрофотоснимка среднегорный рельеф, обработанный ледником, двигавшимся в южном направлении; видны «бараньи лбы» и ложбины выпахивания. В юго-западной части снимка видно, как конечноморенный вал (темная полоса) оконтуривает нижние склоны возвышенности, не заходя на нее; здесь дешифрируются гольцовая поверхность с каменными россыпями (светлые пятна) и подпруженная мореной гидросеть (грушевидное озеро)

тогда как днища таких долин, очевидно, подвергались экзарации значительно меньше (см. рис. 79).

Мощность ледниковых языков постепенно убывала на запад, причем местами над их поверхностью возвышались скалистые останцы. М. Г. Гросвальд считает, что мощность льда была наибольшей в центре Тоджинской котловины.

Если вблизи областей питания ледниковые массы были активны и производили огромную экзарационную работу, то в области таяния

они аккумуляровали принесенный с востока и северо-востока материал. Здесь ледники обтекали малейшие неровности древнего рельефа, поэтому-то так и извилиста полоса конечной морены (рис. 82). Следует отметить, что основная масса фирна формировалась на высотах 2200—2500 м, а полоса конечных холмисто-моренных накоплений расположена приблизительно на высоте 900—1000 м.

Во время максимального развития ледников таяние льда происходило, видимо, очень бурно, на что указывает характер флювиогляциальной террасы вдоль правобережья р. Бий-Хем в западной части Тоджинской котловины. Талые воды ледников отлагали здесь принесенный материал в виде огромных конусов выноса. Живая сила потоков быстро

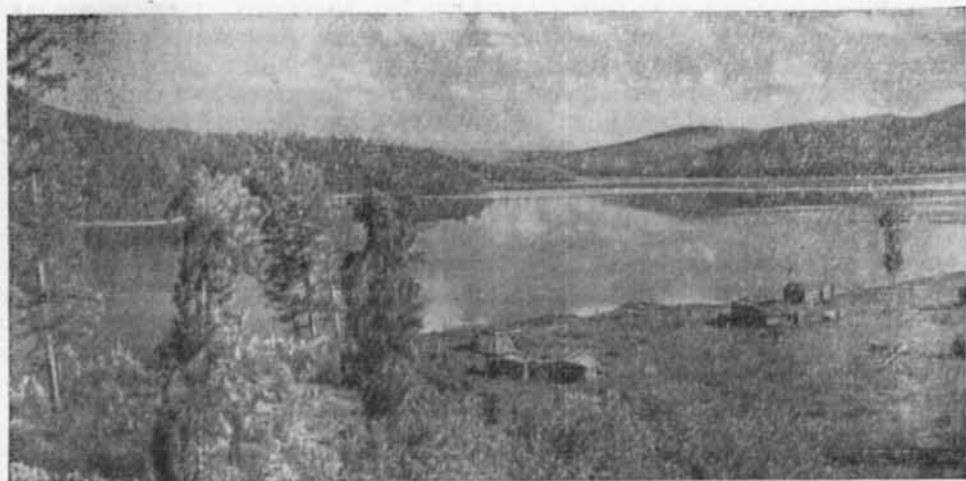


Рис. 83. Озеро Шрам-Холь в Тоджинской котловине. Фото И. С. Гудилина
В левой части снимка видны залесенные озовые гряды

падала и крупный грубообломочный материал сразу же оседал. Более мелкие фракции материала уносились дальше, на Тоз-Булуцкую зандровую равнину.

Деградация ледника происходила своеобразно. Сначала он распался на отдельные массивы, надолго оставшиеся лежать в депрессиях древнего рельефа. Между отдельными глыбами льда заложились реки и маргинальные каналы. Врезавшись до подстилающих пород, они затем эродировали последние; в связи с этим после исчезновения льда речная сеть оказалась существенно иной, чем до оледенения. Образовались многочисленные ложбины стока, нередко расположенные амфитеатром над современными долинами (например, по р. Азас). В период отступления ледников образовались многочисленные озовые гряды, крайне характерные для северо-востока Тувы формы ледниковой аккумуляции. Местами эти гряды спроектировались на поперечные долины, еще заполненные льдом. При исчезновении последнего в глубоких долинах благодаря подпрудам из моренно-флювиогляциального материала возникли многочисленные озера. Именно так в большинстве случаев образовались озера в центральной Тодже: поперечные перемычки и озовые гряды отмечают во впадинах озер Черешты, Мана-Холь, Кадыч, Олбук, Борзу, Шрам, Эль-Кара-Холь, Нойон-Холь и др. (рис. 83). Озеро Азас (Тоджа) имеет подпрудное конечноморенное происхождение.

Доледниковая гидросеть водораздела Азас — Хамсара в результате мощного оледенения перестала существовать. На ее месте в настоящее время наблюдается группа озер, соединенных или разобщенных между собой. Но даже при взгляде на самую схематическую крупномасштабную карту можно уловить прежнее очертание этой ныне исчезнувшей гидрографической сети. Будучи надолго погребен под сплошным ледниковым покровом рельеф здесь сохранил некоторые свои доледниковые черты. Очень хорошо в настоящее время видны тектонические доледниковые обрывы массива Улу-Арга, озер Кадыч и Нойон-Холь и др.

Отступление ледника продолжалось очень длительное время. В особенности долго льды задержались в глубоких озерах Тоджинской котловины и в верховьях рек Азас, Хамсара, Баш-Хем, Бий-Хем, Серлиг-Хем. Однако уже после того, как глыбы мертвого льда в озерах растаяли и уровень озер значительно понизился (причем образовались камовые террасы), ледники в верховьях рек все еще продолжали существовать. Глубинная эрозия успела распространиться на моренные и флювиогляциальные образования первых стадий отступления ледника. Значительно расчленились зандровые равнины на западе Тоджинской и Серлигхемской котловин. Только после этого остатки льдов в верховьях рек начали усиленно таять и вскоре полностью исчезли. В результате в террасы, сложенные флювиогляциальными и моренными отложениями, оказались вложены более низкие террасы, сложенные исключительно флювиогляциальными отложениями.

Очень характерны для образований этого времени следы термокарстовых процессов, охвативших в период деградации ледников все площади распространения рыхлых отложений области оледенения. В моренных отложениях следы этих процессов проявляются в своеобразном распределении материала, а в флювиогляциальных выражены мерзлотными дислокациями слоев.

Вероятно, почти такие же крупные размеры имело верхнеплейстоценовое оледенение на юго-западе Тувы, в районе хр. Шапшал и Джулукульской котловины (Девяткин, 1960, 1963; Ефимцев, 1959, 1961). По орографическим условиям, в которых оно развивалось, по типу ледников и другим своим особенностям это оледенение чрезвычайно сходно с одновозрастным оледенением Северо-Восточной Тувы. Однако многие вопросы, связанные с этим оледенением, в частности касающиеся времени его существования, изучены недостаточно.

В центральных и южных частях Тувы оледенение имело несравненно меньшие размеры, чем в описанных районах. Оно было представлено небольшими каровыми и долинными ледничками, достигавшими не более 20 км длины.

В перигляциальных областях в верхнеплейстоценовое время происходила усиленная эрозия склонов и формирование отложений наиболее молодых надпойменных террас, сопрягающихся с конечными моренами долинных ледников: в Юго-Восточной Туве 8—15-метровых (I, II), в Убанурской котловине 3—8-метровых (I, II), в Тувинской котловине и Западной Туве — I надпойменной террасы (Ефимцев, 1960). Верхние части разрезов этих террас насыщены щебнистым материалом делювиального, делювиально-пролювиального и солифлюкционно-гравитационного происхождения. Частая перемежаемость щебнистых накоплений, образованных селевыми потоками, с моренными, а еще чаще с флювиогляциальными отложениями позволяет считать их образованиями, синхронными ледниковому периоду. Широкое развитие моренно-солифлюкционных процессов в высокогорной гольцовой зоне перигляциальной области подтверждается также и данными геоморфологического анализа (Белостоцкий, 1958).

Голоценовый этап. После оледенения рельеф Тувы под действием таких факторов денудации, как физическое (особенно морозное) выветривание и солифлюкционные процессы (в условиях вечной мерзлоты), начал интенсивно разрушаться, одновременно происходило интенсивное эрозионное расчленение. Последнее стимулируется продолжающимися тектоническими движениями. Движения голоценового времени носят блоковый характер и местами достигают амплитуды 50—200 м. К наиболее четким следам этих подвижек относятся региональная широтная сейсмогенная трещина («ров»), расположенная в МНР к югу от Сангилена, образование которой связано с землетрясением 1905 г., функционирующие термальные источники вдоль меридиональных и субширотных разломов, дислоцированные отложения наиболее молодых надпойменных террас (выше Хутинского порога) и сдвиговые смещения гидросети (Петрусевиц, 1951; Чудинов, 1961). Происходящая ныне миграция оз. Тере-Холь с востока на запад, о которой, по нашему мнению, свидетельствует целый ряд признаков, позволяет предполагать перекашивание глыбы, образующей днище Терехольской котловины, под влиянием современных тектонических движений.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович И. И., Дорофеева Э. Ф. 1959. Элементы-примеси в интрузивных породах Центральной и Западной Тувы. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 2.
- Абрамович И. И. 1959. Уран и торий в интрузивных породах Центральной и Западной Тувы. Геохимия, № 4.
- Абрамович И. И. 1960. Редкие щелочи в гранитоидах Тувы. Зап. Всес. минерал. об-ва, 2 серия, ч. 89.
- Абрамович И. И. 1962. Девонский магматизм Тувы в свете геохимических данных. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 53.
- Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б. 1963. Титан в магматических формациях Алтае-Саянской складчатой области. Сб. «Химия земной коры». Тр. геохим. конференции, посвященной столетию В. И. Вернадского. Изв. АН СССР.
- Агентов В. Б. 1962. Замечание к сообщению А. В. Ильина и Г. А. Кудрявцева в статье «Докембрий Тувы». Сов. геология, № 2.
- Агентов В. Б. 1962. О нижнекембрийском эффузивном вулканизме Восточной Тувы и связи с ним колчеданного оруденения. БМОИП, т. 67, отд. геол., вып. 4.
- Агентов В. Б., Агентова В. В., Семенова О. А. 1959. Силурийские и нижнедевонские отложения бассейна р. Дерзик в Восточной Туве. Тр. ВАГТ, вып. 5, Госгеолтехиздат.
- Адрианов А. В. 1881. Путешествие на Алтай и на Саяны, совершенное в 1881 г. Зап. Русск. географ. об-ва по общей географии, т. XI.
- Адамович А. Ф. и др. 1958. Новые данные по стратиграфии песчано-сланцевых толщ Западного Саяна. БМОИП, отд. геол., т. 33, № 4.
- Адамович А. Ф., Гросвальд М. Г., Зоненшайн Л. П. 1959. Новые данные о вулканах Кропоткина и Перетолчина. Тр. ВАГТ, вып. 5, Госгеолтехиздат.
- Александрова Л. П. 1961. Строение и условие залегания ледниковых отложений р. Шивелиг (хр. Западный Танну-Ола). Материалы Всес. совещ. по изуч. четверт. периода, т. 3. Изд. АН СССР.
- Александрова Л. П. 1962. О связи некоторых форм рельефа Западной Тувы с тектоническими разрывами. Докл. АН СССР, т. 146, № 5.
- Алтухов Е. Н., Лучицкая А. И. 1962. Кембрийские конгломераты верховьев р. Шурмак и Нарын (нагорье Сангилен, Юго-Восточная Тува). Докл. АН СССР, т. 146, № 2.
- Амантов В. А., Данзан Буточи и др. 1962. О развитии геологических структур Западной Монголии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8.
- Аникиев К. А. 1961. Петрохимические особенности девонских эффузивов Уйменской депрессии. Геология и геофизика, № 12.
- Аникиев К. А. 1962. Порфириновые микроклиновые граниты хребта Чихачева в Горном Алтае. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 73, Петрогр. сб. 4.
- Антонов В. С. 1954. О климатическом районировании Тувы. Изв. ВГО, т. 86, вып. 6.
- Архангельский А. Д. 1942. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1. Госгеолтехиздат.
- Африканов А. М. 1890. Урянхайская земля и ее обитатели. Изв. ВСОИРГО, т. XXI, № 5.
- Баженев И. К. 1934. Западный Саян. Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР.
- Баронина М. Н. и Тогус. 1939. К вопросу о климате Тувы. Тр. Тув. с.-х. оп. станции, вып. 1.
- Белостоцкий И. И. 1958. Очерки по истории рельефа Тувы. Тр. ВАГТ, вып. 4.
- Белостоцкий И. И. 1963. Вулканы гор Кара-Тайга (Сой-Тайга) в Северо-Восточной Туве. Проблемы вулканологии. Тр. Лабор. палеовулканологии, Казахск. гос. универ. им. С. М. Кирова, вып. 1.

- Белостоцкий И. И., Зоиеншайн Л. П., Красильников Б. Н., Кудрявцев Г. А., Моссаковский А. А., Пожариский И. Ф., Херасков Н. Н. 1959. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области. БМОИП, отд. геол., т. 34, вып. 1.
- Белоусов В. В. 1954. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат.
- Берзин Н. А. 1961. Отражение глыбовой тектоники фундамента в структурах среднего и верхнего палеозоя Центральной Тувы. Геология и геофизика, № 12.
- Берзин Н. А., Клитин К. А. 1961. Строение зоны главного разлома Восточного Саяна в верховьях р. Уды. Геология и геофизика. СО АН СССР, № 7.
- Беус А. А., Северов Э. А., Ситин А. А., Субботин К. Д. 1962. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд. АН СССР.
- Библиография Тувинской автономной области (1774—1958). 1959. Изд. АН СССР.
- Билибин Ю. А. 1958. Проблема образования гранитов и руд. Избр. тр., т. 1. Изд. АН СССР.
- Благонравов В. А. 1959. Об аласугской и систигхемской свитах бассейнов рек Систиг-Хема, Узы, Чаваша, Ала-Суга. Тр. ВАГТ, вып. 5. Госгеолтехиздат.
- Благонравов В. А., Шенкман Я. Д. 1956. О соотношении между гранитоидами нижнего течения р. Каа-Хем (Восточная Тува). Тр. ВАГТ, вып. 2. Госгеолтехиздат.
- Благонравов В. А., Ильин А. В., Моралев В. М. и др. 1957. О книге Л. Н. Леонтьева «Краткий геологический очерк Тувы». Сов. геология, № 59.
- Благонравов В. А., Кудрявцев Г. А. 1963. О статье Т. Н. Ивановой, Н. И. Полевой, Г. М. Владимирского, Э. Ф. Дорофеевой, Д. М. Орлова, Е. К. Станкевич, В. А. Унксова «Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской области». Сов. геология, № 4.
- Благонравов В. А., Владимирский Е. В. Ордовикские отложения Тувы. Стратиграфия СССР, т. 4. Госгеолтехиздат.
- Блюменфельд А. О. 1957. Курортные богатства Тувы. Тув. книжное изд-во.
- Близняк Е. В., Овчинников К. М. и др. 1945. Гидрография рек СССР под ред. проф. Е. В. Близняка. Гидрометеозидат.
- Бобин Е. С. 1940. О взаимоотношении кембрия и докембрия в Восточном Саяне. Сов. геология, № 1.
- Богомолов В. Г. 1959. Некоторые вопросы стратиграфии ордовикских и силурийских отложений северо-восточной части Тувы. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 21.
- Богородский К. Ф., Валединский В. И. 1957. Гидроминеральные ресурсы Тувы. Тр. Тувинской комплексной экспедиции. Изд. АН СССР, вып. 3.
- Божинский А. П., Гудилин И. С., Думитрашко Н. В., Каманин Л. Г. 1947. Горы Южной Сибири. Геоморфологическое районирование СССР. Тр. ком. по ест. ист. район. СССР, т. II, вып. 1. Изд. АН СССР.
- Борисенко Л. А. 1959. Распределение галлия в горных породах Советского Союза. Геохимия, № 1.
- Бровков Г. Н. 1963. Пепловые туфы в отложениях среднего девона района соляной копи Туз-Таг (Южная Тува). Геология и геофизика, СО АН СССР, № 4.
- Бродский А. А. 1957. Гидрохимические методы поисков рудных месторождений. Госгеолтехиздат.
- Бруаков М. И., Федоров Э. М. 1954. Базальты междуречья Ии и Уды (Восточный Саян). В кн. «Вопросы геологии Азии», т. I, изд. АН СССР.
- Васильев Д. А. 1947. Геология и полезные ископаемые Тувинской депрессии. Уч. зап. Томского ун-та, № 3.
- Варенцов И. М. 1955. К стратиграфии среднедевонских отложений Тувы. Докл. АН СССР, т. 104, № 3.
- Варенцов И. М. 1957. О песчаных породах девона Тувинского прогиба и вопросах их классификации. БМОИП, отд. геол., т. 32, вып. 3.
- Варенцов И. М. 1959. Стратиграфия и фации отложений среднего и верхнего девона Тувинского прогиба. Изд. АН СССР.
- Васильев Г. В., Вохонин В. С., Гришин Т. А., Иванов А. Х., Меринов Н. А., Мокшанцев К. В. 1959. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Госгеолтехиздат.
- Вайнштейн С. И. 1954. Совершенное камнерезное искусство тувинцев. Сов. этнография, № 3.
- Вахрушев В. А., Щербакова З. В. 1961. Корунд-шпинелевые породы из нагорья Сангилен в Юго-Восточной Туве. Геология и геофизика, № 4.
- Вехов В. А., Травин А. Б., Казначеева К. Т. 1957. Петрографическая и физико-химическая характеристика каменных углей Меджигейского месторождения Тувинской АО. Зап.-Сиб. филиал АН СССР, Тр. химико-металлургич. ин-та, вып. 10.
- Виноградов А. П. 1956. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1.
- Винкман М. К. 1959. Стратиграфия протерозойских, синийских и кембрийских отложений Горного Алтая. СНИИГГИМС, вып. 5.

Вифанский К. Н., Высокоостровская Е. Б., Домарев В. С. 1958. Средне- и верхнепалеозойский магматизм; Горный Алтай. В кн. «Геол. строение СССР», т. 2. Госгеолтехиздат.

Владимирская Е. В. 1958. Ордовик и силур Тувы и Западного Саяна, т. 1. Госгеолтехиздат.

Владимирская Е. В. 1959. Ордовикские и силурийские отложения Центральной и Западной Тувы. Инф. сб. ВСЕГЕИ, вып. 21.

Владимирская Е. В. 1960. Ордовикские отложения Центральной и Западной Тувы. Зап. Лен. гор. ин-та, т. XXXVII, вып. 2.

Владимирский Г. М. 1959. Новые данные по стратиграфии палеозоя зап. части южного склона Западного Саяна. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 21.

Владимирский Г. М., Черноморский М. А. 1959. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя левобережья р. Хемчик в Западной Туве. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 21.

Владимирский Г. М., Черноморский М. А. 1961. Складчатые структуры верхнекембрийских (?) отложений левобережья р. Хемчик в Западной Туве. Материалы по регион. геол. Алтае-Саянской складчатой обл. Нов. серия, т. 58.

