

Р. А. Максумова

БАЙКАЛЬСКИЙ
ОРОГЕННЫЙ
КОМПЛЕКС

СЕВЕРНОГО
ТЯНЬ-ШАНЯ
и ЮЖНОГО
КАЗАХСТАНА

ФРУНЗЕ 1980

АКАДЕМИЯ НАУК КИРГИЗСКОЙ ССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ им. М. М. АДЫШЕВА

Р. А. МАКСУМОВА

БАЙКАЛЬСКИЙ ОРОГЕННЫЙ
КОМПЛЕКС
СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
И ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ИЛИМ»
Фрунзе 1980

В работе обобщен материал по позднедокембрийским терригенным и вулканогенно-терригенным отложениям Северного Тянь-Шаня и Южного Казахстана. Приведена схема стратиграфического расчленения, описаны опорные разрезы и дана их корреляция с отложениями соседних регионов и вендом стратотипической местности, изучены и описаны слагающие этот комплекс формации. Изложенные в монографии материалы позволяют наметить общие закономерности проявления байкальского орогенеза в Южноказахстанско-Северотяньшаньской байкальской геосинклинальной области.

Для геологов, занимающихся вопросами стратиграфии верхнего докембрия, литологии, тектоники, формационного анализа осадочных и вулканогенно-осадочных образований.

*Утверждено к печати
Ученым советом Института геологии
и принято РИСО Академии наук Киргизской ССР*

Ответственные редакторы: докт. геол.-минер. наук *А. Б. Бакиров*
канд. геол.-минер. наук *В. Г. Королев*

Рецензенты: докт. геол.-минер. наук *В. И. Кнауф*,
канд. геол.-минер. наук *К. С. Сагындыков*.

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая вниманию читателя работа выполнена в секторе тектоники и стратиграфии Института геологии АН Киргизской ССР в ходе исследований по теме «Изучение соотношений процессов тектоники, осадконакопления, вулканизма как основы стратиграфического расчленения и корреляции верхнего протерозоя и нижнего палеозоя Тянь-Шаня и Южного Казахстана». В основу монографии положен материал, собранный автором в 1965—1977 гг. в различных районах хребтов Таласский и Малый Каратау. В ней использованы также данные Ш. Ш. Сабдюшева, А. А. Черепанова, А. Г. Разбойникова (УГ при Сов. Мин. Киргиз. ССР), В. Г. Королева, В. В. Киселева, А. Мамбетова, Т. Джумалиева (ГИН АН Киргиз. ССР), А. Г. Малюжинца (лаборатория тектонофизики МГУ), М. Н. Ильинской (ГИН АН СССР), о чем в соответствующих местах сделаны ссылки. Существенную часть работы составляют региональные описания, являющиеся фактической основой для выяснения характера соотношения венда и вендомия на примере нашего региона и выявления некоторых особенностей байкальского орогенеза в Тянь-Шане. Для изучения этих вопросов исследованный район очень благоприятен, поскольку разрезы верхов докембрия представлены здесь полно, имеется фаунистически доказанная граница кембрия и докембрия [Келлер Б. М., Покровская Н. В. 1965; Королев В. Г., Максумова Р. А., Мамбетов А. М., 1971]. Находки проблематичных органических остатков и полученные цифры абсолютного возраста позволяют сейчас выделить в Тянь-Шане несколько надежных корреляционных уровней.

Отложения верхнедокембрийского орогенного комплекса здесь довольно мощные, занимают значительную часть территории, отличаются исключительным разнообразием состава и незначительной степенью вторичных изменений пород. Все это делает их весьма интересным объектом литологических исследований с целью познания общих закономерностей осадконакопления и вулканогенно-осадочного литогенеза байкальского орогенного комплекса в Тянь-Шане. Литологическое изучение данных отложений ранее не проводилось.

С 1962 г. Институтом геологии ведутся исследования по разработке местных стратиграфических схем докембрийских

отложений Таласского хребта. Для расчленения толщ, наряду с биостратиграфическим методом, было проведено литологическое изучение пород с целью выделения крупных периодов осадконакопления, прерываемых важными этапами тектонических деформаций, позволяющих проводить внутривосточные корреляции. Выявление информативных пород и формаций таких, как кварциты, конгломераты, тиллиты, коры выветривания и другие позволяет нам проводить межрегиональные корреляции.

Установление ряда формаций и типизация их позволили автору определить особенности тектонического развития в верхнем докембрии Таласо-Каратауского региона и Тянь-Шаня в целом и увязать отдельные отрезки этого процесса с известными докембрийскими этапами и рубежами, выявленными в других регионах.

Автор выражает признательность В. Г. Королеву, советы которого во многом определили направление данной работы, а также В. И. Кнауфу, А. Б. Бакирову и К. С. Сагындыкову, сделавшим ряд полезных замечаний.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

На кристаллических образованиях нижнедокембрийского фундамента в Тянь-Шане залегают мощные толщи нижнего (?), среднего и верхнего рифея. О тектонической природе рифейского этапа на территории Тянь-Шаня существуют различные мнения. Л. Н. Белькова и В. Н. Огнев [Белькова Л. Н., Огнев В. Н., 1964; Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Тащилов А. Ф., 1969 г.; Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Кангро О. Г., 1972] рифейский этап в Тянь-Шане характеризуют как тафрогенный. По их представлениям среднепротерозойская платформа была взломана по ожившим глубинным разломам. В обширных грабенах поверх хемогенной формации накопились мелкообломочные олигомиктовые флишеподобные толщи Каратау-Таласской зоны мощностью 6—8 км и более. Некоторые грабены (Средпетяньшаньский) заполнялись вулканогенным материалом, впервые в изобилии поступившим по разломам на поверхность земли. Конец рифея (в интервале 1100—800 млн лет) был эпохой регионального метаморфизма и складчатости, в это время отмечается появление первых гранитных плутонов. Заложение же первых нормальных геосинклиналей, по мнению этих исследователей, относится к венду. Замкнулись они в основном в каледонскую эпоху складчатости, а затем последовало развитие герцинских геосинклиналей.

В. Г. Королев и В. В. Киселев огромную лизу отложенных, залегающих выше комплекса основания, относят к единому верхнедокембрийскому геосинклинальному комплексу [Киселев В. В., Королев В. Г., 1972]. Время его формирования ими подразделяется на отдельные этапы и стадии: 1) ранне-среднерифейский этап «начальной» тектонической дифференциации; 2) этап позднерифейской активизации; 3) вендский этап восходящих движений.

В последнее время А. Б. Бакиров и В. Г. Королев [Бакиров А. Б., Королев В. Г., 1974] стали склоняться к тому, что в рифейской истории Тянь-Шаня существовали три самостоятельных цикла. Нижнерифейскому — иссык-кульскому —