Вологдин А. Г. 1931. Кизир-казырский район. Тр. Глав. геол.-разв. упр., вып. 92.

Вологдин А. Г. 1940. Археоциаты и водоросли кембрийских известняков Монголии и Тувы. Тр. Монгольской комплексной экспедиции. АН СССР, ч. 1.

Вологдин А. Г. 1959. Верхнекембрийский археоциато-коралловый ценоз хр. Танну-Ола (Тува). Докл. АН СССР, т. 129, № 3.

Вологдин А. Г. 1960. По поводу статьи В. В. Меннера, Н. В. Покровской, А. Ю. Розонова «О верхнекембрийском археоциато-коралловом ценозе в хр. Танну-Ола, Тува». Изв. АН СССР, сер. геол., № 10.

Волонтэй Г. М. 1962. К вопросу о строении мезозойского структурного яруса Тувы. Тектоника Сибири, т. 1. Изд. СО АН СССР.

Волонтэй Г. М. 1963. Основные типы развития крупных структур Тувинского межгорного прогиба. Тектоника Сибири, II. Изд. СО АН СССР.

Волохов И. М. 1956. Гипербазитовые брекчии Центральной Тувы. Тр. ГГИ ЭСФАН, вып. 17.

Герасимов И. М. 1931. О некоторых формах рельефа пустынной степи. Изв. ВГО, т. XIII, вып. 4.

Герасимов И. П. 1939. Ледниковый период на территории СССР. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. XXIII.

Герасимов И. П. 1946. Опыт геоморфологической интерпретации схемы геологического строения СССР. Пробл. физ. географии, XII. Изв. АН СССР.

Гинцингер А. В. 1959. Материалы по стратиграфии силурийских и девонских отложений Горного Алтая. Тр. СНИИГИМС. Материалы по регион. геол., вып. 5. Госгеолтехиздат.

Гирфанова О. М. 1959. Подземные воды Тоджинской депрессии. Материалы ВСЕГЕИ. Инф. сб., № 19.

Гирфанова О. М. 1960. Подземные воды Центральной и Западной Тувы. Тр. 2-го совещания по подземным водам и инж. геологии Восточной Сибири. вып. 4.

Глазунов О. М. 1961. Лысанский габбро-пироксенито-серпентиновый комплекс в западной части Восточного Саяна. Геология и геофизика, № 3.

Голубев Б. Б. 1958. К стратиграфии верхнепротерозойской толщи метаморфических пород юго-востока Тувы. Зап. Лен. гор. ин-та, т. XXXIII, вып. 2.

Голубев Б. Б. 1959. О месторождении железистых кварцитов Тувы как возможных источников железистых руд. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 22.

Голубев Б. Б. 1960. О графитосодержащих сланцах нагорья Сангилен (Тува). Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 28.

Голубева Л. В., Равешит Э. И. 1962. Антропоген Тувинских впадин. Тр. комис. по изуч. четверт. периода, XIX.

Грайзер М. И. 1959. Новые данные по стратиграфии и литологии нижнего карбона Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9.

Гросвальд М. Г. 1957. Новые данные по новейшему вулканизму Восточной Тувы. БМОИП, отд. геол., т. 32, вып. 3.

Гросвальд М. Г. 1958. Восточно-Тувинский район четвертичных вулканов. Докл. АН СССР, т. 122, № 3.

Гросвальд М. Г. 1959. Каменные глетчеры Восточного Саяна. Природа, № 2.

Гросвальд М. Г. 1960. Некоторые вопросы неотектоники Саяно-Тувийского нагорья. БМОИП, отд. геол., т. XXXV, № 2.

Гросвальд М. Г. 1961. Разрез позднеледниковых отложений и механизм убывания последнего оледенения Тувы. БМОИП, отд. геол., № 36, № 6.

Гросвальд М. Г. 1962. К истории антропогена Тувы. БМОИП, отд. геол., т. 37, № 1.

Гросвальд М. Г. 1962. Центральный Восточно-Саянский район современного оледенения. Вестник МГУ, серия V, география, № 5.

- Гросвальд М. Г. 1963. Современные ледники в горах Северо-Восточной Тувы. В кн. «Исследования ледников и ледниковых районов», № 3. Изд. АН СССР.
- Гросвальд М. Г. 1963. Проблема кратности и стадийности древних оледенений Тувы. БМОИП, отд. геол., № 2, т. 38.
- Гросвальд М. Г., Станкевич Е. Н., Уфлянд А. К. 1959. Новые данные о базальтах Хамсара-Бийхемского междуречья в Северо-Восточной Туве. Тр. ВАГТ, вып. 5. Госгеолтехиздат.
- Громов В. И., Краснов И. И. 1950. Принципы подразделения четвертичной (антропогенной) системы и ее нижняя граница. Сб. геохрон. и климата четв. периода. Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК. Изд. АН СССР.
- Грумм-Гржимайло Г. Е. 1914. Западная Монголия и Урянхайский край, т. I (Описание природы этих стран), СПб.
- Гудилин И. С. 1950. Геоморфологическая карта СССР (территория Восточной Тувы) Изд. АН СССР.
- Гудилин И. С. 1957. Некоторые вопросы неотектоники Восточной Тувы. В кн. «Тезисы докл. на Межвед. совещ. по изуч. четверт. периода». Изд. АН СССР.
- Гудилин И. С. 1961. Некоторые вопросы неотектоники Восточной Тувы. Материалы Всес. совещ. по изуч. четверт. периода, т. 3. Изд. АН СССР.
- Данилевич А. М., Предтеченский Н. Н. 1956. Стратиграфия девонских отложений Тувинской котловины. В сб. «Тезисы докладов на Межвед. совещ. по разработке униф. стратиграф. схем Сибири».
- Девяткин Е. В. 1960. О третичных отложениях Джулукульской котловины. Докл. АН СССР, т. 135, № 6.
- Девяткин Е. В. 1961. Старобогатов Я. Н. О фауне пресноводных моллюсков из эоплейстоценовых отложений Горного Алтая. Докл. АН СССР, т. 141, № 5.
- Девяткин Е. В. 1961. Озерные бассейны ледникового времени в Юго-Восточном Алтае. БМОИП, № 3.
- Девяткин Е. В. 1962. Основные вопросы новейшей тектоники Юго-Восточного Алтая. Бюлл. комисс. по изуч. четв. периода, № 27.
- Девяткин Е. В. 1963. Закономерности накопления кайнозойских отложений в условиях молодых тектонических движений (на примере юго-востока Алтая). Автореф. дисс.
- Додин А. Л. 1948. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Алатау. Углетехиздат.
- Додин А. Л. 1949. Новые данные по геологии Юго-Западной Тувы. Тр. ВСЕГЕИ, общ. серия, вып. 9.
- Додин А. Л. 1956. Основные черты истории геологического развития Алтае-Саянской геосинклинали области. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 8.
- Додин А. Л. 1958. Докембрий и кембрий Алтае-Саянской области. В кн. «Геологическое строение СССР», т. I. Госгеолтехиздат.
- Дорогостойской В. Ч. 1908. Поездка в северо-западную Монголию (краткий отчет о путешествии, совершенном летом 1907 г. по поручению РГО). Изв. Русск. геогр. об-ва, 44, № 5.
- Дорофеева Э. Ф. 1962. О форме Чингекатского массива гранитоидов (Западная Тува). Петрограф. сб. ВСЕГЕИ, № 4, нов. серия, т. 73.
- Другова Г. М., Лурье М. Л., Обручев С. В. 1955. Докембрий Северо-Восточной Тувы. Тр. Лабор. геологии докембрия, вып. 5. АН СССР.
- Дулов В. И. 1956. Социально-экономическая история Тувы XIX — начала XX веков.
- Думитрашко Н. В. 1940. О древности рельефа Юго-Восточной Сибири. Изв. АН СССР, серия географ. и геофиз., № 5.
- Еремеев В. П. 1949. К характеристике интрузий Центральной Тувы. Докл. АН СССР, т. 67, № 3.
- Еремеев В. П. 1950. Интрузии Центральной части Тувы и связанные с ними контактные процессы. Тр. ИГН АН СССР, вып. 107.
- Еремеев В. П. 1957. Агальматолит Тувы. Тр. ИГЕМ, АН СССР, вып. 17.
- Еремеев В. П. 1957. Материалы по петрографии и нерудным ископаемым юго-восточной и западной части Тувы. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 10.
- Еремеев В. П. 1957. О гидромагнезиальных минералах в Актовракском гипербазитовом массиве. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 10.
- Еремеев В. П. 1959. Петрография и генезис Актовракского месторождения хризотил-асбеста. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 31.
- Еремеев В. П. 1959. О калиевом метасоматозе в гранитах Юго-Восточной Тувы. Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Еремеев В. П. 1960. Тувинская Автономная область — вторая асбестовая сырьевая база Советского Союза. В кн. «Развитие производст. сил. Восточной Сибири», т. 2.
- Еремеев В. П. 1960. Генезис Чазадырского проявления роговообманковой минерализации (Западная Тува). Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 47.
- Еремеев В. П. 1960. Минеральные ресурсы Тувы. Природа, № 10.

- Еремеев В. П. 1961. Генетические типы талькиитов и тальковых камней Тувинской АО. Тр. ИГЕМ, вып. 63.
- Еремеев В. П. 1962. Дуниты Восточной Тувы и связанные с ними минералообразования. Сб. «Основные породы и пробл. их генезиса». Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 77.
- Еремеев В. П., Шорыгина Л. Д. 1955. Глины и суглинки центральной части Тувинской АО. Тр. ИГН АН СССР, петрограф. серия, вып. 165, № 47.
- Ермолаев А. П. 1913. Урянхайский край, Минусинск.
- Ермолаев А. П. 1919. Краткий отчет об исследованиях в Урянхайском крае в 1915—1918 гг. Сибирские записки, № 4—5.
- Ефимцев Н. А. 1957. Климатический очерк (Тува). Тр. Тувинской комплексной эксп., вып. 3. Природные условия Тувинской АО. Изд. АН СССР.
- Ефимцев Н. А. 1961. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. Тр. ГИН АН СССР, вып. 61.
- Ефимцев Н. А. 1961. О характере и количестве оледенений Горного Алтая и Саян. В кн. «Вопросы геологии антропогена». 6-й конгресс INQVA, Докл. сов. геологов. Изд. АН СССР.
- Журавлева И. Т. 1947. О стратиграфической приуроченности некоторых археоциатов ценозов Центральной Тувы. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 555, № 2.
- Журавлева И. Т. 1950. О находке в кембрийских отложениях Тувы археоциат с колониальным скелетом. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 73, № 6.
- Журавлева И. Т. 1954. Археоциаты Сибирской платформы и их значение для стратиграфии кембрия Сибири. Вопросы геол. Азии, т. 1.
- Журавлева И. Т. 1957. Археоциаты, их развитие и стратиграфическое значение. БМОИП, сер. геол., 32, № 3.
- Журавлева И. Т. 1959. Археоциаты Сибирской платформы и их значение для стратиграфии нижнего кембрия (автореф. докт. дисс.). Новосибирск.
- Журавлева И. Т. 1960. Археоциаты Сибири и их значение для стратиграфии нижнего кембрия. Международ. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 8.
- Журавлева И. Т., Репина Л. Н. 1959. Родовые комплексы трилобитов и археоциат нижнего кембрия Алтае-Саянской области. Докл. АН СССР, 129, № 1.
- Журавлева З. А. 1963. Онколиты и катаграфии рифа и нижнего кембрия Сибири и Южного Урала и их стратиграфическое значение (автореф. канд. дисс.).
- Заварицкий В. А. 1946. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блява на Урале. Тр. ИГН, вып. 71, серия петрограф. (№ 24).
- Зайцев А. М. 1903. Петрографический материал, собранный П. Н. Крыловым в 1892 г. на Саянах и в Урянхайской земле. Зап. Русск. геогр. об-ва по общей географии, т. XXIV, № 2.
- Зайцев А. М. 1914. Западная Монголия и Урянхайский край. Описание природы Сибири, т. 1.
- Зайцев Н. С. 1947. О полноценовых осадках и молодых движениях в хр. Танну-Ола. Докл. АН СССР, т. 57, № 9.
- Зайцев Н. С. 1955. К стратиграфии и строению девонских отложений Тувинского прогиба. Докл. АН СССР, т. 102, № 2.
- Зайцев Н. С. 1957. Основные черты тектоники Тувинского прогиба. Докл. АН СССР, т. 117, № 4.
- Зайцев Н. С. 1960. Кембрий Тувы. Геология и геофизика. СО АН СССР, № 7.
- Зайцев Н. С. 1963. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. Тезисы докладов совещ. (1—6 февраля 1963 г.) по проблемам тектоники.
- Зайцев Н. С., Покровская Н. В. 1950. О строении смежных частей западного склона Тувы. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Зайцев Н. С., Сажина В. В. 1958. Кайнозойские базальты в зоне Саяно-Тувинского глубинного разлома. Докл. АН СССР, т. 118, № 1.
- Зоненшайн Л. П. 1959. Тектоника смежных частей Восточного Саяна и Северной Тувы. Тр. ВАГТ, вып. 5. Госгеолтехиздат.
- Зоненшайн Л. П. 1959. О сочленении Восточно-Саянского докембрийского складчатого массива с Алтае-Саянской палеозойской геосинклинальной областью. Тр. ВАГТ, вып. 5. Госгеолтехиздат.
- Зоненшайн Л. П. 1961. Особенности тектонического развития Западного Саяна. Геология и геофизика, № 4.
- Зоненшайн Л. П. 1962. Тектоника Западного Саяна (автореф. канд. дисс.).
- Зоненшайн Л. П. 1963. Тектоника Западного Саяна. Госгеолтехиздат.
- Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А. 1960. Место главнейших гранитоидных интрузий в тектонической структуре Саяно-Тувинской горной области. В кн. «Каледонская орогенция». Межд. геол. конгресс, XXI сессия, Докл. сов. геологов. Изд. АН СССР.
- Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А., Моссаковский А. А. 1960. Анализ палеозойских геологических формаций востока Алтае-Саянской области и некоторые

- особенности ее тектонического строения. Геология и геофизика, № 12. СО АН СССР.
- Зубрилин Я. С. 1954. Девон Центральной Тувы. В кн. «Тезисы докл. на Межвед. совещ. по разраб. униф. стратиграф. схем Сибири».
- Зуева А. В. 1960. Опыт изучения распределения элементов рудной минерализации в подземных водах Западного Саяна. Материалы годичн. сессии Уч. совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1959.
- Зыков С. И., Ступникова Н. И., Павленко А. С., Тугаринов А. И., Орлова Л. П. 1961. Абсолютный возраст интрузий Восточно-Тувинского региона и Енисейского кряжа. Геохимия, вып. 7. АН СССР.
- Иванова Т. Н. 1957. Роль ассимиляции в формировании интрузий Таннуольского комплекса (Тувинская АО). Петрограф. сб. ВСЕГЕИ, № 2.
- Иванова Т. Н. 1958. 1. Тувинская АО и Западный Саян, 2. Общая характеристика нижнепалеозойского магматизма. Статьи в кн. «Геологическое строение СССР», т. II, раздел «Нижнепалеозойский магматизм». Госгеолтехиздат.
- Иванова Т. Н. 1959. Основные черты истории развития магматизма Тувы. Сов. геология, № 11.
- Иванова Т. Н. 1959. Состав и структурное положение спилитовой и андезит-порфировой формации (на примере нижнекембрийской геосинклинали Тувы). Проблема вулканизма. Материалы к 1-му Всес. вулканолог. совещ. в Ереване.
- Иванова Т. Н. 1960. Закономерности развития нижнепалеозойского магматизма подвижных поясов земной коры (на примере Тувы). Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. 2-го Всес. петрограф. совещ.
- Иванова Т. Н. 1961. Структурно-фациальное районирование Тувы для эпохи раннего и начала среднего кембрия. Материалы по регион. геол. Алтае-Саянской обл., нов. серия, т. 58, ВСЕГЕИ.
- Иванова Т. Н. 1961. Основные черты закономерностей развития интрузивного магматизма восточной части Алтае-Саянской области. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 3.
- Иванова Т. Н. 1963. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. Госгеолтехиздат.
- Иванова Т. Н., Полевая Н. И. 1956. О возрасте интрузий Сютхольского комплекса Тувы. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 4. Госгеолтехиздат.
- Иванова Т. Н., Полевая Н. И. 1956. О возрасте интрузии Таннуольского комплекса (Тувинская АО). Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 3, Госгеолтехиздат.
- Иванова Т. Н., Полевая Н. И., Владимирский Г. М., Дорофеева Э. Ф., Орлов Д. М., Станкевич Е. К., Унксов В. А. 1961. Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской области. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 58.
- Ившин Н. К. 1960. Новая биостратиграфическая шкала верхнего кембрия Алтае-Саянской геосинклинальной области. Тр. ИГН АН КазССР, № 3.
- Ильина Н. С. 1945. К вопросу о геотектонике восточных Саян. БМОИП, нов. серия, отд. геол., т. XX.
- Ильина Н. С. 1958. Геология и генезис боксонских бокситов в Восточном Саяне. Сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР.
- Ильин А. В. 1956. Некоторые новые данные по стратиграфии и метаморфизму древних толщ западной части нагорья Сангилен (Юго-Восточная Тува). Тр. ВАГТ, вып. 2. Госгеолтехиздат.
- Ильин А. В. 1958. Стратиграфия докембрийских отложений западной части нагорья Сангилен. Сов. геология, № 4.
- Ильин А. В. 1958. О кембрии и докембрии нагорья Сангилен. БМОИП, отд. геол., т. XXXI, № 1.
- Ильин А. В. 1958. Стратиграфия докембрийских отложений нагорья Сангилен и некоторые закономерности распространения железистых кварцитов. (Автореф. канд. дисс.).
- Ильин А. В. 1959. К стратиграфии сирулийских и девонских отложений восточной части Убса-Нурской котловины. Тр. ВАГТ, вып. 5. Госгеолтехиздат.
- Ильин А. В., Моралев В. М. 1956. Железистые кварциты в Туве. Тр. ВАГТ, вып. 2. Госгеолтехиздат.
- Ильин А. В., Кудрявцев Г. А. 1960. Докембрий Тувы. Сов. геология, № 9.
- Ильин А. В., Шейнманн Ю. М. 1963. Восточная Тува. В кн. «Стратиграфия СССР». Нижний докембрий. Госгеолтехиздат.
- Ильин А. В., Моралев В. М. 1963. Докембрийские толщи Алтае-Саянской области. Сов. геология, № 11.
- Кабо Р. М. 1934. Очерки истории и экономики Тувы, ч. 1. Дореволюционная Тува. Науч.-иссл. ассоц. по изуч. национ. и колониальн. проблем, вып. XII. Соцэпгиз.
- Казаков И. Н. 1958. Стратиграфия докембрийских образований Западного Саяна. Тр. Межвед. совещ. по разработке униф. стратигр. схем Сибири. Изд. АН СССР.
- Казаков И. Н. 1959. Стратиграфия нажнокембрийских отложений северо-восточной части Куртушибинского хребта Западного Саяна. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 21.

- Калинина В. А. 1951—1954. Растительный покров Тувинской Автономной области. В кн. «Природные условия Тувинской АО». Тр. Тув. компл. эксп., вып. III. Изд. АН СССР.
- Каледа Г. А., Моралев В. М., Воронов В. М., Рац М. А. 1958. К вопросу о влиянии примесей на перекристаллизацию карбонатных пород. Тр. МГРИ, т. XXXIII, Госгеолтехиздат.
- Кен А. Н. 1960. Гипербазитовые пояса Тувы. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 28.
- Кен А. Н., Шапошников Г. Н. 1959. О послесилурийских ультраосновных интрузиях Тувы. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 8.
- Кириллов М. В. 1954. Почвы Тувинской АО. Тр. Томск. ун-та, т. 130.
- Клитин К. А. 1957. Тектоническое строение центральной части Тувинской межгорной впадины. Изв. АН СССР, серия геол., вып. 7.
- Клитин К. А. 1958. Об особенностях развития некоторых герцинских структур Тувы. Докл. АН СССР, 118, № 2.
- Клитин К. А. 1958. Морфология и история формирования средне-верхнепалеозойских структур Центральной Тувы. Автореф. канд. дисс. Изд. АН СССР.
- Клитин К. А. 1960. Тектоника центральной части Тувинского прогиба. Тр. ГИН АН СССР, Госгеолтехиздат, вып. 36.
- Клопов С. В., Клопова А. С. 1954. Гидроэнергетические ресурсы Тувинской АО. Тр. Тув. компл. эксп., вып. I. Изд. АН СССР.
- Клопова А. С. 1957. Реки (Тувы). В кн. «Природные условия Тувинской АО». Тр. Тув. компл. эксп., вып. III. Изд. АН СССР.
- Кононова В. А. 1957. Уртит-йолитовые интрузии бассейна Балыктыг-Хем и роль метасоматических процессов при их формировании. Автореф. канд. дисс. ИГЕМ АН СССР.
- Кононова В. А. 1958. О нефелинизации пироксенитов и мраморов. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Кононова В. А. 1962. Первичнорасслоенная Баянкольская интрузия гёденбергитовых нефелиновых сиенитов. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 76 (Щелочные породы Сибири).
- Коптев-Дворников В. С. 1952. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Коржинский Д. С. 1957. Основы физико-химического анализа парагенезисов минералов. Изд. АН СССР.
- Коржинский Д. С. 1952. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Коржнев И. С. 1950. Новые данные о возрасте порфировидных гранитов в юго-восточном Алтае. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 65.
- Костин Н. Е., Петрова Е. А. 1960. Некоторые особенности минералогии и генезиса одного из полей альбититов с редкометальной минерализацией. ВИМС, Минеральное сырье, вып. I.
- Костин Н. Е., Петрова Е. А., Сидоренко Г. А., Скоробогатова Н. В. 1960. О приорите из месторождения Восточной Сибири. Тр. ВИМС. Сб. «Минер. сырье», вып. I.
- Красильников Б. Н. 1961. О соотношении геосинклинального и орогенного этапов в развитии Саяно-Алтайской складчатой области. СО АН СССР, Геология и геофизика, № 9.
- Кропоткин П. А. 1867. Поездка в Окинский караул. Зап.-Сиб. отд. РГО, кн. 9—10.
- Крылов П. Н. 1903. Путевые заметки об Урянхайской земле. Зап. Русск. геогр. об-ва по общей географии, т. XXXIV, № 2.
- Кудрин В. С., Кудрина М. А. 1960. О щелочных гранитоидах Восточной Тувы. Тр. ВИМС. Сб. «Минер. сырье», вып. I.
- Кудрин В. С. 1962. Щелочные интрузии северо-восточной части Тувы. Сов. геология, № 4.
- Кудрявцев Г. А. 1949. О нижнем силуре Западного Саяна и Тувы. Докл. АН СССР, т. 67, № 4.
- Кудрявцев Г. А. 1949. Область сопряжения Западного Саяна и Тувы. БМОИП, отд. геол., т. 24, вып. 6, серия геол., т. XXXIV (6).
- Кудрявцев Г. А. 1952. Еще раз об области сопряжения Западного Саяна и Тувы. БМОИП, отд. геологии, т. 27 (1).
- Кудрявцев Г. А. 1956. Об ордовикских отложениях севера Тувинской автономной области. В кн. «Тезисы докл. на Междвед. совещ. по разраб. унифици. стратиграф. схем Сибири».
- Кудрявцев Г. А. 1963. Некоторые черты тектонического развития территории Тувы в позднем докембрии и нижнем палеозое. Тектоника Сибири, том. II.
- Кудрявцев Г. А., Агентов В. Б. 1961. Кольчеданно-полиметаллическое оруденение в Восточной Туве. Тр. СНИИГГИМС, сб. 6. Госгеолтехиздат.
- Кузнецов В. А. 1934. Новые данные по геологии Западного Саяна (серпентинитовый пояс Саян). Вестн. ЭСГГТ, вып. 2.

- Кузнецов В. А. 1946. Новые данные о геологическом строении Тувы. Изв. АН СССР, № 5.
- Кузнецов В. А. 1948. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы. Докл. АН СССР, т. 60, № 2.
- Кузнецов В. А. 1948. Тектоника Западной Тувы на стыке с Горным Алтаем. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Кузнецов В. А. 1949. Схема тектоники Тувы и положение ее в структуре Алтае-Саянской горной системы. Докл. АН СССР, т. 64, № 4.
- Кузнецов В. А. 1950. О зоне сопряжения Западного Саяна и Тувы. Изв. АН СССР, серия геол. № 6.
- Кузнецов В. А. 1952. Южные районы Алтае-Саянской горной области (Горный Алтай, Западный Саян, Западная Тува). Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 1.
- Кузнецов В. А. 1952. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области. Зап.-Сиб. филиал АН СССР. Тр. Горн.-геол. ин-та, вып. 12.
- Кузнецов В. А. 1953. Стратиграфическое положение гипербазитов Тувы и Западного Саяна. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 73, вып. 1.
- Кузнецов В. А. 1953. Основные вопросы стратиграфии и тектоники Центральной и Западной Тувы. СОПС АН СССР. Тр. Южно-Енис. компл. эксп., Зап.-Сиб. филиал, вып. 2.
- Кузнецов В. А. 1954. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области «Вопросы геол. Азии», т. 1. Изд. АН СССР.
- Кузнецов В. А. 1953. Основные вопросы стратиграфии и тектоники Центральной и Западной Тувы. Тр. Южно-Енис. компл. эксп. СОПС АН СССР (мат-лы по геол. и полезн. ископ. Тувинской АО), вып. 2. Изд. АН СССР.
- Кузнецов В. А. 1960. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области. Геология и геофизика, СО АН СССР, № 1.
- Кузнецов В. А. 1963. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении горного Алтая. Тр. ИГТ СОАН СССР, вып. 13.
- Кузнецов В. А., Пинус Г. В. 1949. Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности в их проявлении. Докл. АН СССР, т. 65, № 1, нов. серия.
- Кузнецов В. А., Пинус Г. В. 1957. О некоторых спорных вопросах геологии Тувы. (В связи с работой Л. Н. Леонтьева «Краткий геологический очерк Тувы»). Изв. Вост.-Сиб. филиал АН СССР, № 2.
- Кузнецов Ю. А. 1955. Происхождение магматических пород. Тр. I Всес. петрограф. совещ.
- Кузнецов Ю. А. 1963. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии. Геология и геофизика, № 5.
- Курочкин Г. Д. 1954. Скарны в кембрийских порфиридах хр. Восточный Танну-Ола. Докл. АН СССР, т. 95, № 1.
- Кушев С. Л. 1950. Геоморфологическая карта СССР (по территории Западной Тувы) м-ба 1 : 4 000 000. Изд. АН СССР.
- Кушев С. Л. 1957. Рельеф (Тувинская АО). В кн. «Природные условия Тувинской АО», Тр. Компл. эксп., вып. III.
- Кордэ К. Б. 1950. *Dasycladaceae* из кембрия Тувы. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 73, № 2.
- Краснопеева П. С. 1945. Палеонтологические данные сопоставления некоторых свит докембрия Кузнецкого Ала-Тау. Вopr. геол. Сибири, т. 1, Изд. АН СССР.
- Краснопеева П. С. 1951. Особенности камешковского комплекса археоциат в фации эффузивно-осадочных отложений на примере археоциат западной части Тувы. Тр. Томск. гос. ун-та, 124.
- Лапин Б. Н. 1961. Новые данные о генезисе железистых кварцитов Тувы. Геология и геофизика, № 4.
- Лавров В. В. 1962. Южно-Сибирская провинция палеогенового и неогенового осадконакопления. Докл. АН СССР, т. 146, № 6.
- Лебедева З. А. 1922. К тектонике Бийхемского комплекса (Урянхайский край). Докл. АН СССР.
- Лебедева З. А. Информация о работах лета 1929 г. Отчет о деятельности АН СССР за 1929 г., т. II. Изд. АН СССР.
- Лебедева З. А. 1938. Основные черты геологии Тувы. Тр. Монг. компл. эксп. АН СССР, № 26. Л.
- Лебедев А. П., Гинзбург И. В. 1953. Материалы к петрографии магматических пород северо-восточной части Центральной Тувы. Тр. Ин-та геол. наук СССР, вып. 147, петрограф. сер. (№ 43). Изд. АН СССР.
- Левченко В. М. 1935. Минеральные источники и грязевые озера Тувинской АО. Зап. Гос. гидрогеол. ин-та, т. 14.
- Левенко А. И. 1949. О докембрии Юго-Восточной Тувы (нагорье Сангилен). Докл. АН СССР, нов. серия, т. 65, № 2.
- Левенко А. И. 1950. Основные черты геологической истории Тувы. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 75, № 2.

- Левенко А. И. 1955. О возрасте соленосных отложений района г. Туз-Тал (Тува). Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Левенко А. И. 1956. Новые данные о возрасте галогенных отложений Тувы (девон). Докл. АН СССР, т. 109, № 5.
- Левенко А. И. 1960. Девон Центральной и Южной Тувы. Изд. АН СССР.
- Левенко А. И., Протопопова М. В. 1954. О стратиграфии и распространении отложений среднего девона в Туве. Докл. АН СССР, т. 98, № 5.
- Левенко А. И., Протопопова М. В. 1956. О находке фауны в эффузивно-осадочных отложениях юго-восточного Тувинского прогиба. Докл. АН СССР, т. 106, № 2.
- Леонтьев Л. Н. 1953. О Таннуольском интрузивном комплексе Тувы. Докл. АН СССР, т. XCI, № 5.
- Леонтьев Л. Н. 1956. Краткий геологический очерк Тувы. Тр. Тувинской компл. эксп., вып. 4. Изд. АН СССР.
- Леонтьев А. Н., Ипатов М. М. 1953. О возрасте некоторых каледонских гранитов хр. Восточный Танну-Ола (Тува). Докл. АН СССР, т. XXXVIII, № 1.
- Лепешков И. Н., Соловьев В. К., Смирнова Н. Н. 1956. К физико-химической характеристике соляных озер Тувы. Изв. сектора физ.-хим. анализа ин-та общей и неорг. химии им. Курнакова, т. 27.
- Лепешков И. Н., Ромашева Н. Н., Соловьев В. К. 1958. О калиеносности соляных отложений Тувы. Докл. АН СССР, т. 119, № 6.
- Лиханов Б. Н. 1955. Важнейшие черты природных условий Тувы. В кн. П. А. Шахунова и Б. Н. Лиханова «Советская Тува», Кызыл.
- Лиханов Б. Н. 1956. О физико-географическом районировании Тувинской АО. Изв. АН СССР, серия географ., № 5.
- Лиханов Б. Н. 1958. Межгорные котловины Тувы (физико-географ. характеристика). Уч. зап. Тувинского науч.-иссл. ин-та яз., лит. и ист., вып. 6, Кызыл.
- Лиханов Б. Н. 1961. Хребет академика Обручева. Докл. на ежегодн. чтениях памяти В. А. Обручева, 1—5. Изд. АН СССР.
- Лодочников В. Н. 1936. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38.
- Лоскутова Е. Н., Лисин Д. М. 1957. Физико-химическая характеристика угля пласта Улуг. Тр. Химико-металлург. ин-та, вып. 10. Зап.-Сиб. фил. АН СССР.
- Лосев А. Л. 1954. Угли Тувинской АО. Сообщ. о докладах и научной работе СОПС АН СССР.
- Лосев А. Д. 1955. Угольные месторождения Тувинской АО. Сов. геология, сб. 46.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. 1957. О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае. В кн. «Тезисы докладов на Всес. межвед. совещ. по изуч. четв. периода».
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. 1958. Некоторые новые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая. Тр. ВАГТ, вып. 4.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. 1961. Новейшая тектоника Горного Алтая. В кн. «Неотектоника СССР». Изд. АН Латвийской ССР, Рига.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. 1961. О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае. Материалы Всес. совещ. по изуч. четв. периода. Изд. АН СССР.
- Лурье М. Л. 1954. Кайнозойские базальты Восточного Саяна. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. I. Изд. АН СССР.
- Лурье М. Л. 1958. Мезозойский и кайнозойский магматизм Тувинской АО и Восточного Саяна. Ст. из кн. «Геологическое строение СССР», т. 2.
- Лурье М. Л., Обручев С. В. 1948. Геологические исследования в Северо-Восточной Туве в 1945—1946 гг. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Лурье М. Л., Обручев С. В. 1952. Стратиграфия кембрия Восточного Саяна и бассейна Джиды. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Луцицкий И. В. 1960. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд. АН СССР.
- Малинин С. И. 1953. Литология кембрийских отложений центральной части Тувинской АО. Автореф. канд. дис. МГРИ.
- Маслов В. П. 1947. О составе кембрийских отложений Центральной Тувы. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Маслов В. П. 1948. Происхождение и возраст хр. Танну-Ола в Убсанурской котловине (Южная Тува). Землеведение. Изд. МОИП, т. II (42).
- Маслов В. П. 1949. Происхождение кембрийских известняков Тувы. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Матвеева О. В. 1960. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений предгорья Алтая, горных сооружений Восточного Алтая и Западной Тувы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 31.
- Материалы Межведомственного стратиграфического совещания при ВСЕГЕИ, 1956.

- Матросов П. С. 1954₁. О находке спор кордаитов верхнепермского возраста в соленосных отложениях Туз-Тага. Докл. АН СССР, т. 95, № 3.
- Матросов П. С. 1954₂. О находке эйфельской фауны на северных склонах хр. Западный Танну-Ола. Докл. АН СССР, т. 96, № 4.
- Мартьянов Н. Н. 1957. К геологии пегматитов нагорья Сангилен (Юго-Восточная Тува). Докл. АН СССР, т. 115, № 5.
- Махин Г. В. 1956₁. К стратиграфии докембрия Восточной Тувы. Сб. материалов по регион. геологии, ВАГТ. Госгеолтехиздат.
- Махин Г. В. 1956₂. Докембрийская гранитоидная интрузия в Восточной Туве. Тр. ВАГТ, вып. 2.
- Махин Г. В. 1959. О докембрии крайнего востока Тувы. Тр. ВАГТ, сб. 5. Госгеолтехиздат.
- Махин Г. В. 1963. Опыт применения металлометрического и радиометрического методов для поисков и оценки редкометальных месторождений альбититового типа на примере восточно-тувинской щелочной провинции. Журн. науч.-техн. информ., № 50 (6), ОНТИ.
- Мелешенко В. С. 1956. Некоторые вопросы геологии межгорных впадин Саяно-Алтайской складчатой области. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3.
- Мелешенко В. С. 1958. О некоторых вопросах стратиграфии девонских отложений Минусинской котловины. В кн. «Палеонтология и стратиграфия». Тр. ВСЕГЕИ.
- Мелешенко В. С., Янов Э. Н. 1960. О пригеосинклинальных прогибах. Геология и геофизика, № 11.
- Мелешенко В. С., Янов Э. Н., Казаков И. Н. 1960. Основные черты тектоники Саяно-Алтайской складчатой области. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, нов. серия, вып. 32, ВСЕГЕИ.
- Меннер В. В., Покровская Н. В., Розанов А. Ю. 1960. «О верхнекембрийском» археоциато-коралловом ценозе хр. Танну-Ола (Тува). Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов, 1957. Лаб. геол. докембрия АН СССР, Госгеолтехиздат.
- Мионов Н. А. 1955. О структурном значении разлома, обновленного землетрясением 1905 г. в Западной Монголии. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Мионов Н. А. 1958. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. Изд. АН СССР.
- Мионов С. П., Соколова М. Н. 1956. «О горном масле» Тувы. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. VIII.
- Митропольский А. С. 1959. Карасукская группа комплексных железорудных месторождений. Сб. «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. 1, кн. 2, Изд. АН СССР.
- Митропольский А. С. О древних зонах окисления месторождений карбонатных руд Западной Тувы. Геология и геофизика, № 1, СО АН СССР.
- Митрофанов Ф. П. 1963. Протерозойские и нижнепалеозойские гранитоиды некоторых структурно-фациальных зон юго-восточной части Восточного Саяна. Автореф. канд. дисс., Л.
- Михайлов Н. И. 1961. Современное оледенение Шапшальского хребта (Восточный Алтай). Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Михалева Л. А. 1961. О позднегерцинских гранитах Калбинского типа в Горном Алтае. Геология и геофизика, № 2.
- Михеев В. С. 1910. Отчет о поездке в Северо-Западную Монголию и Урянхайскую землю. Изв. Гл. упр. Генштаба.
- Молчанов И. А. 1934. Восточный Саян. В кн. «Очерки по геологии Сибири». Изд. АН СССР.
- Моралев В. М. 1956. Типы ультраосновных интрузий Восточной Тувы. Тр. ВАГТ, вып. 2. Госгеолтехиздат.
- Мухин А. С., Кузнецов В. А. 1939. Четвертичные надвиги в юго-восточном Алтае. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., № 1.
- Мягков И. М. 1931. Искусство Танну-Тувы. В кн. «Материалы по изучению Сибири». Изд. Томск. ун-та.
- Народное хозяйство Тувинской АССР. Статистический сборник. Кызыл, 1962.
- Нейбург М. Ф. 1929. Геологические исследования в районе хр. Батыр-Хаирхан (Северо-Западная Монголия) в 1926 г. Материалы ком. по исслед. Монгольской и Танну-Тувинской Народн. Республик и Бурят-Монгольской АССР, вып. 7.
- Нейбург М. Ф. 1936. К стратиграфии и возрасту угленосных отложений Танну-Тувинской Народной Республики. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. 5.
- Нейбург М. Ф. 1950. О флоре и стратиграфии верхнего палеозоя и юры Танну-Тувы. Докл. АН СССР, нов. серия, 24, № 3.
- Немцович В. М. 1959. Булкинская габброидная интрузия верховьев р. Амыл (Зап. Саян). Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 21.