циклу соответствует накопление платформенного типа комплекса сланцево-карбонатных осадков караджилгинской и ортотауской серий. По времени формирования (до 1,5—1,7 млрд лет) он отвечает позднекарельскому ятулийскому циклу. Для среднерифейского цикла (кенкольского) развития характерно накопление геосинклинального комплекса отложений, составленного вулканитами экургенкольской, бельчичьей свит и терригенно-карбонатными осадками кенкольской, сарыбулакской, суекской, ичкелетауской серий. Терригенные толщи узунахматской свиты В. Г. Королев в последнее время оценивает как эпигеосинклинальные орогенные образования среднерифейского цикла, который завершается стабилизацией тектонического режима, развитием обширного пенеплена. Это время фиксируется кварцитами джельдысуйской свиты. И, наконец, терсейская вулканогенная серия, караганская, большекаройская, улахольская серии флишевых отложений А. Б. Бакировым и В. Г. Королевым рассматриваются в качестве геосинклинальных накоплений поздне-рифейско-вендского терсейского (тяньшаньского) цикла. Завершается он формированием молассовых отложений Таласо-Каратауской зоны. По мнению автора, последние представления более верно отражают специфику рифейской истории геологического развития Тянь-Шаня. Г. И. Макарычев (1975) вслед за А. В. Пейве и Н. А. Штрейсом определяет геосинклинальное развитие как длительный процесс превращения коры океанического типа в континентальный. С этих позиций им в Западном Тянь-Шане выделяются три стадии геологического развития всех крупных структурных подразделений Тянь-Шаня. Древнейшие образования региона относятся к гипербазит-габбровому комплексу пород дорифейского возраста (меланократовый фундамент). Эвгеосинклинали Западного Тянь-Шаня возникли на меланократовом фундаменте. Независимо от времени заложения они претерпели три стадии развития: океаническую, переходную и континентальную (орогенную). Эвгеосинклинальный режим в Северном Тянь-Шане возник в раннем и завершился в позднем рифее. Океаническую стадию в этом регионе фиксирует накопление жупусатинской и карагузской свит Большого Каратау, киргизской серии и терсейской свиты в Киргизском хребте, касанской серии в Среднем Тянь-Шане. Переходная стадия подразделяется Г. И. Макарычевым на два этапа: ранний — миктогеосинклинальный, поздний — мнгогеосинклинальный. В Макбальском блоке Северного Тянь-Шаня ранний этап этой стадии начался в среднем рифее с накопления терригенно-карбонатных осадков кенкольской серии. Отложения позднего этапа здесь отсутствуют. В Караарчинском блоке

переходная стадия наступила в венде — раннем кембрии и длилась до конца среднего ордовика. В Терекском блоке раннему этапу соответствуют разрезы учкошской и караарчинской свит, поздний этап характеризуется разрезом среднего кембрия — среднего ордовика. В хребте Малый Каратау раннему этапу по всем признакам отвечает каройская серия, а позднему — тамдинская.

Орогенный этап подразделяется на ранне- и позднеорогенный периоды. В Северном Тянь-Шане раннеорогенному периоду в конце ордовика предшествовала главная складчатость каледонского этапа и внедрения огромных масс гранитоидов, консолидировавших структуры переходной стадии. Затем в силуре и девоне здесь были сформированы наложенные эпикаледонские впадины [Кнауф В. И., 1960]. Типичным примером такой структуры служит Аральская мульда. К позднеорогенным структурам относятся структуры типа мульды проседания и грабены, возникновение которых определяется разрывными нарушениями. Примером таких структур является Ортокойская впадина.

С этих позиций весь терригенно-карбонатный комплекс верхнего докембрия Таласо-Каратауской зоны (каройская-карагаинская + малокаройская серии) отнесен к раннему этапу переходной стадии. Однако, учитывая характер слагающих данный комплекс формаций, справедливость такого вывода весьма сомнительна.

Пространственная зональность структурных единиц байкальской геосинклинальной области наиболее полно изучена только для верхнерифейского этапа. Так, а пределах Тянь-Шаня перед этапом байкальского орогенеза выделяются Киргизско-Терская эвгеосинклинальная (IV), Таласо-Каратауская миогеосинклинальная (III), Улутау-Каратау — Чаткало-Нарынская орогенная (II), Южно-Тяньшаньская окраинная платформенная (I) зоны (см. рис. 1). Позднедокембрийский орогенный комплекс формировался преимущественно в Таласо-Каратауской зоне и в соседней с юга Улутау-Каратау — Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоне.

Территория северных склонов Таласского хребта и Малого Каратау, где проводились исследования, входит в состав Таласо-Каратауской структурно-фациальной зоны [Королев В. Г., 1961]. Протяженность этой зоны 400 км при максимальной ширине 70 км. На северо-востоке она по Ичкелетау-Сусамырскому разлому соприкасается с Киргизско-Терской байкальско-каледонской эвгеосинклинальной зоной и Муюнкумским массивом, а на юго-западе — ограничивается Каратау-Таласским разломом, отделяющим северо-тяньшаньские байкалиды и каледониды от Чаткало-Нарынской

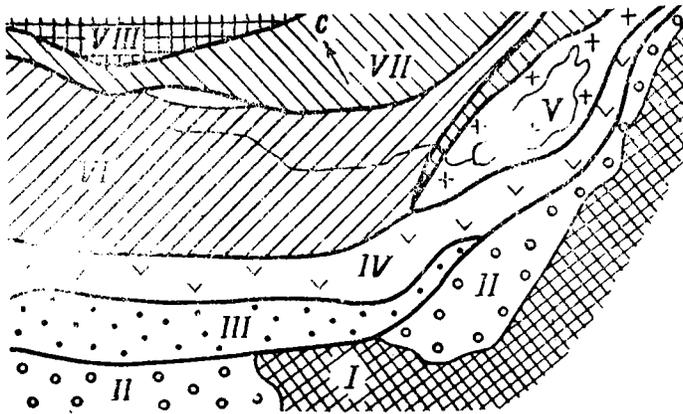


Рис. 1. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и Южного Казахстана для позднего докембрия (составлена В. Г. Королевым и В. В. Киселевым; 1969 г.).

Главнейшие структуры: I — северные окраины Таримского массива и Южно-Тяньшаньской платформы; II — Улугтау Каратау-Чаткало-Нарынская периферическая платформенная зона; III — Таласо-Каратауская многоосициклинальная зона; IV — Киргизско-Терскойская эвгеосинклиальная зона; V — Кунгей-Терскойский (Иссык-Кульский) массив; VI — Муюнкумский массив; VII — Джалаир-Найманская эвгеосинклиальная зона; VIII — Балхашский массив.

зоны герцинских структур. Почти вся территория занята докембрийскими и нижнепалеозойскими породами с незначительным чехлом рыхлых отложений. Обнаженность по всей площади очень хорошая.

В современном структурном плане Таласо-Каратауская зона характеризуется блоковым строением (рис. 2). Блоки вытянуты в северо-западном направлении соответственно общему простиранию структурно-фациальной зоны и разделены крупными разломами древнего заложения.

На юго-востоке располагается **Каракульджинский блок (I)**, являющий собой выступ дорифейского кристаллического фундамента, сложенный метаморфическими породами каракульджинской свиты. Блок с юга ограничен Таласо-Каратауским разломом, с северо-востока — Каракульджинским. Складчатые структуры блока изучены недостаточно. Обычно упоминается лишь интенсивная пloyчатость и мятость слагающих блок пород. Общая структура выглядит в виде крутой моноклинали, запрокинутой к северо-востоку.

Расположенный северо-восточнее **Узунахматский блок (II)** включает структурные формы толщ бакаирской, карабурин-