- Немцович В. М. 1960. Рутилоносность метаморфической толщи Сангиленского нагорья (Тува). Бюлл. науч.-техн. информ. МГиОН, № 6 (28).
- Немцович В. М. 1961. Девонские основные интрузии Тувы и их фациальный анализ. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 58. Материалы по регион. геологии Алтае-Саянской склад. обл.
- Немцович В. М., Шапошников Г. Н. 1961. Основные черты металлогении титана Тувинской Автономной республики. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 60.
- Нехорошев В. П. 1930. Современное и древнее оледенение Алтая. Тр. III Всес. съезда геологов, 1928 г., вып. 2. Ташкент.
- Нехорошев В. П. 1932. Материалы по геологии Горного Алтая. Тр. ВГРО, вып. 177.
- Нехорошев В. П. 1933. Находка верхнесилурийских мшанок в Танну-Туве. Инф. науч.-техн. бюлл. ЦНИГРИ, № 5—6.
- Нехорошев В. П. 1958. Геология Алтая, Госгеолтехиздат.
- Новожилов Н. И. 1955₁. Остатки своеобразных усоногих из среднего девона Южной Сибири. Докл. АН СССР, 100, № 6.
- Новожилов Н. И. 1955₂. Новые двустворчатые листоногие — асмуссиды из верхнего девона и нижнего карбона Сибири. Докл. АН СССР, 100, № 4.
- Новожилов Н. И. 1955₃. Древние двустворчатые листоногие ракообразные — полиграптины из девона нижнего течения р. Южный Торгалык. Докл. АН СССР, 102, № 1.
- Новожилов Н. И. 1955₄. Новый род двустворчатых листоногих ракообразных *Ulughetia* и его стратиграфическое значение. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. 2. Изд. АН СССР.
- Новожилов Н. И., Варенцов И. М. Новые *Canchostroca* из живетского яруса Тувы. Докл. АН СССР, 110, № 4.
- Нордега И. Г. 1959. История географического изучения Тувы во второй половине XIX и первой половине XX вв. Тр. Ин-та истории естест. и техники, т. 27: История геол.-географ. наук.
- Нордега И. Г., Гудилин И. С., Грач А. Д., Сердобов А. Н., Сейфулин Х. М., Сачан-Оол, Вайнштейн С. М. и др. 1956. Тувинская автономная область. БСЭ, т. 43.
- Носин В. А. 1963. Почвы Тувы. М.
- Обручев В. А. 1911. Геологический обзор золотоносных районов Сибири. Ч. 2. Средняя Сибирь. Вып. 1, Саянская обл. СПб.
- Обручев В. А. 1922. Юные движения на древнем темени Азии. Природа, № 8—9.
- Обручев В. А. 1926. Естественные богатства Танну-Тувинской Республики и степень изученности последней. «Новый Восток», № 13—14, стр. 260.
- Обручев В. А. 1929. Распространение докембрия в Сибири, Тектоника архея и протерозоя. «Стратиграфия СССР», т. 2.
- Обручев В. А. 1935. Геология Сибири, т. 1—3.
- Обручев В. А. 1939. Докембрий Байкальского нагорья и среднегорной страны; докембрий Восточного Саяна. «Стратиграфия СССР», т. 1.
- Обручев В. А. 1942. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна. Изв. АН СССР, № 5—6.
- Обручев Д. В. 1956. Цефаласпиды из нижнего девона Тувы. Докл. АН СССР, 106, № 5.
- Обручев С. В. 1943. Полезные ископаемые и минеральные источники Окинского аймака Бурят-Монгольской АССР. Бур.-Монг. науч.-иссл. ин-т языка, литер. и истории.
- Обручев С. В. 1946₁. Орография и геоморфология восточной половины Восточного Саяна. Изв. ВГО, т. 78, вып. 5—6.
- Обручев С. В. 1946₂. Развитие рельефа Восточного Саяна. Тр. Ин-та географии, среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. т. 37. Проблемы палеографии четвер. периода. Изд. АН СССР.
- Обручев С. В. 1950. Молодые движения и излияния базальтов Саяно-Тувинского нагорья. Землеведение, нов. серия, т. 3 (43).
- Обручев С. В. 1953. Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время. Изв. ВГО, т. 85, вып. 5.
- Обручев С. В. 1955. Новые материалы по орографии Северо-Восточной Тувы. Вопросы геологии Азии, т. II.
- Обручев С. В. 1960. Неизвестные аршаны Окинского аймака. Тр. БКНИИ АН СССР, вып. 2, сер. геол.-географ.
- Обручев С. В. 1963. Важнейшие итоги изучения сибирского докембрия. В кн. «Стратиграфия СССР». Нижний докембрий (Азиатская часть СССР). Госгеолтехиздат.
- Обручев С. В., Лурье М. Л. 1954. Вулканы Кропоткина и Перетолчина в Восточном Саяне. Тр. Лабор. вулканогении, вып. 8.
- Октянов Т. М. 1940. К петрографии базальтов Монголии и Тувы. Тр. Монг. комис., № 37.

- Павленко А. С. 1959. Применение геохимических критериев при изучении редкометальной металлогении на примере Восточной Тувы. Тр. Объединенной научной сессии по металлогеническому и прогнозным картам. Изд. Казахской АН СССР, Алма-Ата.
- Павленко А. С. 1960. Некоторые особенности петрологии и металлогении щелочного комплекса Восточной Тувы. В кн. «Магматизм и связь с ним полезн. ископ.». Госгеолтехиздат.
- Павленко А. С. 1961. Петрология и некоторые геохимические особенности среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. Выступление на конф., посвящ. 100-летию со дня рожд. акад. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. М.
- Павленко А. С. 1963₁. Поведение породообразующих и некоторых редких элементов в процессах формирования щелочных пород. В кн. «Химия земной коры». Тр. Геохим. конф., посвящ. 100-летию со дня рожд. акад. В. И. Вернадского.
- Павленко А. С. 1963₂. Щелочные метасоматиты контактового типа. В кн. «Геохимия щелочного метасоматоза». Изв. АН СССР.
- Павленко А. С. 1963₃. Петрология и некоторые геохимические особенности среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. Тр. юбилейного симпозиума, посвящ. Ф. Ю. Левинсону-Лессингу. Изв. АН СССР.
- Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е., Шевамаевский И. Д. 1957. О соотношении гафния и циркония в цирконах изверженных и метасоматических пород. Геохимия, АН СССР, № 5.
- Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е., Кахана М. М. 1958. О соотношении Nb и Ta в некоторых минералах изверженных и метасоматических пород. Геохимия, АН СССР, № 6.
- Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е., Туранская Н. В. 1959. О некоторых закономерностях поведения редких земель и иттрия в магматических и постмагматических процессах. Геохимия, АН СССР, № 4.
- Павленко А. С., Сяо Чжун-ян, Морозов Л. Н. 1960. Сравнительная геохимическая характеристика гранитоидов с акцессорными тантало-ниобатами. Геохимия, № 2.
- Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е., Туранская Н. В., Юлова Т. Г. 1961. Зависимость распределения редкоземельных элементов в породах от петрохимических факторов и его значение для решения петрогенетических вопросов. Геохимия, АН СССР, № 12.
- Павленко А. С., Коваленко В. И. 1961. Зависимость парагенезисов щелочных метасоматитов в алюмосиликатных обедненных кальцием породах от потенциалов щелочей. Геохимия, АН СССР, № 11.
- Павленко А. С., Коваленко В. И. 1963. Фациальная зональность щелочных метасоматитов и связанного с ними редкометального оруденения. Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II, Прага, 1965.
- Палей И. П. 1960. Новые данные о петрографическом составе аккольской формации Западного Саяна. Докл. АН СССР, т. 133, № 1.
- Палей И. П. 1961. К вопросу о соотношении аккольской и чингинской формации Западного Саяна. Докл. АН СССР, т. 140, № 4.
- Парватов Б. М. 1917. Медные руды Урянхая. Вестн. Общ. сиб. инж., т. II, вып. 1—2. Томск.
- Педашенко А. И., Рачковский И. П. 1905. Краткий отчет о командировке в Урянхайский край и прилегающую полосу Северо-Западной Монголии для сбора петрографического и палеонтологического материала. Зап. С-Пб минер. об-ва, 2 серия, т. 42, Протокол заседания в 1904 г. СПб.
- Первухина А. Е., Дробинина Н. Я. 1955. Карбонатные породы Тувинской АО. Тр. Тувинской компл. эксп. СОПС АН СССР, вып. 1.
- Петров Б. Ф. 1952. К характеристике почвенного покрова Тувинской АО (Центральная и Западная Тува). Тр. Южно-Енис. компл. эксп.
- Петров В. П., Соколова Л. А. 1957. Аспагашское месторождение хризотил-асбеста. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 17.
- Петрусевиц М. Н. 1954. Геологосъемочные и поисковые работы на основе ахрометодов. Госгеолтехиздат.
- Петрусевиц М. Н. 1962. Аэрометоды при геологических исследованиях. Госгеолтехиздат.
- Пинус Г. В. 1949. Материалы к петрографии гранитоидных интрузий Западной Тувы. Тр. Горн.-геол. ин-та. Новосибирск.
- Пинус Г. В. 1950. Ультраосновные породы юго-восточного склона Западного Саяна. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 72, № 5.
- Пинус Г. В. 1952. О западной границе области проявления юного вулканизма в горных сооружениях юга Сибири. Докл. АН СССР, т. 84, № 2.

Пинус Г. В. 1953₁. Геология, петрография и полезные ископаемые юго-восточной ветви Западно-Саянского гипербазитового пояса. СОПС АН СССР. Тр. Южно-Енис. компл. эксп., Зап.-Сиб. фил., вып. 2.

Пинус Г. В. 1953₂. О происхождении основных пород, пространственно связанных с интрузиями гипербазитов. Тр. Горно-геол. ин-та, Зап.-Сиб. фил., АН СССР, вып. 13.

Пинус Г. В. 1955. Петрохимические особенности пород Таннуольского интрузивного комплекса. Докл. АН СССР, т. 104, № 2.

Пинус Г. В. 1957. Об особенностях состава ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые пояса складчатых областей. Изв. АН СССР, вып. 3, серия геол.

Пинус Г. В. 1958. Магматизм начальных и ранних этапов развития каледонид Алтае-Саянской складчатой области. В кн. «Вопр. магмат. и металлог. СССР». Ташкент.

Пинус Г. В. 1959. Некоторые закономерности нижнепалеозойского вулканизма Тувы. Докл. АН СССР, т. 126, № 5.

Пинус Г. В. 1959₂. Кембрийский вулканизм Тувы и его роль в металлогении этой области. Сб. «Проблемы вулканизма». Материалы к I Всес. вулканол. совещ. Изв. АН Арм. ССР, Ереван.

Пинус Г. В. 1959₃. Петрохимическая и геохимическая характеристика кембрийских эффузивов Тувы. Геохимия, № 1. АН СССР.

Пинус Г. В. 1960₁. Новый генетический тип осадочных железных руд Алтае-Саянской области. Докл. АН СССР, т. 234, № 2.

Пинус Г. В. 1960₂. Магматизм каледонид Алтае-Саянской складчатой области. Сб. «Петрографические провинции, изверж. и метаморф. горн. породы». АН СССР.

Пинус Г. В. 1960₃. Кембрийский магматизм и металлогения Тувы. Автореф. докт. дисс., Новосибирск.

Пинус Г. В. 1961₁. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Изд. СО АН СССР.

Пинус Г. В. 1961₂. Нижнекембрийский вулканизм Тувы. Тр. Ин-та геол. и геофиз., вып. 7. Изд. СО АН СССР.

Пинус Г. В., Травин А. Б., Вехов В. А. 1951. К характеристике некоторых юрских углей Тувы. Докл. АН СССР, т. 77, № 5.

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

Пинус Г. В., Кузнецов В. А. 1958. Закономерности геологического строения и металлогения Алтае-Саянской гипербазитовой формации. Сб. «Закономерности разм. полезных ископ.» Изв. АН СССР.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. 1958. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР.

Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. 1960. О метаморфических пироксенитах Тувы. Геология и геофизика, № 3.

Покровская Н. В. 1952. Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. 1. Изд. АН СССР.

Покровская Н. В. 1954. Стратиграфическое значение археоциат. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. 1, Изд. АН СССР.

Покровская Н. В. 1959. Трилобитовая фауна и стратиграфия кембрийских отложений Тувы. Тр. Геол. ин-та СССР, вып. 27.

Покровская Н. В., Журавлева И. Т. 1960. О выделении нижнего кембрия в самостоятельную геологическую систему. Межд. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады сов. геологов, проблема 8, М.

Порватов Б. М. 1914. Горные богатства Урянхая. «Золото и платина», № 3.

Порватов Б. М. 1917. Медные руды Урянхая. Вестн. Об-ва Сиб. ин-та, т. II, вып. 1—2. Томск.

Потанин Г. Н. 1881—1883. Очерки северо-западной Монголии. СПб. тт. 1—4.

Предтеченский Н. Н. 1958. Основные черты стратиграфии девонских отложений Тувы. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 5.

Предтеченский Н. Н. 1958₁. Девон и карбон Алтае-Саянской складчатой области. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. Госгеолтехиздат.

Предтеченский Н. Н. 1958₂. Стратиграфия нижнего девона Тувинской котловины. Докл. АН СССР, т. 120, № 6.

Предтеченский Н. Н. 1959. Стратиграфия и фации девонской и нижнекаменноугольных отложений Усинской котловины. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 21.

Предтеченский Н. Н. 1960₁. Стратиграфия и фации девонских отложений Тувы и Западного Саяна. Автореф. канд. дисс. ЛГУ.

Предтеченский Н. Н. 1960₂. Древнее поднятие Южной Сибири. Геология и геофизика, СО АН СССР, № 5.

Природные условия Тувинской АО. Тр. Тув. компл. эксп. СОПС АН СССР, вып. 3, 1957.

- Равский Э. И., Алексеев М. Н. 1961. Четвертичный период в Восточной Сибири, МГК, XXI сессия, Докл. сов. геологов.
- Рафиенко Н. И. 1955. Об ордовикском возрасте пород в районе пос. Кызыл-Чад в Тувинской АО. Докл. АН СССР, т. 105.
- Рафиенко Н. И. 1956. Новый тип прожилково-вкрапленных руд медно-молибденовой формации в Восточной Туве. Докл. АН СССР, т. 110, № 6.
- Рафиенко Н. И. 1957. О гипогенном борните в одном из месторождений Восточной Тувы. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 86, вып. 3.
- Рачковский И. П. 1920. Известия Сибирского отделения Геологического комитета, т. IV, вып. 6.
- Рачковский И. П. 1929. Отчет о поездке в Танну-Тува в 1928 г. Отчет о деятельности АН СССР за 1928 г., т. II, Изд. АН СССР, стр. 32.
- Рачковский И. П., Педашенко А. И. 1904. О годовом отчете С-Пб. Минер. об-ва. Изв. Минер. об-ва, серия 2, т. 42, вып. 1.
- Рачковский И. П., Педашенко А. И. 1918₁. Известия Геологического комитета за 1918 г., т. 37, стр. 219.
- Рачковский И. П., Педашенко А. И. 1918₂. Отчет о годовой деятельности Геологического комитета за 1917 г. Изв. Геол. ком., т. 37.
- Репина Л. Н., Хоментовский В. В. 1961. О подразделении нижнего кембрия. Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Решение совещания по осадочным породам. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1953.
- Решение Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, Госгеолтехиздат, 1959.
- Ржонсницкая М. А., Мелешенко В. С. 1952. Материалы к изучению фауны таштыпской свиты Минусинской котловины. Тр. ВСЕГЕИ, Сб. «Палеонт. и стратиг.» Госгеолтехиздат.
- Родевич В. М. 1910. Очерк Урянхайского края (Монгольского бассейна р. Енисей), СПб.
- Родевич В. М. 1912. Урянхайский край и его обитатели. Изв. Русск. геогр. об-ва, т. XVIII, вып. I—V.
- Рябинин В. Н. 1937. Силурийские строматопоридеи Монголии и Тувы. Тр. Монг. комиссии, № 31.
- Сенников В. М., Винкман М. К., Кононова А. И. 1954. Кембро-ордовик Горного Алтая. Тр. СНИИГТИМС. Материалы по регион. геологии, вып. 5. Госгеолтехиздат.
- Сенников В. М., Михайлов М. А. 1963. К характеристике ордовика Хемчикской зоны Западной Тувы. Геология и геофизика. СО АН СССР, № 1.
- Сивов А. Г. 1940. Верхний кембрий Саяно-Алтайской области. Тр. Конф. по изуч. и освоению произв. сил Сибири, т. II. Томск.
- Сивов А. Г. 1940₂. Геология и возраст интрузивов юго-восточного склона Зап. Саяна. Тр. Научн. конф. по изуч. и освоению произв. сил Сибири, т. II. Томск.
- Сивов А. Г. 1944. О нижнем силуре Западного Саяна. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 62, вып. 1.
- Сивов А. Г. 1948. Кембрий и докембрий Западного Саяна. Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 2.
- Сивов А. Г. 1949. Верхнекембрийская арбатская формация. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 65, вып. 2.
- Сивов А. Г. 1953. Нижний кембрий Западного Саяна. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 74, вып. 2.
- Сизова П. П. 1922. О лэнситовых роговых обманках из Урянхайского края и Кузнецкого Алатау. Изв. АН СССР.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н. 1962. Сопоставление разрезов докембрия Восточного Саяна и Сангиленского нагорья Тувы. Докл. АН СССР, т. 145, № 1.
- Смирнов Н. Н. 1912. Растительные остатки из р. Улу-Хем. Тр. Сиб. об-ва естествоиспыт., т. XXXV, вып. 5. Отд. геол. и минерал.
- Соболев Н. Д. 1932. Саянская перидотитово-серпентинитовая полоса. Тр. Ин-та геол. и минер., вып. 4.
- Соболев Н. Д. 1940. Материалы для геологии и петрографии Тункинских и Китойских Альп (Восточный Саян), ч. 1 (геол. исслед.). Изд. СОПС АН СССР.
- Соболевская К. А. 1950. Растительность Тувы, Новосибирск.
- Соколов М. Н., Миронов С. И. 1958. Признаки нефтеносности в Туве. Сб. «Нефти и битумы Сибири». Изд. АН СССР.
- Сотников В. Н. 1962. О метакolloидных образованиях киновари в рудах Терлигхайского рудного месторождения (Тува) и возможном состоянии ртутьсодержащих гидротермальных растворов. Геология и геофизика. СО АН СССР, № 1.
- Стратиграфическая классификация и терминология. Межвед. стратигр. комис. СССР, к XXI сессии МГК, Госгеолтехиздат, 1960.
- Студенкова З. В., Павленко А. С. 1960. О содержании вольфрама и молибдена в щелочных породах Восточной Тувы и Северного Кавказа. Геохимия, № 7.