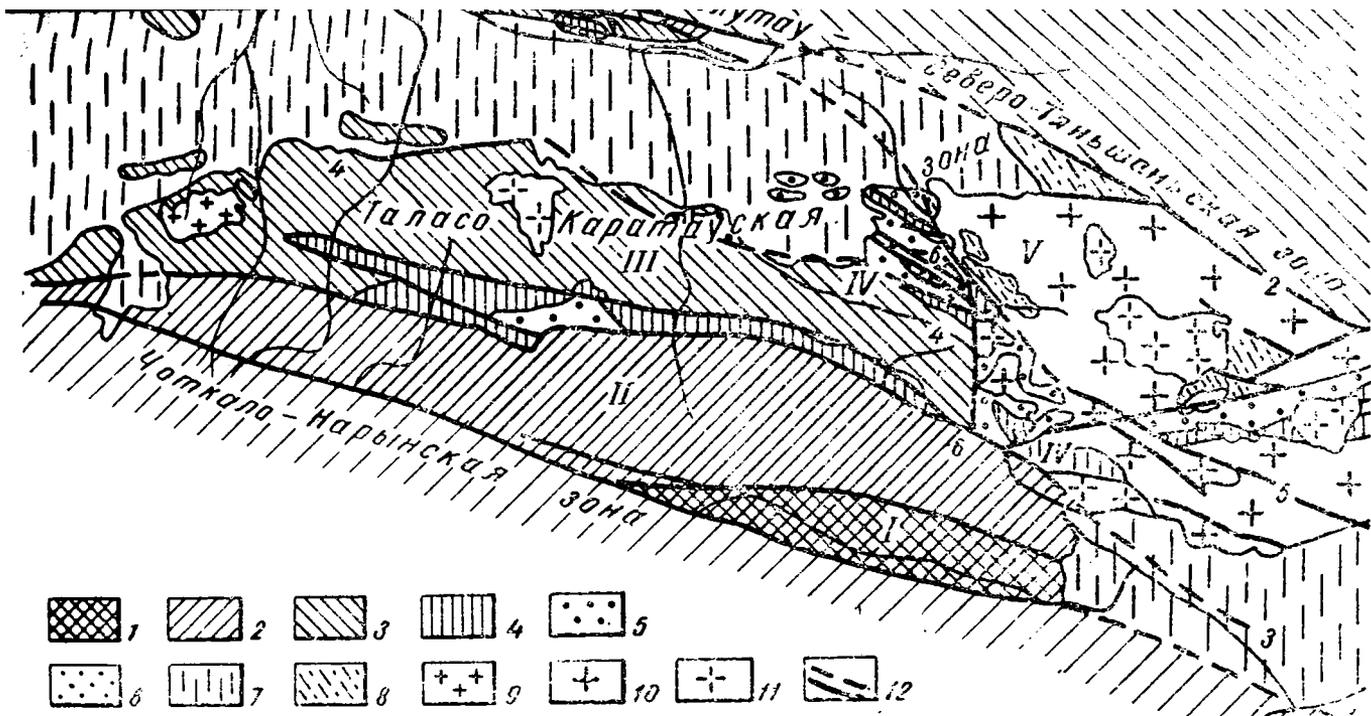


Рис. 2. Схема тектонического строения Таласского хребта. Структурные этажи (1—7): 1 — дорифейский фундамент; верхнедокембрийский комплекс (2—4): 2 — нижне-среднерифейский; 3 — верхнерифейский геосинклинальный; 4 — верхнерифейско-вендский орогенный; 5 — вендско-каледонский сублатформенный; 6 — среднепалеозойский геосинклинальный; 7 — мезозойско-кайнозойский орогенный; 8 — неопределенные протерозойские отложения нижнерифейского облика; 9 — плагнограниты интрузивного комплекса ранней складчатости; 10 — гранитоиды батолитового интрузивного комплекса; 11 — граниты постбатолитового интрузивного комплекса.

I — Каракульджинский блок, II — Узунахматский блок, III — Кумыштагский блок, IV — Курган-Караганский блок, V — Ичкелетау-Колбинский блок. 12 — Разрывные нарушения. 1—1 — Таласо-Каратауский, 2—2 — Ичкелетауский, 3—3 — Узунахмат-Кумыштагский надвиг, 4—4 — Караганский, 5—5 — Южно-Ичкелетауский, 6—6 — Бешташ-Терекский сдвиг.

ской и узунахматской свит ниже-среднерифейского структурного этажа. С юга-запада его околупривают Таласо-Каратауский и Каракульджинский разломы, с севера он ограничен Узунахмат-Кумыштагским надвигом. Общая структура блока характеризуется как крупный антиклинорий, южное крыло которого срезано линией Таласо-Каратауского разлома. Узунахматский блок составляет северное крыло антиклинория, осложненное крупной синклиналью. Для блока, особенно для его северо-западной половины, характерны узкие линейные складки с общим северным запрокидыванием.

Кумыштагский (III) и тесно связанный с ним **Курган-Карагоинский (IV)** блоки расположены севернее Узунахматского. Они построены верхнерифейскими, вендскими и нижнепалеозойскими отложениями. Верхнерифейско-нижнепалеозойский складчатый комплекс образован породами тагыртауской, сарылджонской, чаткарагайской, кызылбельской, постунбулакской, актугайской, чичканской, курганской, кумыштагской, конуртобинской и бешташской свит. Он отличается сложной дисгармоничной складчатостью, широким развитием изоклиналильных складок и чешуйчатых структур с резко выраженной вергентностью. Ближе к Курган-Карагоинскому блоку напряженность складчатости падает. Складчатые формы Курган-Карагоинского блока резко отличны от таковых Кумыштагского блока. Для него типичны брахиформные складки.

Внутри верхнерифейско-нижнепалеозойских отложений между отдельными комплексами наблюдаются несогласия в структурных планах. Наиболее отчетливы две такие границы: 1) между рифейско-кудашскими и вендскими толщами и 2) между вендскими и нижнепалеозойскими. В каждом вышележащем комплексе напряженность складчатости постепенно падает.

В пределах Кумыштагского и Курган-Карагоинского блоков выделяются три главные пикативные структуры, описанные еще А. А. Конюком (1953). Это Южный синклинорий, Центральный антиклинорий и Северный синклинорий. В ядрах синклинориев выходят кембро-ордовикские известняки бешташской свиты.

Ичкелетау-Колбинский (V) блок занимает самую северную часть Таласо-Каратауской зоны. С севера он ограничен Ичкелетау-Сусамырским разломом. В пределах блока толщи ниже-среднерифейского структурного этажа обнажены в южном крыле антиклинория, срезанного на севере Ичкелетау-Сусамырским разломом. Осложняющее крыло антиклинория мелкие линейные складки изоклиналильно запрокинуты к югу.

Различным вопросам геологии этого региона были посвящены работы Н. А. Северцева, И. В. Мушкетова, Д. Л. Иванова и др. Совершенно особое значение имеют исследования В. А. Николаева (1924), которым была разработана первая схема стратиграфического расчленения докембрийских отложений Таласского хребта. К этому времени благодаря работам В. Н. Вебера (1925, 1935) были получены сведения о геологическом строении Малого Каратау.

Начиная с 1935 г. Северный Тянь-Шань покрывается геологической съемкой пятисоттысячного масштаба, а на отдельных участках развития полиметаллического оруденения в Таласе проводятся работы поисково-разведочного характера. Результаты этих работ обобщены В. И. Смирновым (1939).

Много новых данных по геологии древних толщ Каратау появилось в результате составления геологической карты 1:200000 масштаба в связи с поисковыми работами на фосфориты. Этот материал отражен в работах П. Л. Безрукова [Безруков П. Л. и др., 1940; Безруков П. Л., 1954]. В дальнейшем стратиграфические работы в Малом Каратау сводились лишь к уточнению и детализации схемы П. Л. Безрукова [Ярмак Г. А., Лисогор К. А., 1956; Анкинович П. Г., 1960, 1961]. Изучением геологии северного склона Таласского хребта с 1949 г. занимались А. А. Конюк, В. Н. Криволицкая, В. Г. Королев и М. А. Стронин. А. А. Конюком для западной части Таласа была предложена новая схема стратиграфии. Несколько позже Т. А. Додонова обобщила данные собственных съемочных работ на территории восточного окончания Таласского хребта и материалы других исследователей, работавших в бассейне р. Кумыштаг (А. А. Конюк, П. Н. Подкопаев, Б. И. Сигалов, В. И. Воробьев). В результате этого появилась более полная и точная схема стратиграфии, которая в принципе сохранила свое значение до последнего времени [Додонова Т. А., 1957].

Геологическая съемка, проводившаяся в последнее время геологами Киргизского геологического управления на большей части территории северного склона Таласского хребта, а также тематические исследования сотрудников Института геологии АН Киргизской ССР в содружестве с Геологическим институтом СССР и лабораторией тектонофизики МГУ, внесли много нового в понимание тектонического строения региона и существенно изменили представления о его стратиграфии [Королев В. Г., Максумова Р. А., 1964, 1968; Келлер Б. М. и др., 1965; Королев В. Г. и др., 1973, 1974; Сабдюшев Ш. Ш., Коренчук Л. В., 1967].

Докембрийский возраст Таласского метаморфического комплекса предполагался уже В. А. Николаевым (1922,

1924). Расчленения комплекса на свитовые стратиграфические подразделения сделано А. А. Конюком и Т. А. Додоновой (1957). В схеме Т. А. Додоновой к протерозою были отнесены каракульджинская и узунахматская свиты, к палеозою — карагоинская серия в составе сарыджонской, чаткарагайской, кызылбельской, курганской и бешташской свит. Т. А. Додонова вслед за В. Н. Вебером и П. Л. Безруковым провела корреляцию древних толщ Таласа и Малого Каратау. Отложения, залегающие ниже бешташской свиты, соответствуют каройскому комплексу Малого Каратау, а их возраст датируется как нижнекембрийский. Наши данные подтвердили принципиальную верность корреляции разрезов Малого Каратау и Таласа.

После находок верхнерифейских строматолитов, сделанных Л. Б. Дядюченко и В. Г. Королевым в 1959 г. в верхней части Таласского комплекса, Т. А. Додонова (1962), дав несколько иную, более дробную схему расчленения, вслед за В. Г. Королевым (1962) признала возраст Таласского комплекса рифейским. Граница между рифеем и палеозоем проводилась ею в основании кызылбельской свиты.

В. Г. Королев (1962) весь таласский комплекс относит к докембрию и проводит его границу по основанию чулактауской свиты Малого Каратау и ее аналогов в Таласском хребте. Докембрий Таласа был разделен им на два комплекса: нижний, включающий каракульджинскую и кетменьтюбинскую свиты, относится к раннему докембрию, а верхний, объединяющий шесть свит (узунахматскую, сарыджонскую, чаткарагайскую, кызылбельскую, курганскую и терексайскую) — к позднему. Строматолиты позднего рифея найдены в известняках чаткарагайской свиты. И. Н. Крылов (1967) среди них определил *Minjaria calciolata* (Kogol.) Kryl., *Gymnosolen cf. ramsayi* Steinm, *Tungussia cf.*, *Inzeria toctogulii* Kryl., *Minjaria nimbifera* Sem., *Sacculia* sp.

Нижнекембрийский возраст чулактауской свиты был подтвержден в 1963 г. после находок выше ее кровли раннекембрийских трилобитов [Келлер Б. М., Покровская Н. В., 1965] и хиолитов [Мамбетов А. М., Миссаржевский В. В., 1971] совместно с раннекембрийскими трилобитами и ниже их — в собственно фосфоритоносной толще.

Не останавливаясь на отдельных этапах изучения, сопровождавшегося выявлением новых толщ, выяснением вопросов соотношений отдельных стратиграфических подразделений, установлением их возрастной принадлежности, можно привести последнюю принятую в данной работе схему стратиграфического расчленения докембрийского таласского комплекса (см. табл. 1). При расчленении толщ автором использована

на категория формационно стратиграфических (литолого-стратиграфических) подразделений, выделяемых по формационному принципу (на основе этапности осадконакопления). Формационно-стратиграфические подразделения представляют собой естественные ассоциации горных пород слоистой природы (осадочных и осадочно-вулканогенных), принадлежащие к одному и тому же региональному этапу седиментации, и имеют местное (региональное) значение. Границы формационно-стратиграфических подразделений являются рубежами раздела геологических тел и проходят там, где изменяется вещественный состав горных пород.

Разрез докембрия Таласо-Каратауской зоны можно разделить на три крупных комплекса. Нижний комплекс представлен одной каракульджинской свитой Таласского хребта. Внутри байкальской геосинклинальной зоны породы этой свиты фиксируют здесь выход нижнедокембрийского комплекса основания. Возраст его в Тянь-Шане считается древнее 2,5—2,8 млрд лет. Каракульджинская свита сложена слюдяными, гранатово-слюдяными сланцами, скаполитовыми и слюдяными мраморами [Додонова Т. А., 1957]. Выходы ее ограничены крупными региональными разломами.

Второй комплекс образован ичкелстауской серией (бакаирская и карабурунская свиты); узунахматской и кокджотской свитами. Его формирование отвечает интервалу времени 1,3 (?) — 1 млрд лет. Начало этого цикла знаменуется накоплением мощных карбонатных осадков бакаирской свиты. В ее составе мраморы, кристаллические известняки, графитистые известняки, хлорит-серицитовые, карбонатно-серицитовые сланцы. Это время является эпохой мощного карбонатонакопления во всем Тянь-Шане.

В дальнейшем медленное равномерное погружение стало осложняться частыми колебательными движениями, что нашло свое отражение в монотонном ритмичном чередовании серицит-хлорит-кварцевых сланцев и светлых кристаллических известняков карабурунской свиты.

Общее направление колебательных движений имело тенденцию к значительному погружению и смене мелководных фаций осадков более глубоководными. Завершается цикл накоплением флишоидно-молассонидной карбонатно-терригенной формации — узунахматская, кокджотская свиты. Сложены они песчаниками, зелеными филлитовыми сланцами, реже мраморизованными известняками. Наблюдается общее погружение осадков вверх по разрезу. Для формации характерна многоступенчатая ритмичность в чередовании слагающих пород. В распределении их отмечается пространственная фациальная зональность.

Дифференциация геосинклинальной области Северного Тянь-Шаня наиболее четко проявилась в начале позднего рифея, когда Таласо-Каратауская зона представляла собой узкий прогиб, в котором накапливались толщи собственно таласского (третьего) верхнерифейско-вендского комплекса. Он образован отложениями карагаинско-большекарройской и малокарройской серий.

Карагаинская и большекарройская серии имеют большую мощность (до 4000 м); представлены терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными флишевыми и флишеидными отложениями. В верхней части они сложены молассовыми отложениями постунбулакской и коксуйской свит. Малокарройская серия сложена пестроцветными вулканогенно-молассовыми формациями.

Венчают орогенный комплекс в Таласе грубообломочные терригенные осадки, содержащие в верхней части тиллитоподобные конгломераты конуртобинской свиты. Более полное их развитие характерно для расположенной южнее Каратау-Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны Тянь-Шаня.

В конце венда и начале фанерозоя в большинстве районов Тянь-Шаня, в том числе и на территории Таласо-Каратауской зоны, формируются карбонатно-терригенные и карбонатные осадки. Начальный этап нового погружения характеризуется медленным осадконакоплением в мелководном бассейне с многочисленными конседиментационными перемычками. Состав, строение, малая мощность красноцветной терригенно-карбонатной и вышележащих фосфоритоносной кремнисто-карбонатной и известняковой формаций, а также широкое распространение их на большей площади позволяют считать, что условия их образования более всего напоминают платформенные [Королев В. Г. и др., 1973; Максумова Р. А., 1975].

Пестроцветный молассовый вулканогенно-осадочный комплекс отложений самых верхов докембрия является предметом особого рассмотрения в данной работе. Относительно его тектонической природы к настоящему времени имеется три различные точки зрения.

Общепринятой до последнего времени признавалась молассовая природа этих образований, завершающих байкальский цикл развития в Тянь-Шане [Королев В. Г., Максумова Р. А., 1964; 1968; Максумова Р. А., 1970; Королев В. Г., Киселев В. В., 1972]. В Улутау (Центральный Казахстан) формирование литолого-стратиграфических аналогов этих отложений Ю. А. Зайцевым и Т. Н. Херасковой отнесено к началу тектонической активизации каледонского геосинклинального цикла [Зайцев Ю. А., Хераскова Т. Н., 1971; 1977]. И

совсем недавно В. В. Киселевым и В. Г. Королевым в очерке об Азии (Доксэмбрий континентов, М., 1978) терригенно-вулканогенные отложения верхнего рифея-венда разделены на байкальские и вендские молассы. Находящиеся между ними аркозово-терригенная и туфо-карбонатно-кремнистая формации вместе с аналогичными формациями других районов отнесены к эпибайкальскому комплексу чехла.