- Татаринов П. М. 1948₁. Поисковые критерии и признаки для месторождений асбеста. Зап. Лен. горн. ин-та, т. XXII.
- Татаринов П. М. 1948₂. Структура рудного поля Баженовского асбестового района. Материалы ВСЕГЕИ. Пол. ископ., сб. 4.
- Татаринов П. М. 1955. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат.
- Татаринов П. М., Кузнецов В. А., Филатов К. С. 1934. Геологические исследования в районе Актотракского месторождения в верховье р. Енисей. Тр. ЦНИГРИ, вып. 13.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран масштаба 1:5 000 000 под ред. Н. С. Шатского. Объяснительная записка, 1956. Госгеолтехиздат.
- Теодорович В. И. 1949. Центральнo-Тувинская антиклиналь. Докл. АН СССР, т. 68.
- Теодорович В. И. 1953. О следах молодой интрузивной деятельности в Центральной Туве. Докл. АН СССР, т. 91, № 3.
- Терентьев Г. В. 1962. Тектонические движения при образовании эрбекской свиты в Туве. Геология и геофизика, СО АН СССР, № 4.
- Тимофеев П. П. 1953₁. Фации нижней части юрских угленосных отложений Тувы. Докл. АН СССР, т. XCIII, № 2.
- Тимофеев П. П. 1953₂. К вопросу о генезисе некоторых гравийно-песчаных толщ угленосных отложений Тувы. Докл. АН СССР, т. 92, № 2.
- Тимофеев П. П. 1954₁. О некоторых особенностях юрского осадко- и угленакпления в Тувинской АО. СОПС АН СССР, вып. 4. Изд. АН СССР.
- Тимофеев П. П. 1954₂. Циклическое строение нижней части юрских угленосных отложений Тувы. Докл. АН СССР, т. XCV, № 1.
- Тимофеев П. П. 1955. О генезисе юрских угленосных отложений района г. Чадан Западной Тувы. Докл. АН СССР, 102, № 6.
- Тимофеев П. П. 1958. О возрасте и расчленении юрских угленосных отложений Тувы. Докл. АН СССР, т. 120, № 5.
- Толстихин Н. И. 1959. Некоторые основные вопросы гидрогеологии горных стран. Тр. II совещ. по подземн. водам и инж. геологии Восточной Сибири. вып. 1, Иркутск.
- Томилов Г. М. 1962. Современное оледенение пика Топографов (Восточный Саян). Сб. крат сообщ. геогр. ф-та Ирк. ун-та, Иркутск.
- Трошкова Г. Н. 1960. К петрографии углей Меджигейского месторождения Улугхемского бассейна. Геология и геофизика, № 5, СО АН СССР.
- Тугаринов А. П., Павленко А. С., Александров И. В. 1960. Геологические черты щелочно-метасоматических явлений. Межд. геол. конгресс, XXI сессия.
- Турищев И. Е. 1952. Верхнепермские отложения хр. Танну-Ола. Докл. АН СССР, т. 86, № 2.
- Тюлюпо Б. М. 1948. Пегматиты Тувинской АО. В кн. «Тезисы докладов на 3-й геол. конф. памяти акад. М. А. Усова», Томск.
- Унксов В. А. 1949. Верхнепалеозойские угленосные отложения Тувы. Докл. АН, нов. серия, т. 64, № 3.
- Унксов В. А., при участии Додина А. Л., Нехорошева В. П. и др. 1956. Тектоника Алтае-Саянской складчатой области. В кн. «Геологическое строение СССР», т. III. Госгеолтехиздат.
- Унксов В. А. 1958₁. Закономерности размещения кобальтового оруденения в каледонидах юга средней Сибири. Сб. 1, «Закономерности размещ. пол. ископ.», АН СССР.
- Унксов В. А. 1960₂. Особенности развития каледонид юга Средней Сибири. XXI сессия МГК. Докл. сов. геологов. Изд. АН СССР.
- Унксов В. А. 1961. Структурно-фациальные зоны Тувинского прогиба и размещение в ней эндогенной минерализации. Материалы по регион. геол. Алтае-Саянской складчатой обл. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 5.
- Фишер И. З. 1774. Сибирская история с самого открытия Сибири до завоевания сей земли российским оружием. СПб.
- Флоренсов Н. А. 1956. Мезо-кайнозойские впадины Прибайкалья. Автореф. канд. дисс. МГУ.
- Флоренсов Н. А. 1960. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области. Геология и геофизика, № 1.
- Флоренсов Н. А. 1962. О характере связи неоген-четвертичного вулканизма и неотектоники в Прибайкалье. В кн. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР.
- Фремз Г. М. Явления контаминации и гибридызма в породах Оджинского плутона. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 1.
- Хоментовский В. В. 1957. К тектонике Восточного Саяна. Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Хоментовский В. В. 1959. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 10.

- Хребет Академика Обручева. Изв. ВГО, т. 85, вып. 5, 1953.
- Царева А. С. 1956. Исследование тувинских углей с целью получения из них металлургического кокса. Автореф. канд. дисс. Ин-т горюч. ископ. АН СССР. М.
- Чернышев Б. Н. 1937. Силурийские брахиоподы Монголии и Тувы. Материалы эксп. геол. отряда под руков. Рачковского И. П., вып. 5. Изд. АН СССР.
- Чернышева Н. Е. 1937. Силурийские и девонские трилобиты Монголии и Тувы. Тр. Монг. ком. АН СССР, № 28, вып. 4. Изд. АН СССР.
- Чернышева Н. Е. 1957. К вопросу о расчленении кембрийских отложений Сибирской платформы. Сов. геология, сб. 55.
- Чудинов Ю. В. 1959. Новейшие тектонические движения в районе бассейна р. Улуг-О и хр. Таскыл в Северо-Восточной Туве. БМОИП, отд. геол., т. XXXIV (5).
- Чудинов Ю. В. 1960. О дугообразной зональности в геологическом строении Восточной Тувы и смежных областей. Докл. АН СССР, т. 130, № 4.
- Чудинов Ю. В. 1962. Признаки наложенных разновозрастных движений на северо-восточном окончании Тувинского прогиба и смежных областей. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Чураков А. Н. 1927. История развития наших представлений о строении северо-западной окраины и «древнего темени Азии». Изд. Геолкома, т. X, VI.
- Шапошников Г. Н. 1956. Новые данные о графитоносности пород метаморфической толщи северо-западной части нагорья Сангилен в Тувинской АО. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 3.
- Шапошников Г. Н., Немцович В. М. 1958. Титановые рудопроявления в связи с габброидными интрузиями северо-западной части нагорья Сангилен (Тува). Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 5.
- Шахунова П. А. 1963. Тувинская АССР. В кн. «Восточная Сибирь» (Экономико-географ. характеристика). АН СССР.
- Шахунова П. А., Лиханов Б. Н. 1954. К вопросу изучения Тувы русскими исследователями. Уч. зап. Тув. науч.-иссл. ин-та яз., лит. и ист., вып. 2, Кызыл.
- Шахунова П. А., Лиханов Б. Н. 1955. Советская Тува (природа, население, хозяйство) Кызыл.
- Шевалеевский И. Д., Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е. 1960. Зависимость поведения циркония и гафния от петрохимических особенностей магматических и щелочно-метасоматических пород. Геохимия, № 3.
- Шейнманн Ю. М. 1955. Заметки к классификации структур материков. Изв. АН, № 3.
- Шейнманн Ю. М. 1956. Докембрий Тувы. Тезисы докладов на Межд. совещ. по разработке унифиц. схем Сибири. Л.
- Шейнманн Ю. М. 1960. Некоторые черты каледонид Евразии. В кн. «Каледонская орогенция». Межд. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады сов. геологов.
- Шенкман Я. Д. 1958. О некоторых палеозойских интрузиях Восточной Тувы. БМОИП, отд. геол., т. XXXIII, № 3.
- Шенкман Я. Д. 1959. К вопросу об интрузивных комплексах Восточной Тувы. Тр. ВАГТ, вып. 5. Госгеолтехиздат.
- Шенкман Я. Д. 1960. Об этапах формирования некоторых интрузий Восточной Тувы. (Автореф. докл.) БМОИП, отд. геол., т. XXXV, вып. 4.
- Шенкман Я. Д. 1962. Докембрийские интрузии нагорья Сангилен (Восточная Тува). Геология и геофизика, № 1. СО АН СССР.
- Шенкман Я. Д. 1964. Фазы и становления палеозойских интрузий Восточной Тувы. Геология и геофизика № 11, Сиб. отд. АН СССР.
- Шишкин Б. К. 1914. Очерки Урянхайского края. Изв. Томск. ун-та, т. X. Томск.
- Шмальгаузен И. Ф. 1888. Об отпечатках растений, собранных А. В. Адриановым. Зап. Русск. геогр. об-ва по общей географии, т. X.
- Шорыгина Л. Д. 1957. К вопросу о стратиграфическом расчленении четвертичных отложений Западной Тувы. Тр. Межд. совещ. по разработке унифиц. схем Сибири, 1956. Докл. по стратиграфии мезокайнозоя.
- Шорыгина Л. Д. 1959. Замечания по поводу статьи Н. А. Ефимцева «О четвертичном оледенении Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Шорыгина Л. Д. 1960. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы. Тр. Геол. ин-та, вып. 26. Изд. АН СССР.
- Шорыгина Л. Д. 1961. Четвертичные отложения Западной Тувы. В кн. «Вопросы геологии антропогена». 6-й конгресс по геохронол. и климату четверт. периода. Докл. сов. геологов. Изд. АН СССР.
- Щукина Е. Н. 1960. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая. Тр. Геол. ин-та, вып. 26. Изд. АН СССР.
- Якушев А. П. 1952. Фауна позвоночных Тувинской автономной области. Новосибирск.

- Янов Э. Н. 1963. Пригеосинклинальные прогибы и межгорные впадины Алтае-Саянской складчатой области. Материалы по общ. и регион. тектонике. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 85.
- Яржемский Я. Я. 1955. О роли доломита и магнезита в соленосных толщах. Докл. АН СССР, 104, № 2.
- Ярошевич В. М. 1958. О структурно-фациальных зонах кембрия восточного склона Кузнецкого Ала-Тау. Докл. АН СССР, т. 121, № 2.
- Ярошевич В. М. 1961. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского кряжа хр. Азыр-Тал и бассейна р. Ю. Июс (автореф. канд. дисс.). Новосибирск.
- Ячевский Л. А. 1888. Краткий предварительный отчет о геологической части Саянской экспедиции. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. XIX, № 1.
- Яшина Р. М. 1955. О новой провинции щелочных пород на юго-востоке Тувы. Докл. АН СССР, т. 105, № 6.
- Яшина Р. М. 1957. Щелочные породы Юго-Восточной Тувы. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Яшина Р. М. 1962. Харгинский концентрически-зональный щелочной массив и условия его образования. Тр. ИГЕМ АН СССР, 76. Щелочные породы Сибири.
- Яшина Р. М. 1963. Магматическое замещение доломитсодержащих мраморов и его роль в щелочном петрогенезисе Юго-Восточной Тувы. В кн. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд. АН СССР.
- Яшина Р. М., Кононова В. А. 1960. Месторождения нефелинов и нефелиновых сиенитов на юго-востоке Тувинской автономной области. Тув. регион. совещ. по разработке произ. сил Тувинской АО. Новосибирск.
- Saunders D. 1913. Unknown Mongolia, vol. 1—11, London.
- Granö I. G. 1910. Beiträge zur Kenntnis der Eiszeit in den nordwestlichen Mongolei und einige ihren Südsibirischen Grenzgebirgen, Fennia 28, N 5, Helsingfors.
- Hausen H. 1927. The Upper Jenissel Drainage Area (Territory of Uriankhai). Acta Geographica 1, N 1, Helsingfors.
- Hausen H. 1928. Einige Züge der Oberflächengeologie der Sibirisch-mongolischen Grenzgebiete zwischen Altai und Transbaikalien. Zeitschr. d. Gesellschaft f. Erdkunde zu Berlin, N 7/8.
- Hausen H. 1928. Geological Outlines of Uriankhai or the Tannu-Tuva Republic. Geografiska Annaler, 1935, Arg XVII. Hyllningsskrift till Sven Hedin, Stockholm.
- Klementz D. 1935. Voyages en Mongolie occidentale de 1885 à 1897. Bull. Soc. Géorg., sér., Paris.
- Obrutschew W. A. 1926. Geologia von Sibirien. Fortschritte der Geologie und Petrogr., H. 15, Berlin.
- Printz H. 1921. The Vegetation of the Siberian—Mongolian Frontiers (The Sayansk Region). Contributions ad Floram Asiae Interioris pertinentes edit. H. Printz, III.
- Savtzeff A. 1896. Matériaux pétrographiques recueillis par M. M. Krylow et Klementz dans les monts Saïans et dans la région d'Ourïankhaisk. Изв. Томск. ун-та, т. IX, № 6.

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

А

Агаш р. 70, 84
 Адарташ (Адар-Таш) хр. 20
 Адардош (Адыр-Таш) перевал 106, 123, 124, 125
 Адыртей г. 179
 Аён р. 79
 Азас р. 26, 31, 36, 59, 240, 242, 246, 265, 331, 425, 427, 428
 Азас (Тоджа) оз. 427
 Айлыг р. 33, 56, 57
 Айна р. 373
 Ак-Адыр руч. 130
 Ак-Дуруг лог 89
 Ак-Кол, р. 107
 Ак-Суг (Ак-Сук) р. 21, 59, 130, 149, 237, 306, 308, 359
 Ак-Тал пос. 209, 211
 Ак-Хайлыг руч. 212
 Ак-Хем р. 85, 425
 Академика Обручева хр. 26, 412, 424
 Актыврак (Ак-Товурак, Ак-Довурак) пос. 237, 300
 Алаш р. 21, 32, 105, 106, 130, 149, 151, 237, 243, 255, 296, 306, 359
 Алашское плато 21, 419
 Алды-Ишкин р. 21, 116, 149, 151, 237, 238, 247, 359
 Алды-Кожеме р. 222
 Алды-Соор р. 151
 Алды-Терли-Холь (Алды-Дерлиг-Холь) оз. 419
 Алтайский край 41
 Альбинэ-Болдок гора 332
 Амыл р. 21, 22, 28, 106, 115, 358
 Ангачи ур. 94
 Анджак-Хорум гора 25
 Андреевский ключ 136
 Аньяк-Оруг р. 115, 359
 Аптра р. 87, 91, 111, 113, 268
 Ара-Булак р. 259
 Арадан пос., станция 296
 Аргалыкты гора 104, 106
 Арты-Хем р. 183, 184
 Арысканнуг-Хем р. 284
 Ат-Чол р. 163, 164
 Ат-Чолдуг-Тайга хр. 26
 Атакшил р. 191, 192
 Атыкташ р. 191, 192
 Ахир-Ула хр. 25
 Ашкара урочище 190
 Аянгаты р. 20, 149, 151

Б

Бай-Булуи урочище 188, 189, 191
 Бай-Сут (Бай-Сют, Бай-Сот) пос. 75
 Бай-Таг гора 208
 Бай-Тайга гора 237
 Бай-Хак пос. 40, 169
 Балатгыг-Хем р. 166, 167
 Балгазик (Балгазин) пос. 177, 200, 306
 Балгазинский бор 20
 Балыктыг-Хем р. 25, 31, 52, 53, 54, 55, 59, 226, 309, 341, 422
 Барас-Тайга хр. 27, 411
 Барлык р. 20, 32, 115, 117, 123, 125, 149, 158, 181, 243, 254, 291, 306
 Барык руч. 183, 184, 192, 196, 219, 220
 Баш-Хем р. 31, 352, 428
 Баян-Гол (Баянкол, Баян-Гол) р. 51, 52, 95, 97, 98, 99, 100, 149, 169, 203, 265, 292, 299, 352, 375, 376
 Баянкол пос. 226
 Бегреда р. 129, 191, 192, 198, 199, 202
 Беделиг гора 22
 Беделиг р. 149, 151, 400
 Бедий (Беды-Хем) р. 81, 82
 Белиг-Хем р. 289
 Белинская котловина 26, 419
 Белое оз. 22
 Береговой хр. 267
 Бесь р. 115
 Бий-Хем (Большой Енисей) р. 17, 18, 20, 22, 26, 27, 30, 31, 36, 39, 40, 48, 49, 56, 59, 60, 61, 65, 69, 70, 71, 73, 75, 78, 79, 80, 81, 84, 109, 110, 111, 112, 118, 134, 135, 136, 137, 139, 146, 163, 164, 165, 166, 171, 177, 191, 193, 202, 236, 239, 240, 241, 242, 244, 249, 258, 265, 267, 283, 285, 306, 307, 309, 312, 331, 339, 340, 342, 343, 344, 346, 352, 354, 355, 357, 363, 365, 366, 369, 370, 372, 389, 396, 419, 422, 423, 428
 Билин (Белим-Хем) р. 26, 27, 59, 81, 259, 260, 261, 263, 389, 425, 427
 Биче-Амыл р. 83
 Биче-О р. 166, 167
 Биче-Шанган (Бол. Шанган) р. 87, 92, 93
 Биче-Шивей р. 304
 Большая Бура хр. 101
 Большой Аянгаты р. 123, 125, 368
 Большой Ак-Хем р. 236
 Большой Бус р. 163
 Большой Енисей р. см. Бий-Хем

Большой Саян хр. 27
 Большой Чиргакы р. 368
 Борзу-Холь оз. 70, 419, 427
 Бориг-Дель пески 25
 Бору-Хем р. 262
 Боршин-Гол р. 190, 200, 203, 205, 208, 209, 368
 Булангы-Хем р. 284
 Булка гора 251
 Булун-Ажик-Хем р. 70
 Бурен-Хем (Брень) р. 31, 60, 94, 167, 351, 354
 Бус р. 135
 Бусинская котловина 26
 Бусун-Гол р. 26
 Бьерт-Даг гора 20, 183, 184, 292

В

Верхне-Усинский р-н 296
 Верхний Енисей (см. Улуг-Хем)
 Верхняя Харава р. 166, 167
 Восточный Алтай 227, 255, 291, 406
 Восточный Саян хр. 18, 22, 26, 27, 31, 41, 49, 59, 65, 225, 229, 231, 240, 251, 258, 266, 309, 336, 339, 340, 342, 408, 412, 413, 421, 423, 424, 425
 Восточно-Тувинское нагорье 18, 20, 25, 26, 35, 199, 232, 237, 407, 408, 412, 413, 415, 416, 418, 420, 423, 425
 Восточный Танну-Ола хр. 14, 16, 18, 20, 23, 24, 35, 66, 67, 68, 86, 87, 91, 92, 93, 95, 99, 109, 110, 111, 112, 113, 149, 152, 169, 170, 176, 180, 181, 199, 209, 227, 230, 248, 249, 267, 268, 270, 271, 280, 281, 284, 342, 347, 351, 354, 356, 392, 400, 406, 408, 411, 416, 421, 423

Г

Гериге р. 63
 Горно-Алтайская авт. обл. 329
 Горный Алтай 10, 18, 41, 42, 43, 66, 115, 120, 191, 195, 202, 203, 228, 230, 231, 253, 254, 255, 256, 257, 288, 289, 291, 299, 329, 331, 338, 357, 358, 362, 363, 364, 397, 406, 421

Д

Дагыр-Шеми р. 124, 125
 Дархатская котловина 31
 Дарыл р. 59
 Демирсу-Хем (Демир-Суг) р. 95, 100, 101, 106, 394
 Дерб-Тайга гора 240, 241, 332, 334, 424
 Дерзик (Дерзиг, Терсик) р. 71, 118, 119, 163, 164, 166, 167, 186, 301, 303, 306, 307, 347, 367, 369, 395, 395, 400, 401
 Деспен р. 25, 110, 113, 227, 230, 268
 Джарга гора 177, 207
 Джарга урочище 199, 202
 Джолус р. 221, 222
 Джулукульская котловина 226, 228, 229, 232, 237, 243, 244, 245, 246, 414, 416, 419, 423, 424, 428
 Дзос р. 260, 261, 262, 265, 346
 Диргиш р. 283
 Дозор-Нур (Дозо-Нур) оз. 228, 229, 230