Неопределенность толкования тектонической природы пестроцветного вулканогенно-терригенного комплекса отложений делает дискуссионным вопрос о характере и времени проявления байкальского орогенеза в Тянь-Шане и Казахстане. Этот вопрос не нов как для байкальского орогенеза вообще, так и относительно особенностей проявления данного процесса в палеозондах Тянь-Шаня и Казахстана; в частности, существует мнение, что в северном полушарии складчатость и орогенез байкальского этапа не были завершенными и не создали самостоятельных складчатых систем.

Исходя из анализа историко-геологического значения и структурного положения позднедокембрийского комплекса осадков Улутау, Ю. А. Зайцев и Т. Н. Хераскова категорически отрицают возможность присутствия в палеозондах Казахстана проявлений байкальского орогенеза, хотя Каратау-Таласская структурно-фациальная зона и отнесена в разряд исключительных структур.

Решение этого вопроса, очевидно, должно базироваться на изучении и типизации слагающих данный комплекс формаций вместе с подстилающими и перекрывающими образованиями и на выявлении закономерностей их пространственного и временного размещения. Этот путь представляется вполне естественным и правильным.

Пространственное размещение пестроцветных вулканогенно-осадочных отложений в хребтах Таласский и Ичкелетау ограничено Курганским, Кумыштагским и Ичкелетау-Колбинским блоками (рис. 2), в Малом Каратау — Джанытасской, Малокаройской, Аксайско-Батырбайской и другими структурами.

Курганский и Джанытасский блоки в позднедокембрийской геосинклинали зоне являлись структурами длительно развивавшихся конседиментационных поднятий. Стратиграфические подразделения байкальского орогенного комплекса отличаются здесь сильно сокращенными мощностями, а некоторые из них местами вообще отсутствуют. В Кумыштагском блоке и Малокаройской структуре линза этих отложений имеет намного большую мощность, разрез их разнообразнее по составу и поэтому в нем выделено большее число стратиграфических единиц.

СТРАТИГРАФИЯ БАЙКАЛЬСКОГО ОРОГЕННОГО КОМПЛЕКСА ТАЛАССКОГО ХРЕБТА И МАЛОГО КАРАТАУ

Терригенные толщи, сформировавшиеся в конечные этапы существования байкальской Таласо-Каратауской миогеосинклинали, относились к нижнему палеозою [Додонова Т. А., 1957], а также к верхам докембрия [Николаев В. А., 1939; Королев В. Г., 1962]. По мере совершенствования методик стратиграфического расчленения докембрия в СССР и выявления нескольких уровней докембрийских строматолитов и микрофитолитов в Тянь-Шане появилась возможность более детального расчленения верхнедокембрийских разрезов нашего региона. Удалось выделить подразделения рифейского и наконец вендомийского возрастов.

Впервые обособление аналогов вендского комплекса в Северном Тянь-Шане сделано в 1964 г. [Королев В. Г., Максимова Р. А., 1964, 1968]. Вендский комплекс был выделен в объеме малокаройской серии хребта Малый Каратау и ее аналогов в Таласском хребте. Основанием для этого послужили находки трилобитов, принадлежащих роду *Ushbaspis* в основании тамдинской свиты, несогласно залегающей на отложениях малокаройской серии. По мнению Н. В. Покровской [Келлер Б. М., Покровская Н. В., 1965],* эти трилобиты близки родам *Redlichia* и *Redlichina* и характеризуют возраст вмещающих толщ как верхи алданского и низы ленского ярусов. В железомарганцевом горизонте внутри чулактауской фосфоритоносной толщи в изобилии содержатся остатки птеропод, определенных В. В. Миссаржевским как *Hyolithellus* и *Ortotheca* (?), близкие к хиолитам из кенядинского горизонта алданского яруса Сибири. Малокаройская серия несогласно перекрывает комплекс осадков, в верхах разреза которых содержатся строматолиты *Minjaria*, *Inzeria* и *Gymnosolen* [Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов И. Н., 1965]. Общий облик этих строматолитов позволил И. Н. Крылову сопоставить содержащие их толщи с самыми верхними горизонтами верхнего рифей Урала.

Такое положение малокаройской серии между нижнекембрийской чулактауской свитой и верхнерифейскими отложениями позволило отнести ее к аналогам вендского комплекса в понимании Б. С. Соколова и Б. М. Келлера [Келлер Б. М., Соколов Б. С., 1962; Соколов Б. С., 1964].

Дальнейшие работы по изучению стратиграфической позиции чулактауской свиты позволили В. В. Миссаржевскому и А. М. Мамбетову уточнить нижнюю границу кембрия в этом регионе. Ими ниже трилобитового уровня выделены «бестрилобитовые» слои кембрия и собраны в массовом количестве остатки первых скелетных организмов. В этом интервале А. М. Мамбетовым [Королев В. Г., Максумова Р. А., Мамбетов А. М., 1971] выделены две хиолитовые биозоны: *Pseudortotneca costata* — *Hyolithellus rectus* и *Uniformithea*. Ископаемые остатки из чулактауской свиты позволяют вполне уверенно сопоставлять ее с томмотским ярусом нижнего кембрия. Таким образом, граница раздела кембрия² и венда в Тянь-Шане сейчас проводится в основании чулактауской свиты [Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов И. Н., 1965; Королев В. Г., Максумова Р. А., Мамбетов А. М., 1971; 1974].

Стратиграфическое строение байкальского орогенного комплекса Таласо-Каратауской зоны представляется в следующем виде (табл. 1).

Самые низы комплекса (кызылбельская, сагызганская, тогузбайская свиты) составляют верхи карагаинской серии в Таласском хребте и ее аналоги в Малом Каратау. В чаткарагайской и джанытасской свитах этой серии содержатся строматолиты и микрофитоолиты указывающие на позднерифейский возраст вмещающих их пород.

Постунбулакская и коксуйская свиты трансгрессивно налегают на различные пачки подстилающих пород карагаинской серии. Породы свит стратотипических разрезов органических остатков не содержат. Конгломераты урочища Герес в Малом Каратау и конгломераты перевала Табылгаты в Таласе, которые ставятся на уровень постунбулакской и коксуйской свит, в гальке содержат микрофитоолиты III и IV комплексов.

Малокаройская серия трансгрессивно налегает на постунбулакскую свиту и карагаинскую серию. Объединяет три свиты: актугайскую, чичканскую и курганскую. Максимальная мощность серии достигает 1000 м. Чичканская и курганская свиты содержат строматолиты вендского облика. В чичканских кремнях обнаружены образования водорослевого происхождения.