Дотот (Додот) р. 27, 281, 282, 303, 305, 425
 Дототская горная цепь 27, 411
 Дунгун-Тайга хр. 26
 Дурген р. 276, 283
 Дус-Холь оз. 20

Е

Енисей р. 18, 21, 23, 213, 219, 220, 223, 226, 237, 293, 403, 423
 Ергак-Таргак-Тайга хр. 22, 27
 Ергаки хр. 21

Ж

Жом-Болок (Джом—Балык) р. 334

З

Западный Саян хр. 10, 18, 20, 21, 22, 28, 41, 42, 43, 46, 47, 65, 67, 106, 115, 120, 149, 154, 169, 172, 173, 174, 179, 181, 185, 186, 189, 251, 253, 275, 291, 292, 299, 300, 336, 347, 355, 357, 358, 359, 362, 363, 364, 365, 366, 369, 378, 379, 384, 392, 393, 394, 395, 398, 399, 402, 403, 405, 411, 413, 415, 417, 418, 423, 424
 Западный Танну-Ола хр. 18, 20, 23, 24, 31, 47, 180, 181, 183, 189, 192, 195, 197, 199, 204, 205, 226, 292, 365, 368, 372, 374, 400, 401, 403, 404, 407, 413, 420, 423, 425
 Заячий овраг 230
 Золотая р. 366
 Зубовка (Бурен-Хем) пос. 149, 162, 166, 167, 176, 283, 284, 401

И

Ивановка ключ 136
 Иери-Холь оз. 22
 Изык-Сук р. 260
 Ий-Хем (Ий) р. 26, 31
 Или-Хем (Эйлиг-Хем, Илиг-Хем) р. 11, 95, 101, 102, 106, 120, 123, 126, 136, 139, 149, 151, 394, 400
 Инитал пос. 219
 Ирбитей р. 25, 89, 111, 238, 285
 Иркутская обл. 412
 Ихе-Тайрисин-Гол р. 55, 261
 Ихе-Ямату-Гол р. 55
 Ихедушин-Гол р. 190, 192
 Ишкин р. 300
 Ишти-Хем р. 207

К

Каа-Хем (Ка-Хем, Малый Енисей) р. 11, 12, 17, 18, 20, 25, 26, 30, 39, 40, 45, 49, 59, 60, 61, 64, 65, 69, 70, 71, 73, 75, 78, 79, 80, 81, 84, 109, 110, 111, 112, 118, 166, 177, 242, 244, 248, 249, 267, 271, 283, 284, 285, 292, 300, 309, 331, 342, 349, 352, 354, 355, 357, 369, 389, 416, 423
 Каахемский р-н 38
 Каахемское плоскогорье 25
 Кадвой (Кадый) р. 87, 88, 89, 90, 93, 111, 149, 152, 153, 157, 158, 160, 169, 170, 176, 193, 306, 374, 379, 400

Кадыр-Ос р. 311
 Кадыш (Кадыч) оз. 78, 419, 423, 424, 427, 428
 Казыр р. 22, 339
 Каменный хр. 185, 191, 192, 296, 297
 Кантегир р. 21, 149, 173, 358, 360, 361
 Кара-Бельдыр р. 79, 80
 Кара-Булуң пос. 113
 Кара-Пуш-Хем р. 134, 137
 Кара-Суг пос. 184
 Кара-Суг (Кара-Сук, Кара-Су) р. 227, 296, 306
 Кара-Таг гора 104
 Кара-Тайга горы 420, 424
 Кара-Хем р. 166
 Кара-Холь оз. 21, 25, 33, 96, 226
 Кара-Холь-Ежу р. 268
 Каргы (Карга) р. 23, 138, 177, 226, 228, 229, 237, 303, 306, 422
 Качик р. 52, 55, 56, 84, 85, 259
 Каш-Арга (Кош-Арга) р. 70
 Кендей р. 181, 182, 188, 189, 193
 Кжи-Хем р. 27, 30, 59, 412
 Кизир р. 339
 Киндиктыг-Холь оз. 23
 Козий овраг 227, 230, 237
 Койлуг-Хем р. 131
 Кольжасы урочище 303
 Косогол (Хубсугул) оз. 213
 Коярд р. 359
 Красноярский край 173
 Крылова горная цепь 331
 Кудургу-Хем руч. 236
 Куже р. 117, 190, 306, 379
 Кулузун руч. 191, 194, 196, 200
 Кундус р. 55, 84, 85, 341
 Курайский хр. 289
 Куртушибинский хр. 11, 20, 22, 100, 106, 107, 108, 109, 115, 120, 123, 130, 136, 338, 357, 359, 363, 365, 367, 409,
 Кызыл г. 28, 31, 37, 39, 40, 47, 193, 380, 381
 Кызыл-Булак р., лог 185
 Кызыл-Мажалык пос. 38, 40
 Кызыл-Тайга хр. 21
 Кызыл-Хем р. 31, 49, 56, 242, 244, 258, 313, 339, 340, 342, 343, 349, 389
 Кызыл-Чира урочище 21, 149, 152, 176, 184, 185, 192, 193, 196, 200, 292
 Кызыр р. 59
 Кыс-Тарыс р. 260, 346
 Кюректыг р. 116

Л

Лысая гора 222

М

Мажалык р. 20, 284
 Маймалыш р. 222
 Малые Аянгаты р. 125, 151
 Малиновка пос. 122, 130, 131
 Малый Абакан р. 21
 Малый Бус р. 163
 Малый Енисей (см. Каа-Хем)
 Малый Шивелиг руч. 202
 Манчурек р. 130
 Маны-Холь (Мана-Холь) оз. 27, 33, 419, 423, 427

Маралья Шея (излучина Бол. Енисей) 163
 Меджигей р. 20
 Мерзлый Яр овраг 244, 425
 Моген-Бурен р. 23
 Могун-Бурень р. 196, 237, 422
 Мойеро р. 136
 Монагы р. 22
 Монголия (МНР) 12, 18, 20, 23, 31, 41, 55, 81, 94, 178, 182
 Морен (Мурен) р. 50, 95, 260
 Мос р. 80, 284, 303
 Мугур р. 149
 Мунгун-Тайга (Монгун-Тайга) горный массив 18, 23, 30, 34, 243, 412, 415, 425
 Мунку-Хаирхан-Ула гора 23, 412
 Мынас р. 171, 202

Н

Нарын (Хондей-Аксы) пос. 40,
 Нарын р. 52, 53, 54, 56, 85, 308
 Нижние Теректы р. 242
 Нижний Кадраус р. 303
 Нижний Карабулук руч. 108
 Николаевский ключ 136
 Нойон-Холь (Улуг-Холь) оз. 27, 33, 83, 238, 419, 422, 423, 424, 427, 428

О

О-Хем р. 78, 81, 166, 265
 Обо-Гол р. 341
 Овур-Унгеш р. 284
 Оджа (Ожу) р. 11, 135, 136, 164, 165, 166, 168, 171, 199, 366, 367
 Одурум р. 56, 57, 58, 258
 Одыч р. 180
 Ойва-Тайга (Ова-Тайга) гора 303
 Ойна р. 61
 Ока р. 58, 81, 339, 340, 346
 Окинский р-н 240
 Окинское плоскогорье (плато) 231
 Олбук оз. 427
 Он-Кажая р. 211, 212
 Ондум горный массив 351
 Ондум р. 12, 75, 77
 Ондут-Тайга хр. 26, 71, 72, 73, 80, 110, 354
 Ончан р. 136, 137
 Ор р. 80
 Орангы-Ула (Орангы-Тайга) хр. 26
 Орта-Хем (Орто-Хем) р. 81, 129, 131
 Оттуг-Тайга хр. 26, 77, 424
 Оттых-Таш (Оттык-Таш) гора 95, 152, 160, 171
 Оя-Дезиг р. 138, 139

П

Пичи-Тастыг руч. 262
 Пичи-Шуй р. 151, 153, 154, 158, 160, 296
 Победа гора 115
 Подпорожная р. см. Улуг-О
 Прихубсугулье (Прикосоголье) 18, 25, 26, 27, 339, 408, 411, 412, 413, 416, 424
 Пурганыг р. 283

С

Сабинский хр. 411
 Саган гора 332

- Саглы (Саглы-Хем) р. 25, 188, 189, 191, 193, 195, 197, 199, 211, 292
 Сайр ключ 208
 Сайлыг (Сайлиг) р. 55, 260, 262, 263
 Сайлыг-Хем-Тайга хр. 21, 411
 Саладжер (Сальджур) хр. 21, 411
 Самагалтай пос. 40, 93, 149, 152, 160, 169, 170, 171, 177, 181, 401
 Самагалтайский перевал 238
 Сангилен нагорье 14, 18, 20, 25, 31, 34, 35, 41, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 55, 56, 58, 61, 62, 63, 64, 69, 84, 85, 86, 93, 110, 226, 237, 239, 248, 251, 258, 260, 261, 265, 305, 313, 316, 328, 339, 340, 341, 342, 344, 345, 346, 349, 354, 388, 390, 391, 407, 408, 410, 411, 412, 413, 415, 416, 417, 420, 422, 423, 424, 425, 429
 Сарлыг р. 164
 Сарыг-Сеп (Знаменка) пос. 28, 40, 283
 Сарыг-Чазы р. 242
 Саянский хр. 21, 35, 42, 388, 406, 411
 Северо-Западная Монголия 191, 197, 199, 202, 231, 403
 Северная Монголия 331
 Северный Торгалык р. 181, 188, 189, 190, 199, 200, 292, 307, 308
 Сейба р. 134, 137, 138, 139, 164, 165, 168, 171, 196, 198, 199, 200, 202, 366, 373
 Семь Братьев хр. 168
 Сенек руч. 219, 220, 223
 Сенца р. 58, 59
 Серлиг р. 87, 91
 Серлиг-Хем р. 31, 244, 283, 285, 428
 Серлигхемская котловина 26, 214, 246, 419, 428
 Сибирячка р. 134, 136, 164
 Сизим р. 305, 306
 Систиг-Хем (Усть-Систиг-Хем, Сыстыг-Хем) пос. 288
 Слстиг-Хем р. 16, 22, 28, 31, 120, 135, 136, 137, 138, 139, 144, 164, 165, 251, 253, 289, 291, 347, 357, 365, 366, 367, 394
 Солдатовское заимье 283
 Сольбельдер р. 53
 Сольджер р. 277
 Соргожевар гора 105
 Соруг р. 239, 240, 242, 244, 245, 420
 Соруг-Чушку-Узу хр. 240, 241, 332, 334
 Соя р. 94, 283, 285
 Суглуг-Бом гора 293
 Суглуг-Хем р. 205, 207
 Сют-Холь (Сют-Холь) оз. 21, 33
 Сурхая р. 151, 222
 Суур-Даштыг (Сиер-Таш) р. 101
 Сушинская мельница 199
 Сын-Тайга гора 25
 Сынак р. 73, 119
 Сюрбюзун р. 297
 Сют-Холь оз. 118
 Сютхольский р-н 300
- Т**
- Тазарама-Тайга хр. 411
 Тайрис р. 226, 239
 Тайрисская котловина 26, 226, 239, 416, 420
- Талайлык р. 125, 193, 195, 306, 307
 Таловка р. 136, 306
 Танну-Олахр. 18, 23, 25, 31, 34, 35, 40, 149, 176, 178, 225, 227, 237, 238, 266, 402, 412, 415, 418, 422, 423, 424
 Тапса р. 75, 110, 111, 200, 354
 Тараскыр урочище 163, 164
 Тарбагатай р. 349
 Тарбагатайская котловина 25
 Тарлык р. 131
 Таскыл хр. 26, 144, 164, 165, 283, 354, 355, 371, 423
 Тасля р. 173
 Тастыг р. 263
 Татыг-Хем р. 181
 Таштыг-Хем р. 119
 Таштыгарт горн. массив 412
 Тебек р. 196, 202, 209
 Тели см. Тэли
 Тере-Холь оз. 25, 33, 422, 429
 Теректы (Теретгыг-Хем) р. 93, 306
 Теремкина пос. 297
 Терехольская котловина 25, 214, 429
 Тес-Хем р. 25, 33, 34, 94, 238, 268
 Тисса р. 58
 Тоджа (Азас) оз. 27, 31, 33, 419
 Тоджинская котловина 18, 26, 27, 33, 36, 181, 185, 193, 232, 238, 242, 243, 245, 246, 266, 331, 370, 414, 416, 419, 422, 424, 425, 426, 427, 428
 Тоджинский р-н 37, 38, 39
 Тоймас р. 56, 57, 389
 Топографов пик 27, 412, 413
 Тора-Хем пос. 306, 378
 Тора-Хем р. 31
 Торгалык р. 24, 193
 Триангуляторов пик 22
 Туваасбест комбинат 39
 Тувакобальт комбинат 39
 Тувинская котловина 18, 20, 21, 24, 27, 28, 29, 31, 34, 35, 37, 38, 39, 146, 151, 232, 238, 242, 243, 245, 246, 266, 331, 370, 414, 416, 419, 422, 424, 425, 426, 427, 428
 Туз-Таг гора 178, 193
 Тула р. 205, 209
 Тумат-Тайга хр. 26, 70, 73, 75, 119, 243, 354
 Туран город 37, 39, 148, 162, 185, 186
 Туран р. 163, 167, 171
 Турано-Уюкская (Туранская, Уюкская) котловина 22, 34, 37, 185, 365, 367, 372, 377, 395, 397, 400, 403, 407, 418
 Тэли (Тели) пос. 39, 40, 296
 Тэли р. 306
- У**
- Убса-Нур оз. 20, 25
 Убанурская котловина 24, 25, 27, 28, 33, 34, 35, 225, 227, 228, 229, 230, 231, 232, 237, 238, 247, 249, 344, 381, 408, 416, 417, 418, 420, 421, 422, 423, 425, 428
 Удинский хр. 27
 Ужарлык-Хем р. 93
 Ужел р. 60, 78
 Уза р. 137, 138, 139, 288
 Узун-Апра р. 108

Улан-Эрге р. 85
 Улар р. 51, 52
 Улагай р. 189, 191, 195, 199, 200, 203, 306
 Улагай-Чозский р-н 307
 Улу-Арга (Улуг-Арга) хр. 27, 411, 412, 423, 424, 428
 Улуг-Арт-Тайга гора 332
 Улуг-О котловина 26, 63, 135, 419
 Улуг-О (Подпорожная) р. 31, 166, 185, 193, 244
 Улуг-Тайга хр. 303, 305
 Улуг-Хем (Верхний Енисей) р. 17, 18, 20, 24, 30, 34, 39, 40, 95, 106, 113, 149, 151, 152, 178, 180, 181, 185, 189, 191, 200, 202, 205, 209, 352, 365, 367, 372, 375, 376, 422
 Улугхемская (Центрально-Тувинская) котловина 20, 66, 223, 224, 249, 381, 418
 Улуг-Холь оз. см. Нойон-Холь
 Улуг-Хондергей р. 123, 124, 125, 128, 149, 151, 169, 176, 292
 Улуг-Чинчилиг гора 54
 Улуг-Шивей р. 31
 Улугшивейская котловина 25
 Улуг-Шуй р. 169, 254
 Ульдун р. 63
 Унжей р. 242
 Урбун (Ургунь, Юргунь) р. 107, 108
 Ургайлыг р. 171
 Урунер р. 135, 139
 Урянхайская (Верхне-Енисейская) котловина 20
 Ус. р. 21, 22, 297, 359
 Усинский тракт 39
 Устю-Дерлиг-Холь (Устю-Терли-Холь) оз. 419, 423
 Устю-Ишкин (Усту-Ишкин) р. 21, 116, 117, 359
 Ут см. Хут
 Ута-Холь оз. 37
 Утук-Хая (Утук-Кая, Ютюк-Хая) гора 66, 103, 104, 111, 123, 124, 125, 126
 Ушпе-Холь оз. 331
 Уюк р. 11, 31, 120, 122, 130, 131, 133, 166, 177, 191, 193, 196, 199, 333, 365, 367
 Уюк село 293
 Уюкская (см. Турано-Уюкская) котловина
 Уюкский (Бура) хр. 22

Х

Хаактыг-Хем р. 82
 Хавай р. 70
 Хадарсук-Даба перевал 263
 Хадын оз. 20, 33, 169, 171, 179, 180, 181, 375, 418
 Хадын-Баш р. 134
 Хаирхан (Хаир-Хан) гора 95, 96, 123
 Хак оз. 20
 Хакшил р. 165
 Хам-Дыт р. 190, 191, 195, 197, 199, 200, 203
 Хамсара (Хамсыра) р. 26, 27, 30, 36, 69, 81, 83, 110, 112, 113, 134, 137, 139, 142, 232, 238, 239, 240, 242, 244, 245, 246, 249, 260, 303, 311, 331, 333, 334, 339, 342, 351, 364, 389, 406, 419, 420, 422, 425, 428

Хамсаринская котловина 420
 Хандагайты пос. 40
 Ханчаар горн. массив 27
 Ханыр р. 80
 Харал пос. 49
 Харал р. 232, 282, 340
 Хелескелиг р. 135
 Хемчик (Кемчик) р. 18, 20, 21, 22, 30, 31, 33, 34, 39, 110, 115, 116, 118, 129, 146, 149, 158, 169, 170, 177, 181, 183, 237, 238, 243, 247, 255, 267, 271, 276, 296, 297, 333, 354, 357, 358, 359, 360, 361, 362, 365, 368, 394, 396, 400, 422, 423, 424
 Хемчикская (Западно-Тувинская) котловина 20, 22, 150, 151, 158, 160, 238, 368, 369, 397, 400, 401
 Хемчикский хр. 21, 106, 107, 238, 359
 Хербесс хр. 207, 208
 Хертеш-Тайга хр. 26
 Хикушка р. 334
 Хильин-Тайга гора 332
 Хиндигтиг-Холь оз. 33
 Ховалыг р. 166
 Хову-Аксы пос. 40
 Хову-Аксы (Ховуахсы) р. 306
 Холодная р. 135, 136, 164, 165
 Холу р. 230, 237, 247, 283, 284
 Холь-Ежу р. 283, 284
 Хонделен р. 149, 151, 153, 154, 155, 169, 170, 180, 188, 190, 191, 237, 292, 297, 359, 379
 Хондергей (Хондерге) р. 160, 183, 188, 190, 191, 195, 198, 199, 200, 203, 370, 400
 Хопто пос. 75
 Хоор-Ос (Хорес) р. 136, 137, 236, 244, 288
 Хор-Тайга хр. 21, 118
 Хорумнуг-Тайга гора 25
 Хубсугул оз. 26
 Хуннуг р. 164
 Хусун-Гол р. 84, 85, 260, 261, 265, 303, 305, 341, 346
 Хут (Ут) р. 11, 164, 165, 168, 171, 196, 198, 199, 203
 Хутинский (Утинский) порог 26, 236, 429
 Хууле (Хуле) р. 226