Кумыштагская и конуртобинская свиты с размывом и конгломератами в основании ложатся на курганскую свиту. В

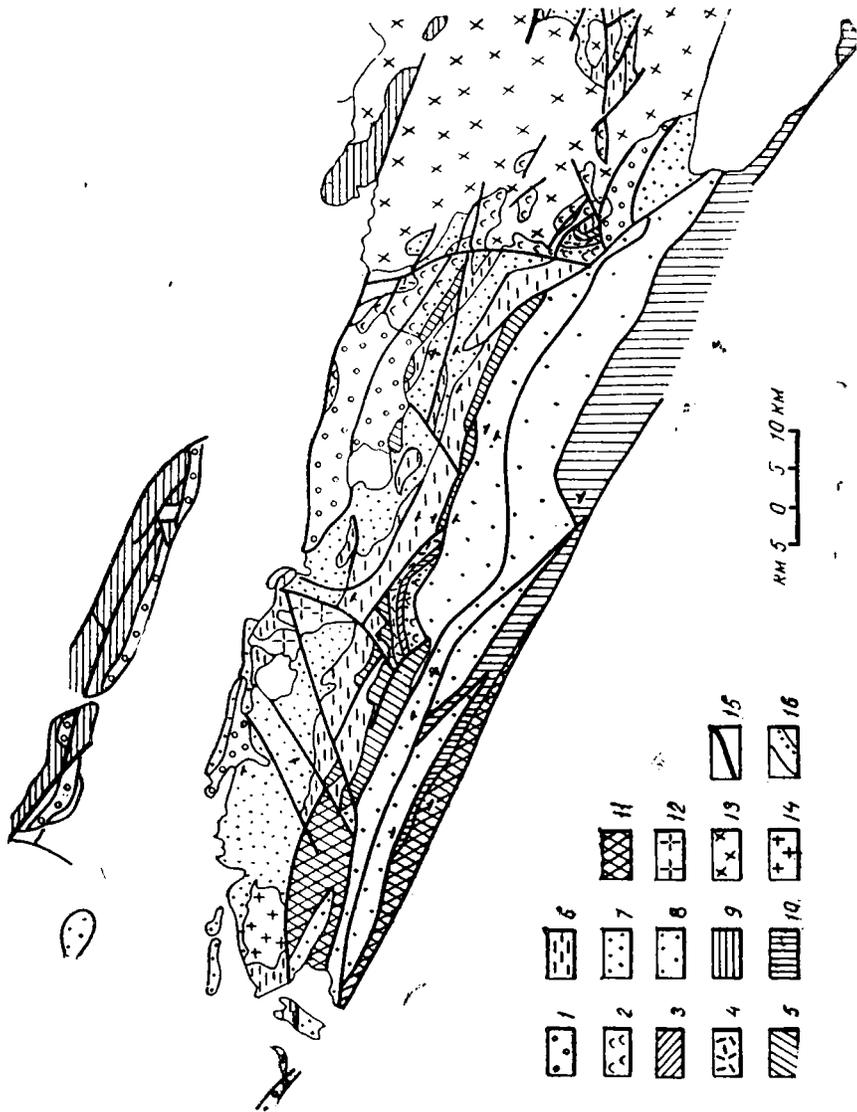
СХЕМА СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ТАЛАСКОГО ХРЕБТА И МАЛОГО КАРАТАУ

Таблица I

Подразделение общегорных шкалы	Коллекция	Местные стратиграфические подразделения	Таласский хребет		Большекаройско-Таласская структура	Малый Каратау				
			Западная часть (Кумынтаг)	Восточная часть (Чичкан-Курган)		Таласская структура	Аксайско-Малокаройская структура			
П р о т е р о з о и	нижний кембрий	тамдинская	бешташская (низы) ↑			шабактинская (низы) ↑				
						шумактауская до 70 м ↘				
	вендский	малокаройская	конуртобинская 70-100 м	джалобекская толща 100 м			беркутинская 2-10 м ⊙			
			кумынтагская 130 м				кыр-шабактинская 130 м 560-570 ± 30 млн лет			
			курганская 120-300 м		курганская 70-600 м ⊕					
			чичканская 120 м ⊕		чичканская 30-200 м ⊕					
		верхне-фризский	карагаинская	актугайская 40 м	кызылбельская 80-100 м			актугайская 200 м		
				постунбулакская 2800 м ⊙				кокусуйская 50-460 м		
			средне-фризский (?)	коkdжотская = узунахматская	сагызганская 750-1050 м	чаткарагайская 750 м ⊕			тузбайская свита 25-30 м	
					чаткарагайская 1200 м ⊕	сарыджонская 500 м			маньтасская 700-900 м ⊕ ⊙	
					сарыджонская 600-800 м ⊙	?			большекаройская	
					тагыртауская 1200 м				коkdжотская	
	нижне-фризский (?)	ичкелетауская	карабуринаская 900 м							
			бахаирская 750 м							
	низ-вий		каракульджинская							

Органические остатки:

- ⊕ - строматолиты
- ⊙ - онколиты и катаграфиты
- ⊙ - онколиты в гальке конгломерата
- ↘ - хиолиты и хиолизальмиты
- ↑ - трилобиты



глыбах конгломератов содержатся строматолиты. Начинает серию осадков, в верхней части содержащих тиллитоподобные конгломераты. Последние по положению в разрезе и формационному облику сопоставляются с байконурской свитой Улутау в Казахстане.

Нижнюю часть тамдинской серии составляют кыр-шабактинская и беркутинская свиты Малого Каратау. Они несогласно, местами отделяясь этапом формирования кор выветривания, залегают на малокаройской серии. Глаукониты из верхней половины кыр-шабактинской свиты имеют возраст 570 ± 30 млн лет. Л. И. Боровиков и другие приводят цифры возраста глауконитов из этой же свиты — 601 млн лет, из беркутинской свиты — 585 млн лет (Rb—Sr метод). В беркутинской свите содержатся микрофитолиты юдомского возраста.

Резко, со скрытым несогласием эти толщи перекрываются в Таласе бешташской, в Малом Каратау — чулактауской и шабактинской свитами. Чулактауская свита содержит в основном количестве остатки первой скелетной фауны самых низов нижнего кембрия (томмотский ярус).

В Таласском хребте выделяются два типа разреза верхнего рифея — венда: кумыштагский и курган-чичканский [Королев В. Г., Максумова Р. А., 1964]. Кумыштагский отличается большой мощностью и присутствием всех стратиграфических подразделений, чичканско-курганский — положением на поднятии и выпадением некоторых стратиграфических подразделений.

Рис. 3. Схематическая геологическая карта западной части Таласского хребта (составлена по материалам Ш. Ш. Сабдушева, В. Г. Королева, А. Г. Малюжинца, Р. А. Максумовой).

1 — палеоген-неогеновые отложения; 2 — бешташская свита (Ст₁—О₂), известняки, доломиты; 3 — кумыштагская и конуртобинская свиты (V), конгломераты, алевролиты, песчаники, тиллитоподобные конгломераты; 4 — малокаройская серия (V) (актугайская, чичканская и курганская свиты), туфы, тефтроиды, аркозовые песчаники, аргиллиты, углисто-кремнистые сланцы; 5 — постунбулакская свита (кудаш), песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты; 6 — кызылбельская свита (R₃), разноцветные аргиллиты, алевролиты, известняки; 7 — чаткарагайская свита (R₃), известняки, аргиллиты, песчаники; 8 — сарылджонская и тагиртауская свита (R₂ ?), филлиты, песчаники, мраморы, гравелиты; 9 — узунахматская свита (R₁₋₂ ?), филлиты, песчаники, мраморы, конгломераты; 10 — ичкелетауская свита (R₁₋₂ ?), филлиты, мраморы, песчаники, конгломераты; 11 — карабуиринская свита (R₁ ?), филлиты, мраморы; 12 — бакаирская свита (R₁ ?); 13 — силурийские граниты (?); 14 — позднепротерозойский гранитоидный комплекс; 15 — кембро-ордовикский (?) гранитоидный комплекс; 16 — разломы и стратиграфические контакты.

В последнее время установлено два типа разреза верхнего рифея—венда и в Малом Каратау. Первый — малокаройский — также отличается большой мощностью, во втором — джанытасском — почти полное отсутствие вендских отложений, за исключением беркутинской свиты. По краевым частям джанытасской структуры присутствуют все стратиграфические подразделения венда, но с очень малыми мощностями.

Распределение выделенных стратиграфических подразделений на площади можно проследить на схематических геологических картах западной части Таласского хребта (рис. 3) и Малого Каратау (рис. 4).

Верхний рифей (R₃)

К верхнему рифею отнесена большая линза отложений тагьртауской, сарыджонской, чаткарагайской, сагызганской, кызылбельской свит в Таласском хребте и большекаройской, джанытасской, тогузбайской свит в Малом Каратау [Королев В. Г., Максумова Р. А., 1964; Максумова Р. А., 1967], составляющих единую очень своеобразную флишевую формацию. Нижнюю ее часть слагают породные ассоциации преимущественно терригенного, верхнюю — карбонатного флиша [Максумова Р. А., 1970]. Карбонатная чаткарагайская свита Таласа и джанытасская Малого Каратау содержат богатый комплекс верхнерифейских строматолитов, опколитов и катаграфий [Крылов И. Н., 1967; Еганов Э. А., Советов Ю. К., 1974].

Накопление флиша в позднерифейском Таласо-Каратауском прогибе завершается формированием нестроцветных флишево-молассовых комплексов кызылбельской и сагызганской свит, знаменующих начало орогенических движений в геосинклинальной области Северного Тянь-Шаня.

Объем и характер распределения на площади Таласо-Каратауской зоны отложений кызылбельской свиты и ее аналогов

Кызылбельская свита первоначально выделена Т. А. Додоновой (1958, 1962) в восточной части Таласского хребта. В составе свиты описывалась толща преимущественно красноцветных аргиллитов и алевролитов, известняков и подчиненных песчаников и конгломератов небольшой мощности (60—70—300 м). В западной части Таласского хребта к кызылбельской свите была отнесена большой мощности толща алевролитов, аргиллитов, песчаников, гравелитов, конгломератов, известняков, которая включала много плачек

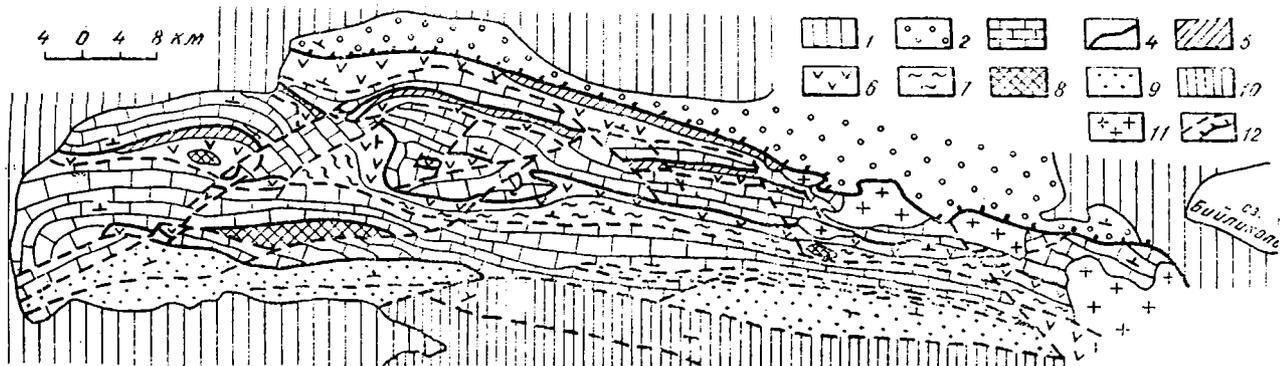


Рис. 4. Схематическая геологическая карта хребта

рукова, Б. М. Келлера, В. Г. Королева, Х. Д. Лема, Р. А. Максумовой, Н. В. Седова, Г. П. Ярмака и др.).
 1 — четвертичные отложения (Q); 2 — конгломераты, доломиты бешташской свиты нижнего кембрия-среднекембрия (St₁); 3 — известняки и красочетные аргиллиты и известняки кыр-шабактинской свиты нижнего кембрия (St₁); 4 — фосфориты, кремни чулак-ветные аргиллиты и известняки кыр-шабактинской свиты нижнего кембрия (St₁); 5 — красочетные аргиллиты и известняки кыр-шабактинской свиты нижнего кембрия (St₁); 6 — вулканогенно-терригенные отложения курганской свиты венда (V); 7 — песчаники, конгломераты джанытасской и красноцветные аргиллиты тогуз-большекаройской свиты предположительно верхнего рифея (R₃ ?); 8 — известняки, доломиты джанытасской и красноцветные аргиллиты тогуз-большекаройской свиты предположительно нижнего и среднего рифея (R₁₋₂ ?); 9 — песчаники, сланцы кокджотской свиты предположительно нижнего и среднего рифея (R₁₋₂ ?); 10 — песчаники, сланцы кокджотской свиты предположительно нижнего и среднего рифея (R₁₋₂ ?); 11 — каледонские граниты и гранодиориты; 12 —

Малый Каратау (составлена по материалам П. Л. Без-
 А. Максумовой, Н. В. Седова, Г. П. Ярмака и др.).
 1 — четвертичные отложения (Q); 2 — конгломераты, доломиты бешташской свиты нижнего кембрия-среднекембрия (St₁); 3 — известняки и красочетные аргиллиты и известняки кыр-шабактинской свиты нижнего кембрия (St₁); 4 — фосфориты, кремни чулак-ветные аргиллиты и известняки кыр-шабактинской свиты нижнего кембрия (St₁); 5 — красочетные аргиллиты и известняки кыр-шабактинской свиты нижнего кембрия (St₁); 6 — вулканогенно-терригенные отложения курганской свиты венда (V); 7 — песчаники, конгломераты джанытасской и красноцветные аргиллиты тогуз-большекаройской свиты предположительно верхнего рифея (R₃ ?); 8 — известняки, доломиты джанытасской и красноцветные аргиллиты тогуз-большекаройской свиты предположительно нижнего и среднего рифея (R₁₋₂ ?); 9 — песчаники, сланцы кокджотской свиты предположительно нижнего и среднего рифея (R₁₋₂ ?); 10 — песчаники, сланцы кокджотской свиты предположительно нижнего и среднего рифея (R₁₋₂ ?); 11 — каледонские граниты и гранодиориты; 12 —

красноцветной и зеленоцветной окраски. При крупномасштабных геологических съемках и тематических исследованиях, проводившихся в последнее время на территории западной части Таласского хребта все чаще вставал вопрос об объеме кызылбельской свиты. Западнее долины р. Кумыштаг выделять эту свиту становилось все сложнее. Нижняя ее граница все более и более понижалась в глубь чаткарагайской свиты и становилась распылчатой, мощности и состав сильно изменялись относительно стратотипа, который, кстати сказать, не был описан. Вместе с тем существенные изменения происходили и в понимании объема и состава подстилающей чаткарагайской свиты. На востоке она представлялась толщей довольно массивных светлых розоватых строматолитсодержащих известняков относительно небольшой мощности (200—500 м). На западе это уже мощная (более 1200 м) толща плитчатых серых и темно-серых известняков, малиновых и зеленых аргиллитов, зеленых и серых песчаников, гравелитов и конгломератов (свита Д+Е А. А. Конюка). Это послужило в свое время основанием для выделения двух типов разреза верхнего докембрия Таласского хребта [Королев В. Г., Максумова Р. А., 1964]: 1) сокращенного курганского с меньшей мощностью всех стратиграфических подразделений и положением его на поднятии; 2) полного кумыштагского с большими мощностями и приуроченностью к осевой части прогиба. В кумыштагском прогибе в рамках прежней «кызылбельской свиты» была выделена постунбулакская свита [Королев В. Г., Максумова Р. А., 1964], а в последнее время стала ясной необходимость обособления еще одной, сагызганской, свиты. Вместе с тем еще более осложнился вопрос о соотношении кызылбельской свиты восточной части Таласского хребта и огромной линзы отложений, заключенной между чаткарагайскими известняками верхнего рифея и аркозово-кварцевыми актугайскими песчаниками, именуемой также кызылбельской свитой в западной части хребта.