Ц

Цаган-Шибэту хр. 18, 23, 24, 34, 415, 417
 Церигин-Гол р. 52, 259, 260, 263
 Цугэр-Элисс пески 25

Ч

Чаа-Ова-Арт (Самагалтайский) перевал 238
 Чаа-Холь оз. 20, 24, 31, 105, 125, 149, 308
 Чаваш р. 81, 83, 120, 134, 136, 137, 138, 139, 142, 244, 288, 347, 394, 419
 Чаготай оз. 20, 33, 284
 Чадан город 28, 37, 39, 40, 123, 124, 125, 129, 151, 162
 Чадан р. 20, 32, 66, 106, 169, 180, 183, 189
 Чазадыр р. 292

Чайлюхем р. 297
 Чана р. 296
 Чазалыг-Хем р. 83
 Чараш-Тайга горы 288
 Чахыртой р. 314
 Чедер (Чедыр, Чедер-Холь) оз., курорт
 20, 33, 249, 418
 Черешты оз. 427
 Черная р. 306, 307
 Чик р. 55, 314
 Чинге-Хем р. 79, 130, 169, 297
 Чингекат пос. 236, 425
 Чингекат р. 247, 248, 288
 Чиндозын р. 296, 297
 Чинжаш р. 163, 164
 Чинчилик р. 226
 Чиргакы р. 20, 32, 123, 124, 125, 126,
 149, 169, 370
 Чихачева хр. 18, 23, 256, 329
 Чоза (Чозу) р. 188, 189, 306
 Чойган р. 260, 281, 303
 Чолдурулуг ключ 107, 108
 Чумуртук-Ула р. 303
 Чуя р. 329

Ш

Шабарин-Гол р. 55
 Шагонар город 37, 39, 46, 365, 392
 Шагонар р. 20
 Шагонарско-Чаахольский р-н 66
 Шалдыкбар урочище 200, 202
 Шанчи урочище 125
 Шапшальский (Шапшал) хр. 18, 20, 22,
 23, 30, 31, 237, 243, 244, 288, 289, 411,
 412, 413, 416, 421, 423, 424, 428
 Шара-Нур оз. 25, 418
 Шеми р. 20, 123, 125, 149, 368
 Шемүшдаг гора 124, 126
 Шивей р. 303

Шивелиг-Хем (Шивелик-Хем) р. 59, 67,
 87, 89, 90, 91, 183, 200, 282, 284
 Шивит гора 240, 332
 Шишхид-Гол (Шишкит-Гол) р. 31, 59,
 248
 Шом-Шум р. 107, 117
 Шуй (Улуг-Шуй) р. 306
 Шурам-Холь (Шрам-Холь) оз. 70, 83,
 427
 Шурмак р. 24, 25, 85, 94, 238, 265, 424

Э

Эдер-Элезин пески 25
 Эдыгей р. 276, 306
 Эжим (Эджим) р. 95, 98, 99, 100, 101,
 102, 106, 149, 376
 Эйлиг-Хем (см. Или-Хем)
 Эк-Хем р. 134
 Эки-Оттуг р. 209
 Элегест пос. 205
 Элегест р. 12, 20, 24, 25, 31, 149, 152,
 153, 160, 169, 171, 198, 205, 207, 209,
 211, 212, 217, 223, 236, 365, 372, 375
 Элегестский р-н 297
 Эми р. 70, 84, 236, 239
 Эр-Кара-Холь оз. 70
 Эрбек р. 207, 213
 Эрзин (Сарык-Булуң) пос. 28, 51, 52
 Эрзин р. 226, 309

Ю

Юго-Восточный Алтай 226, 231, 289,
 290
 Южный Торгалык р. 188, 191, 197, 199,
 200, 203
 Юстыд р. 329

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Агардагская (Эрзинская) линейная меж-
блоковая зона 93, 95, 110, 354, 355, 383,
385
Агардагский гипербазитовый массив 277
Агашский массив 310, 314, 328
Адырташская свита 123
Азасская линейная межблоковая зона
354, 355, 385
Азасский глубинный разлом 174, 371,
395, 396, 400, 401, 420
Азасский массив 310
Айлыгская свита 57, 58, 59, 62, 64, 65,
260, 265, 339, 344, 388, 390
Айлыгская синклиналь 312
Айнинская интрузия (массив) 291, 302
Акдуругская свита 102, 103, 104, 105,
106, 110, 111, 112
Аккольская свита 106, 108
Актальская свита 204, 208, 209, 210, 368
Актальская мульда 212
Актальское месторождение, участок (ка-
менный уголь) 380
Актоврак (Ак-Довурак, Ак-Товурак),
месторождение (асбест) 11, 12, 14,
39, 67, 102, 103, 105
Актовракская формация (свита) 67, 102,
103, 111
Актовракский комплекс интрузивный
115, 251, 252, 274, 275, 279, 280
Актовракский массив интрузивный 274,
275, 276
Акхемская свита 85
Акхемский массив интрузивный 310
Аласугская свита (горизонт) 115, 116,
117, 118, 120, 121, 122, 131, 136, 137,
141, 142, 288, 347, 359, 360, 361, 373
Алашская интрузия (массив) 301
Алашская формация (свита) 301
Алашский аржан 105
Алашский тип разреза 150, 151, 153,
158, 175, 176
Алданский ярус 69, 89, 93
Алтае-Саянская гипербазитовая провин-
ция 275
Алтынбулакская свита 102, 103, 104,
105, 109, 111, 112, 267
Амыльская свита 115, 361, 384
Ануиско-Чуйская структурно-формацион-
ная зона 255, 256, 257, 329, 331
Ануиско-Чуйский прогиб 197, 199, 299
Ануиско-Чуйский синклинорий 336
Аныяк-Оругская антиклиналь 360
Аргузунская толща 178, 204
Аргушульская свита 87

Аржанская свита 86, 87, 92, 110
Атакшильская свита 179, 189, 191, 192,
193, 195, 292, 368, 376
Ататахский прогиб 399
Атчольская свита 119, 163, 164, 165,
131, 132, 136, 147, 148
Анягатинская свита 123

Б

Балгазейская наложенная впадина 399
Байтагинская интрузия (массив) 300,
301
Байтайгинская свита 376
Байтайгинский интрузивный комплекс
301
Балыктыгхемская (балытгыгхемская)
свита 48, 49, 52, 55, 57, 58, 59, 60, 62,
63, 64, 65, 70, 258, 260, 314, 315, 339,
340, 341, 345, 388
Баламбукская (буламбукская) антикли-
наль 351
Балахтнсонская (таятская) свита 350
Балгазикский (балгазинский) разрез
198
Балгазикская линейная межблоковая
зона 354, 355
Балгазикская мульда (впадина) 378, 402
Балдырганныгский массив интрузивный
301, 302
Барыкская свита 180, 181, 183, 184, 185,
186, 292
Барыкский разрез 195
Баянгольская (баинкольская, баянколь-
ская) свита 67, 95, 97, 98, 99, 102
Баянкольский массив интрузивный 310,
328
Баингольское поднятие 375
Бегрединская свита 178, 196, 198, 199,
368, 376
Бедыхемский массив интрузивный 302
Бейкемский комплекс 12, 177
Бейская свита 196
Бекенская свита 229, 237, 422
Белнгхемская интрузия (массив) 291
Бельбейский грабен (впадина) 378, 402
Бийхемская мегаантиклиналь 353
Бийхемская серия 60, 61, 63, 65, 70, 79
Бийхемская структурно-фациальная зо-
на 364
Бийхемская (Тоджинская) межгорная
впадина 365
Бийхемский массив (плутон) 281, 282,
283, 285
Бийхемский срединный массив 337

Билинская (белинская) свита 57, 58, 59, 62, 63, 339, 389
 Бирусинская свита 65
 Блансугская свита 361
 Богутинская свита 329
 Богутинский массив интрузивный 329
 Боксонская свита 341
 Большепорожский комплекс интрузивный 253, 300, 302, 363
 Большой Тувинский разлом 383
 Бомская свита 213, 214, 217, 219
 Борусский разлом 336
 Бренский комплекс интрузивный 16, 252, 255, 261, 300, 301, 302, 303, 305, 306, 308, 309, 311, 313, 314, 316, 322, 328, 345, 379, 380, 381
 Бренский массив интрузивный 300, 301, 302, 303, 304, 305
 Буйбинский комплекс интрузивный 300, 363, 379
 Булун-Утуген (Ыртыган) лавовое поле (плато) 331, 332, 424
 Бурек-Кундусский массив (интрузия) 310, 315
 Бурен-Ондумская изометричная блоковая зона 349, 351, 352, 354, 356, 376
 Бьертдагская свита 180, 181, 182, 183, 186

В

Верхнеаласугская свита 106, 120
 Верхнебаянкольская подсвита 97, 99, 111
 Верхненарынская подсвита 56
 Верхнетапсинская свита 349
 Верхнетаннуольская подсвита 203
 Верхнетамтайгинская подсвита 110
 Верхнечартысская подсвита 55
 Верхнечергакская подсвита (горизонт) 147, 148, 149, 150, 166, 168, 169, 174, 176, 368, 373, 399
 Верхнечингинская подсвита 110
 Верхнеэжимская подсвита 101
 Верхняя подсвита систигхемской свиты 136, 139, 140, 144
 Верхняя подсвита тапсинской свиты 110
 Верхняя подсвита шемушдагской свиты 124, 128, 148
 Восточно-Таннуольская зона разломов 372
 Восточно-Таннуольская изометричная блоковая зона 349, 351, 352, 354
 Восточно-Таннуольская структурно-фациальная зона 44, 45, 86, 148, 173, 180, 198
 Восточно-Таннуольский антиклинорий 336
 Восточно-Саянская зона щелочных интрузий 309, 310, 316, 328
 Восточно-Саянский антиклинорий 336, 339, 340, 346, 350, 351
 Восточно-Саянский глубинный разлом 236, 341, 346, 350, 351, 383
 Восточно-Саянский массив докембрийского складчатого сооружения 281, 343, 344, 346
 Восточно-Тувинская зона щелочных интрузий 309, 310

Восточно-Тувинский гипербазитовый пояс 275, 278
 Восточно-Тувинский гранитный пояс 281, 336, 339, 342, 343, 346, 348, 353, 356, 357, 380, 403, 404
 Восточно-Тувинский массив интрузивный 281, 342, 343, 346, 351, 353
 Восточно-Тувинское лавовое поле 332
 Восточно-Хончульский массив интрузивный 310, 315

Г

Горно-Алтайская структурно-фациальная зона 44, 47

Д

Дагыршемийская свита 123
 Дахуунурский массив интрузивный 310, 314, 315, 328
 Дербинская свита 65, 340
 Дерзигская грабеновая зона 186
 Дерзигская свита 162, 165, 166, 167, 168, 169, 147, 176, 148
 Дерзигский массив интрузивный 302
 Джаргинская свита 178, 198, 199, 202, 203, 205, 207, 368, 377
 Джарикская формация 203
 Джебашский антиклинорий 336, 358, 359, 361, 398
 Дзос-Хусуингольский массив, интрузивный 262, 263, 266
 Дзосский массив интрузивный 262
 Дототская группа интрузивных массивов 311
 Дототский массив интрузивный 301, 310
 Дугдинский массив интрузивный 310, 312, 313, 317, 321, 328
 Дургенское месторождение (железо) 17
 Дээрлигхольский массив интрузивный 301, 302

Е

Еркырская свита 361

Ж

Жингемский массив интрузивный 310

З

Западно-Саянская геосинклиналь 338, 366, 369, 394, 396, 397, 398, 399
 Западно-Саянская группа наложенных впадин 379
 Западно-Саянская морфоструктура поднятия 408, 421
 Западно-Саянская структурно-фациальная зона 44, 46, 47, 106, 121, 123, 139, 141, 144, 148, 172, 281, 384
 Западно-Саянский синклинорий 43, 336, 358, 359, 360, 361, 362
 Западно-Саянский складчатый пояс 300, 301
 Западно-Таннуольская структурно-фациальная зона (подзона) 172, 191, 195, 197, 203, 205, 207, 208, 209, 211, 364, 374, 375, 377

Западно-Ганнуольская морфоструктура поднятия 408, 421
 Западно-Ганнуольский тип разреза 181, 197
 Западно-Тувинский гипербазитовый пояс 275, 276, 277, 278
 Звенящая формация 203
 Зубовский (Восточно-Тувинский) тип разреза 162

И

Ийский массив интрузивный 301, 302
 Ийхемская зандровая равнина 419
 Илеморовская свита 192, 193, 195, 368, 376
 Илихемская (элигхемская) свита 146
 Инитальский угленосный район (бассейн, участок) 215, 220, 223, 225, 380
 Ирбитейская свита 86, 87, 89, 91, 92, 110, 111, 113
 Ирелигский массив интрузивный 310
 Иркутная свита 340
 Ихедушингольская свита 191, 192, 193, 195
 Ишкинская свита 115, 117, 118, 142, 360, 361, 384
 Ишкинская интрузия (массив) 116, 301

К

Каахемская линейная межблоковая зона 354, 355, 385
 Каахемская структурно-фациальная зона 43, 44, 45, 69, 70, 80, 81, 147, 148, 173, 180, 303, 309, 310, 316, 328
 Каахемский гипербазитовый пояс 275, 277
 Каахемский глубинный разлом 75, 78, 81, 369, 395, 396, 400, 401
 Каахемский плутон (массив) 281, 282, 283, 284, 285
 Каахемский синклиорий 309
 Каахемское угольное месторождение (участок) 218, 223
 Кадвойская свита 86, 87, 88, 89, 90, 92, 93, 110
 Кадвоиский тип разреза 153, 157, 170, 171, 91, 148, 152, 374
 Кадрауский массив (плутон) 310, 311, 321, 328
 Кадыйская свита 68, 86
 Кадыросский массив интрузивный 310, 311, 312
 Кадырсугский массив интрузивный 301, 302
 Кадышская свита 83
 Кадышский массив интрузивный 301, 302, 304, 305
 Казырская изометричная блоковая зона 349, 350, 351
 Калбинский комплекс интрузивный 252, 256, 331
 Кандатский разлом 336, 350, 351, 383
 Кантегирская синклиналичная зона 361
 Кара-Адырский массив интрузивный 309, 310, 328
 Кара-Суг месторождение (железо) 39
 Кара-Суг-Чаа-Хольская рудная зона 14
 Караадырский комплекс интрузивный 255

Карабогутинский массив интрузивный 329
 Карабулунская свита 113, 114, 115
 Карахемский массив интрузивный 302
 Карахольская свита 85, 94
 Карахольский массив интрузивный 301, 310
 Карачумская свита 226, 227, 228, 421
 Каргинская антиклиналь 315
 Каргинская изометричная блоковая зона 349, 350, 351, 952, 354
 Каргинский комплекс интрузивный 306
 Каргинский массив интрузивный 301, 302, 303, 304
 Катунский антиклинорий 336
 Катунский массив интрузивный 310
 Качикский антиклинорий 343
 Кемчикский разлом 383
 Кендейская свита 148, 151, 152, 170, 180, 181, 182, 183, 186, 292, 368, 376
 Кендейский разрез 292
 Кемтерекская формация 122
 Кизирская свита 350
 Коргеретабинский массив интрузивный 301, 302, 310, 313, 328
 Кохайская свита 178, 198, 199, 200, 368, 376, 377
 Кошагачская свита 229, 421
 Кубадринский комплекс интрузивный 289
 Куртушибинская свита 67
 Куртушибинский антиклинорий 336, 358, 359, 361, 362, 366, 367, 369, 372, 384, 392, 393, 395, 397, 398, 399
 Куртушибинский гипербазитовый пояс 383
 Куртушибинско-Хамсаринская структурно-фациальная зона 44, 45, 46, 47, 121, 130, 136, 141, 142, 148, 149, 147, 173, 180
 Кусгунугская свита 94
 Кухемская свита 85
 Кызыл-Хемский массив интрузивный 301, 302, 311
 Кызылбулакская серия 148, 166, 172, 180, 181, 184, 185, 186, 192, 197
 Кызылтауская интрузия 300, 301
 Кызылхемская антиклиналь 311
 Кызылчиринская свита 204, 205, 206, 368
 Кызыльская мульда 407
 Кызыльский бассейн 14
 Кыс-Тарысский массив интрузивный 261, 262, 263, 266

М

Малиновская свита 120, 121, 123, 130, 131, 132, 134, 141, 142, 144, 145
 Манский внешний геосинклиналичный прогиб 336, 340, 341
 Манчурекская свита 115, 118, 121, 123, 130, 141, 142, 145
 Манчурекский прогиб 366, 397
 Меджигейский грабен 25
 Меджигейское месторождение (участок), уголь 218, 223, 224
 Мешкульская интрузия (массив) 301
 Милзейский массив интрузивный 310
 Моолдыхемская свита 204, 209
 Моренское месторождение (железо) 51
 Моренское месторождение (слюда) 12

Мугурская свита (толща) 49, 50, 51, 60, 62, 178, 340, 345, 388
 Мугурское месторождение (железо, графит) 17, 51, 53
 Мунгашакская интрузия (массив) 301
 Мунгун-Тайгинский массив интрузивный 219, 291
 Мунгунтайгинская группа массивов интрузивных 329
 Мынас-Сейба разрезы 198
 Мынасская свита 147, 148, 168, 169, 171, 174, 371

Н

Нарынская свита 48, 49, 56, 62, 63, 64, 65, 70, 339, 345, 388, 390
 Нижнебаянкольская подсвита 97, 111
 Нижнеарынская подсвита 56
 Нижнетаннуольская подсвита 199
 Нижнетумантайгинская подсвита 110
 Нижнеулайский комплекс интрузивный 256
 Нижнечартысская подсвита 55
 Нижнечергакская подсвита, свита, горизонт 147, 148, 149, 163, 164, 174, 175, 176, 368, 373, 400
 Нижнечингинская подсвита 109
 Нижняя подсвита аласугской свиты 120
 Нижняя подсвита малиновской свиты 132
 Нижняя подсвита систигхемской свиты 135
 Нижняя подсвита тапсинской свиты 110
 Нижняя подсвита шемушдагской свиты 126
 Нягтинский (Дототский) массив интрузивный 301, 302

О

Ожинский (Оджинский) массив интрузивный 281, 283, 285, 288, 357, 371
 Озерный массив интрузивный 301
 Ойва-Тайгинский массив интрузивный 302, 310, 311
 Онинская свита 172
 Онкажинская мульда 212, 213
 Онкажинская свита 204, 210, 211, 212
 Онкажинское месторождение, участок (уголь) 215, 220, 223, 380
 Оржакская свита 361
 Оругты массив интрузивный 310, 314, 328
 Острогская свита 208
 Оттугтайгинский разлом 163
 Отуксугская мегасинклиналь 361, 362
 Отуксугская серия 172
 Охемская свита (толща) 45, 61, 63, 65, 70, 265, 340, 353, 388, 390

П

Пашкинская антиклинальная зона 361
 Похошская интрузия 301
 Протеросян 41, 342, 344

Р

Рудно-Алтайский глубинный разлом 336

С

Саган вулкан 334
 Рыбная серия 178
 Саглинская депрессия 380
 Саглинская свита (толща) 179, 180, 181, 182, 183, 185, 188, 189, 192, 292, 301, 306, 376
 Саглинская структурно-фациальная зона 69, 70
 Саглы разрез 191
 Сайлыгская свита (толща) 180, 181, 185, 186, 305
 Сайлыгский массив интрузивный 301, 302
 Салдамская свита 213, 214, 217, 219, 220, 223, 224, 225, 381
 Самагалтайская впадина, мульда, грабен 268, 378, 379, 401
 Самагалтайская свита 169, 171, 174, 180, 181, 182, 292, 379
 Самагалтайский разрез 152, 153, 176, 292
 Сангиленская морфоструктура 421
 Сангиленская структурно-фациальная зона 43, 44, 84, 145, 149, 259, 260, 303, 309, 310, 311, 313, 316, 328
 Сангиленский глубинный разлом 336, 342, 349, 383
 Сангиленский комплекс интрузивный 252, 255, 300, 302, 308, 309, 311, 313, 316, 317, 318
 Сангиленский массив докембрийского складчатого сооружения 281, 342, 343, 346, 350
 Сангиленский массив срединный 277, 278, 337
 Сангиленский синклиниорий 336, 343, 407
 Сархойская свита 44, 341, 390, 391
 Сархойский внешний геосинклинальный прогиб 336, 341, 344
 Сархойский синклиниорий 341
 Саянская (Саяно-Шушенская) ГЭС 39
 Саянская перидотито-серпентитовая полоса 274
 Саянские метаморфические сланцы 121
 Саяно-Тувинский глубинный разлом 275, 236, 358, 359, 360, 363, 364, 369, 371, 383, 384, 385, 392, 393, 395, 397, 398, 399, 400, 403, 407
 Саянский серпентитовый пояс 274
 Северо-Баянкольский массив интрузивный 314
 Северо-Саянский глубинный разлом 383
 Семibrатинская свита 147, 148, 164, 165, 168, 169, 172, 174, 371
 Серлигская свита 86, 87, 89, 111
 Серлигхемская свита 100, 110, 214, 215, 221
 Серлигхемский ледник 419
 Серлигхемский участок юрских отложений 215, 221, 223
 Серлигхемский (серлигский) массив интрузивный 302
 Сесерлигско-Тапсинский участок юрских отложений 218, 224
 Систигхемская свита 120, 121, 122, 136, 137, 138, 139, 140, 141, 142, 144, 145, 148, 163, 164, 165, 288

- Систигхемская структурно-фациальная зона 364
 Систигхемский прогиб 385
 Сольбедьирский массив интрузивный 310
 Соругский массив интрузивный 310
 Среднетаннуольская подсвита 200
 Средняя подсвита малиновской свиты 138
 Средняя подсвита систигхемской свиты 138
 Средняя подсвита шемушдагской свиты 128
 Соглугхемская свита 203, 204, 205, 207, 368
 Сурхайский массив интрузивный 310
 Сютхольская свита 360, 361, 368, 384, 115, 116, 117, 118, 142
 Сютхольский интрузивный комплекс 250, 252, 255, 291, 300, 301, 303, 305, 305, 308, 328, 379, 15, 16
 Сютхольский массив интрузивный 301
- Т**
- Тайрисин-Аржан (Южный Аржан) минеральный источник 26
 Талайлыг разрез 191
 Таловское месторождение (золото) 11
 Таннуольская свита (толща) 67, 86, 93, 111, 177, 197, 198
 Таннуольский комплекс интрузивный 15, 16, 86, 137, 142, 148, 167, 250, 252, 253, 261, 277, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 286, 288, 289, 300, 304, 306, 307, 313, 315, 322, 345, 356, 357, 366, 373, 380
 Таннуольский плутон 281, 282, 283, 284
 Тапсинская свита 70, 71, 72, 73, 75, 76, 77, 78, 79, 110, 111, 112, 113, 345, 373
 Тарлакинский массив интрузивный 277, 278
 Таскыльская свита 131, 132, 136, 141, 147, 163, 164, 165, 166, 168, 174
 Таслинская свита 173, 361
 Ташантинская свита 197
 Таштыгхемская свита 119, 120, 121, 347, 369
 Таштыгская свита 181, 188, 189, 190, 191, 193, 368
 Таятская свита 350
 Тебекская свита 204
 Тельтагская интрузия 301
 Тельтауская интрузия 300
 Терехольский массив интрузивный 310, 315
 Тесхемская свита 48, 49, 50, 51, 60, 62, 340, 345, 388
 Тесхемский антиклинорий 343
 Тоджинская грабеновая зона 186
 Тоджинская межгорная впадина 292, 336, 365, 370, 371, 372, 373, 378, 380, 394, 396, 397, 398, 400, 401, 403
 Тоджинская морфоструктура прогибания 408
 Тоджинский ледник 419
 Тоз-Булукская равнина зондровая 427
 Тонгульская интрузия 301
 Торахемская впадина 378, 402
 Торгалыкский комплекс интрузивный 250, 251, 252, 256, 300, 302, 306, 307, 308, 379
- Тормосуинский массив интрузивный 301, 302
 Торткудукская свита 119
 Тоскульский массив интрузивный 310
 Тошгузекский массив интрузивный 329
 Тувинская аллювиальная равнина 203
 Тувинская впадина 177, 178, 179, 181, 186, 188, 189, 190, 191, 193, 196, 197, 198, 199, 200, 203, 209, 297, 298, 299, 336
 Тувинская геосинклиналь 392, 393
 Тувинская морфоструктура прогибания 408, 421
 Тувинская подвижная плита 364
 Тувинская салаирская складчатая зона 281
 Тувинский массив интрузивный 329
 Тувинский межгорный прогиб 234, 250, 254, 256, 281, 291, 300, 301, 306, 364, 365, 368, 371, 372, 374, 376, 378, 379, 380, 381, 385, 402, 403
 Тувинский пригеосинклинальный прогиб 365
 Тувинский тип разреза 151
 Туерькая свита 230, 231, 232
 Туз-Тар, месторождение (поваренная соль) 11, 403
 Туматтайгинская антиклиналь 73
 Туматтайгинская свита 70, 71, 72, 73, 75, 78, 109, 110, 111, 112, 258, 267, 270, 353, 373, 376, 390
 Туранская межгорная впадина 407
- У**
- Убсанур-Бий-Хемский глубинный разлом 364
 Узунотайгинский массив интрузивный 310, 315, 328
 Узунсаирская свита 99, 100, 172
 Узунсукская свита 172, 361
 Узунсукская впадина наложенная 399
 Узунотайгинская свита 204
 Уйменско-Лебедской внешней геосинклинальный прогиб 336
 Уйменская впадина (прогиб) 255
 Уланэргинская свита 341, 84, 85
 Улан-Эрге массив интрузивный 310, 314
 Ултай-Ховахсинский глубинный разлом 385
 Ултайский разрез 191
 Улуг пласт каменного угля 217, 224
 Улуг-Арт-Тайга вулкан 334
 Улуг-Танзекский массив интрузивный 310
 Улугхемская подзона 179, 191, 192, 195, 196, 198, 199, 203, 204, 205, 206, 207, 208
 Улугхемский тип разреза 181
 Улугхемский угленосный бассейн 39, 213, 215, 216, 217, 219, 220, 221, 223, 224, 225, 375, 380
 Улугхемское поднятие 193, 195
 Урская синклинальная зона 361
 Усинская впадина 292, 336, 379
 Усинский грабен (зона) 186, 292, 297, 298, 378, 399
 Устушкинская серия 115, 116, 117, 118, 120

Усть-Хайгасский массив интрузивный 310, 315
 Утуканская (утукхайнская) свита 103, 111, 368, 376
 Уюкская впадина 371
 Уюкская свита 195, 197, 368, 376
 Уюкская структурно-фациальная зона (подзона) 179, 191, 195, 198, 199, 374, 377, 379
 Уюкский тип разреза 197, 198

X

Хадынская мульда 401
 Хайлыгская свита 82, 83, 211, 212, 213
 Халтрыгский массив интрузивный 310
 Хам-Дыт разрез 191
 Хамсаринская изометричная блоковая зона 69, 70, 81, 83, 84, 266, 269, 349, 351, 352, 354, 371
 Хамсаринская свита 70, 82, 84, 110, 113
 Хамсаринский массив (плутон) 281, 282
 Харлинский массив интрузивный 310, 315
 Харальская изометричная блоковая зона 342, 349, 352, 353, 354, 366, 367
 Хемчикская грабеновая зона 186
 Хемчикская структурно-фациальная зона 44, 46, 47, 102, 121, 123, 127, 141, 142, 148, 173, 180, 364
 Хемчикский (Хемчикско-Систигхемский) прогиб 46
 Хемчикский разлом 306
 Хемчикский тип разреза 153, 158, 150, 151, 176
 Хемчикско-Куртушибинская зона разлома 142, 174
 Хемчикско-Тоджинская структурно-фациальная зона 364
 Хемчикско-Систигхемский внешний геосинклинальный прогиб 42, 336, 338, 357, 358, 359, 360, 365, 366, 367, 368, 369, 370, 371, 372, 373, 374, 375, 377, 378, 384, 385, 394, 397, 398, 400, 401, 402, 405
 Хемчикско-Убсанурская зона 364
 Хербесская свита 207, 208, 204, 205, 368
 Ховахсинская интрузия 255
 Хомосский массив интрузивный 301, 302
 Хонделенский грабен 186, 378, 401
 Хонделенский разрез 154, 180, 181
 Хондергейская свита (горизонт) 147, 148, 150, 151, 152, 155, 160, 168, 169, 170, 171, 172, 174, 182, 373
 Хондергейский разрез 197
 Хончульский массив интрузивный 310, 314
 Хорыктагский массив интрузивный 310, 315
 Хусунгольский (Дзосский) интрузивный массив 301, 302, 305

Ц

Центрально-Сангиленский синклиниорий 313
 Центрально-Тувинская структурно-фациальная зона 44, 46, 148, 173, 177, 179, 186, 204, 211
 Центрально-Тувинское (Баянкольское) поднятие 192, 375
 Цэригинский массив интрузивный 261, 262, 263, 266

Ч

Чаанекская свита 180, 181, 183, 185, 186
 Чавачское жильное поле 310, 313, 317, 321, 328
 Чаготайский грабен 25
 Чаданская депрессия 380
 Чаданский комплекс интрузивный 257
 Чаданский пласт угольный 221
 Чаданский разрез 191
 Чаданское месторождение, участок (каменный уголь) 215, 221, 223
 Чазадыр-Карасугский глубинный разлом 385, 400
 Чамджакский массив интрузивный 310
 Чараш-Тайга массив интрузивный 23
 Чартыгская свита 48, 49, 53, 54, 55, 56, 58, 60, 62, 63, 260, 261, 265, 313, 314, 339, 345, 388, 389
 Чартыгский массив интрузивный 310
 Чарышко-Теректинский разлом 336
 Чахыртойская свита 70, 84, 85, 341
 Чахыртойская синклиналь 341, 343, 346
 Чахыртойский массив интрузивный 310
 Чекбе массив интрузивный 310, 313
 Чергагская свита 121, 124, 126, 127, 141, 147, 148, 149, 150, 152, 153, 154, 155, 157, 158, 160, 162, 168, 169, 170, 172, 173, 174, 254, 288, 291, 368, 376, 381, 402
 Чикский комплекс интрузивный 255
 Чикский массив интрузивный 310, 314, 315
 Чингекатский антиклинальный выступ 117, 397
 Чингекатский комплекс интрузивный 15, 250, 289, 291
 Чингекатский массив, интрузивный 253, 254, 288, 289, 291
 Чингинская свита 46, 100, 106, 107, 111, 112, 115, 267, 270, 359
 Чинчилингский комплекс интрузивный 301
 Чинчилингская серия, свита, толща 258, 260, 263, 345, 49, 51, 52
 Чинчилингский массив интрузивный 301
 Чихачевское месторождение, участок (каменный уголь) 215, 218, 224
 Чойганский массив интрузивный 310
 Чуйский внешний геосинклинальный прогиб 329, 336, 338, 339
 Чулаксинский грабен (впадина) 186, 292, 378, 379, 399

Ш

Шагонарское поднятие 375
 Шалашская внутригорная впадина 226
 Шалдыкбарский тип разреза 180, 198
 Шанганская свита 68, 86, 89, 93
 Шапшальская морфоструктура поднятия 408, 421
 Шапшальский глубинный разлом 336, 423
 Шапшальский комплекс интрузивный 250, 252, 253, 257, 288, 289, 290, 291, 329
 Шапшальский массив интрузивный 253, 254, 289, 363

Шемушдагская свита, серия, горизонт
104, 121, 122, 123, 124, 125, 126, 129,
141, 142, 144, 145, 146, 149, 151, 368,
373
Шивелигская (шивеликская) свита 68,
86, 87, 91
Шивелигский массив интрузивный 301,
302
Шивит вулкан 241, 334
Шигнетская свита, серия 172, 121, 359
Шуйский разлом 306
Шурмакская свита 94
Шутхулайская свита 57, 58, 62, 63, 258,
344, 388

Э

Эдыгейский массив интрузивный 276,
277, 301
Эжимская толща 100, 101, 102, 109
Эйлигхемский тип разреза 150, 151, 158,
175
Эки-Оттугский участок 215, 218, 223
Экиоттугская свита 204, 208, 209, 368
Элегестская мульда 210

Элегестский тип разреза 153, 155, 150,
152, 176, 195, 213, 214
Элегестская свита 213, 214, 146
Элегестский участок 218, 224
Эмийская синклиналь 341, 343, 346
Эмийский массив интрузивный 281, 283
Эрбекская свита 213, 214, 215, 216, 217,
219, 220, 221, 223, 224, 381
Эрбекский участок 218, 223
Эрбекское месторождение (каменный
уголь) 213
Эрзинская интрузия 250, 251
Эрзинский комплекс интрузивный 15,
252, 266, 345

Ю

Юго-Восточный гипербазитовый пояс
275, 277
Южный Торгалык разрез 191
Юстыдская группа гранитных массивов
329
Юстыдский комплекс интрузивный 15,
252, 256, 257, 291, 329, 330, 331
Юстыдский массив интрузивный 329, 330

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение <i>Г. А. Кудрявцев</i>	7
Глава I. История геологического изучения Тувы <i>А. В. Ильин</i>	9
Глава II. Физико-географическое описание и экономическая характеристика <i>И. Г. Нордега</i>	16
Орография	16
Климат	25
Реки и озера	28
Почвы, растительность, животный мир	32
Экономическая характеристика	35
Глава III. Основные черты геологического строения <i>Г. А. Кудрявцев</i>	39
Глава IV. Стратиграфия	46
+ Докембрий <i>А. В. Ильин</i>	46
Палеозойская группа	64
Кембрийская система <i>В. Б. Агентов, Г. М. Владимирский, Г. А. Кудрявцев</i>	64
Нижний отдел	64
Средний отдел	111
Средний — верхний отделы	113
Верхний отдел	116
Ордовикская система <i>Е. В. Владимирская, В. А. Благодрагов</i>	119
Силурийская система <i>Е. В. Владимирская, В. А. Благодрагов</i>	143
Девонская система <i>Н. Н. Предтеченский</i>	175
Нижний отдел	178
Нижний — средний отделы	183
Средний отдел	184
Верхний отдел	195
Каменноугольная система <i>А. М. Данилевич, В. И. Васильев</i>	201
Нижний отдел	202
Средний и верхний отделы	209
Пермская система <i>Г. Н. Лукашев</i>	209
Мезозойская группа <i>А. Л. Лосев</i>	211
Юрская система	211
Кайнозойская группа <i>И. С. Гудилин</i>	223
Палеогеновая система	224
Неогеновая система	226
Четвертичная (антропогеновая) система	230
Глава V. Магматизм и метаморфизм	248
Общая характеристика магматизма Тувы <i>В. А. Кузнецов</i>	249
Метаморфизм докембрийских толщ <i>Г. В. Махин</i>	256
Докембрийские интрузии Восточной Тувы <i>Я. Д. Шенкман</i>	258
Кембрийский эффузивный магматизм <i>Г. В. Пинус</i>	264
Среднекембрийский (актоврацкий) интрузивный комплекс <i>Г. В. Пинус</i>	272
Средне-верхнекембрийский (таннуольский) интрузивный комплекс <i>Г. В. Пинус, Я. Д. Шенкман</i>	278
Древнекаледонский (шапшальский) интрузивный комплекс <i>В. А. Кузнецов</i>	286
Девонский эффузивный магматизм Тувы <i>Л. Э. Алексеева, Н. Н. Предтеченский</i>	289
Девонские интрузии <i>Т. Н. Иванова, Я. Д. Шенкман</i>	298
Среднепалеозойский (сангиленский) щелочной интрузивный комплекс <i>Г. В. Махин, А. С. Павленко</i>	306

	Стр.
Позднепалеозойский (юстыдский) интрузивный комплекс юго-западной Тувы <i>В. А. Кузнецов</i>	327
Кайнозойский эффузивный магматизм Тувы <i>М. Г. Гросвальд</i>	329
Глава VI. Тектоника <i>Г. А. Кудрявцев</i>	333
Глава VII. История геологического развития <i>Г. А. Кудрявцев</i>	385
Глава VIII. Геоморфология <i>И. С. Гудилин</i>	404
Литература	428
Указатель географических названий	445
Предметный указатель	451

Коллектив авторов

Геология СССР Тувинская АССР

том XXIX часть I

Редактор издательства *Л. М. Старикова*

Технический редактор *Е. Иерусалимская, В. И. Алексееви*

Корректор *В. П. Крымова*

Сдано в производство 28/V—1966 г.

Формат 70×108¹/₁₆

Усл. л. 50,06

Тираж 1500 экз.

Бумага № 1

Уч.-изд. л. 44,46+1 л. цв. карты=46,46.

Зак. 492/8902—1

Подписано к печати 22/IX—1966 г.

Печ. л. 33,79 (с 11 вкл.)+1 л. цв. карты.

Цена 3 р. 63 к. Индекс 3—4—1

Издательство «Недра». Москва К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Типография фабрики № 9 ГУГК

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
оборот титула	8 снизу (во 2 колон- ке)	Семенович А. И.	Семенович В. В.
11	28 сверху	На крайнем востоке рассмат- риваемого района работали С. В. Обручев	говой, А. П. Легковым, Ф. Я. Пак, А. А. Предтечен- ским, А. К. Рублевым.
35	14 снизу	4 города	5 городов
37	23 сверху	заканчивается подготовка к эксплуатации первой очереди	сдана в эксплуатацию первая очередь
138 (подпись под ри- сунком)	2 сверху	средней	верхней
317	11 снизу (в 5 колон- ке)	цергафлинит	цергадолинит
321	5 и 6 сверху (в 5 колон- ке)	алюмосиликаты	алюмосиликатные породы
382	11 снизу	единая	линейная
402	13 сверху	В конце докембрия и начале кембрия	В конце докембрия
415 (подпись под ри- сунком)	3 сверху	левой	правой