В конечном итоге мы решили отказаться от названия «кызылбельская свита» в применении к толщам западной части Таласского хребта и попытаться представить совершенно самостоятельную схему геологического строения для этой части Таласо-Каратауйской зоны. Решению этой задачи, кроме работ автора, в значительной степени способствовали и тематические исследования А. Г. Малюжинца — сотрудника лаборатории тектонофизики МГУ. Однако прежде чем перейти к характеристике разрезов западной части Таласа, необходимо дать и описание стратотипического разреза кызылбельской свиты восточной части Таласа, поскольку это никем не было сделано ранее, в том числе и автором стратиграфического.

подразделения. В качестве типовых разрезов свиты Т. А. Додонова (1962) приводит описание разреза по р. Курган и междуручья Бешташ-Урмарал.

По р. Курган с видимым согласием на зеленых сланцах чаткарагайской свиты залегают: 1) горизонт серых пелитоморфных известняков, тонко переслаивающихся с малиновыми и лиловыми глинистыми и зелеными эпидотовыми сланцами — 200 м; 2) серые слоистые пелитоморфные известняки, в средней части которых содержится пачка (около 100 м мощности) малиново-серых известково-сланцевых тонкопелосчатых пород, состоящих из переслаивания пелитоморфных известняков и малиновых глинистых сланцев. Мощность известняков 250 м. Общая мощность свиты составляет 450 м.

По р. Кумыштаг в ее основании описывается горизонт конгломератов, по простиранию замещаемых пелитоморфными известняками с малиновыми сланцами. Мощность его не превышает 100 м. Выше залегают темно-малиновые и бордовые железисто-глинистые сланцы и алевролиты с прослоями зеленых глинисто-хлоритовых сланцев, песчаников и пелитоморфных известняков. Мощность свиты колеблется здесь от 150 до 750 м.

Уже из краткой характеристики этих разрезов видно, что в кызылбельскую свиту Т. А. Додоновой включены различные по литологическому составу толщи. Мало того, как выяснилось, и приведенный ее разрез по р. Курган, и разрез по р. Кумыштаг мало похожи на толщу, слагающую собственно район перевала Кызылбель (водораздел рек Карагоин и Бешташ). Толща серых и розовых известняков р. Курган отнесена нами [Королев В. Г., Максумова Р. А., 1964] к чаткарагайской свите сокращенного типа разреза, а основной объем толщ, описанной ею как «кызылбельская» свита, по р. Кумыштаг отнесен к постунбулакской свите.

Стремясь сохранить название свиты, как прочно укоренившееся у геологов, несмотря на неудачно предложенные первоначально в качестве типовых разрезы, необходимо попытаться исправить это положение, приведя описание стратотипического разреза свиты района перевала Кызылбель. Здесь на плитчатые серые и массивные известняки чаткарагайской свиты с постепенным, но быстрым переходом ложатся:

- 1) алевролиты зеленовато-серого цвета 10 м
- 2) аргиллиты и алевролиты малинового и зеленого цвета, часто пестрой окраски. Встречаются редкие маломощные линзообразные прослои светлых розоватых и зеленоватых плотных доломитизированных известняков 95 м

Перекрываются они ярко-зелеными окремненными породами туфогенной природы и табачного цвета аргиллитами чаткарагайской свиты.

Пространственно выходы кызылбельской свиты приурочены к северному крылу Карагоинской антиклинали и слагают узкую, четко выделяющуюся на местности полосу по правому борту р. Карагоин, участвуют также в строении Курганской брахиантиклинали. И, наконец, прерывистой полосой выходят по северному крылу Центрально-Таласского синклинория, где образуют широкую полосу красноцветных отложений между-речья Ур-Марал-Кумыштаг.

Разрез свиты по западному флангу полосы, протягивающейся от перевала Кызылбель по правому борту р. Карагоин, а затем переходящей на левый ее борт, по Кичикташаю построен следующим образом. На плитчатые серые и розовые известняки и глинисто-карбонатные сланцы чаткарагайской свиты ложатся:

- | | |
|---|------|
| 1) алевролитовые сланцы зеленоватого цвета с линзочками розовато-серого известняка | 10 м |
| 2) алевролиты малинового цвета содержат пачки и участки неправильной формы зеленоватой окраски. В последних на поверхностях напластования видна медная зелень | 40 м |
| 3) алевролитовые сланцы зеленого цвета | 9 м |

Именно эта толща, такого же состава, приблизительно той же мощности и аналогичного положения между чаткарагайской и чичканской свитами, имеется и по р. Курган, но она Т. А. Додоновой описана в составе курганской свиты, как нижняя ее часть.

По р. Курган на розовато-желтые тонкоплитчатые мергелистые известняки чаткарагайской свиты, содержащие верхнерифейские строматолиты с постепенным, но довольно быстрым переходом ложатся:

- | | |
|---|---------|
| 1) переслаивающиеся тонкопластинчатые темные вишнево-бурые (преобладают) и зеленые алевролитовые сланцы. В вишневых сланцах содержатся характерные круглые и овальные пятна светло-зеленого цвета. Среди зеленых алевролитов нередко прослой тонкослоистых аргиллитов, иногда среднезернистых песчаников. В верхней части увеличивается количество прослоев вишнево-бурых тонкоплитчатых алевропесчаников | 60—75 м |
|---|---------|

Перекрываются они темно-серыми и черными тонкоплитчатыми глинисто-кремнистыми сланцами чичканской свиты. Выше лежащие окремненные известняки чичканской свиты содержат строматолиты вендского возраста.

Самый западный выход кызылбельской свиты находится по правому борту р. Кумыштаг. По левому ее борту свита слагает левобережье сая Талдыбулак и с юга по разлому соприкасается с постунбулакской свитой. Хороший разрез кызылбельской свиты обнажен по водоразделу хребта, отделя-

ющего р. Кумыштаг и ее правый приток Кичи-Конуртобе. Здесь на плитчатые бугристые известняки, чередующиеся с малиновыми и зелеными глинисто-карбонатными сланцами чаткарагайской свиты, с постепенным переходом ложатся:

- 1) аргиллиты малинового цвета с редкими маломощными прослоями (2—5 см) красноцветных доломитизированных известняков. В верхней части имеется 5-метровый горизонт светло-серых плитчатых известняков. 80 м
- 2) аргиллиты и алевролиты малинового цвета.

Мощность второй пачки неизвестна, поскольку с юга эта полоса выходов ограничивается субширотным разломом. Южнее этого разлома идет повтор первой пачки, имеющей мощность 90 м. Здесь на малиновые сланцы с редкими прослоями плотных афанитовых буроватых и светло-серых, иногда ребристых на поверхности известняков ложатся красноцветные алевролиты с горизонтами песчаников и конгломератов постунбулакской свиты. Основание постунбулакской свиты представлено 2,5-метровым горизонтом плотных кварцитовидных песчаников.

Таким образом, площадь распространения кызылбельской свиты оконтуривается восточной частью Таласского хребта, ограничиваясь на западе меридианом р. Кумыштаг. Свита сложена красноцветными, реже зелеными аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями светлых доломитизированных известняков. Предел колебания мощностей — от 40 до 90—100 м. Снизу она подстилается чаткарагайскими известняками, имея с ними постепенные переходы, а перекрывается несогласно постунбулакской и чичканской свитами. Подстилающие известняки чаткарагайской свиты, как указывалось, содержат комплекс верхнерифейских строматолитов, в перекрывающих несогласно известняках чичканской свиты содержатся строматолиты вендского облика. Изучение и описание строматолитов произведено И. Н. Крыловым (1967). В самой кызылбельской свите органических остатков пока не обнаружено. Тесная связь и постепенные переходы кызылбельской и чаткарагайской свит позволяют определять возраст кызылбельской свиты как верхнерифейский.

В Малом Каратау нами [Королев В. Г., Максумова Р. А., 1968] под коксуйской конгломерато-песчаниковой свитой в долине р. Коктал и Кок-Су описывалась толща баритосодержащих известняков и красноцветных известково-глинистых сланцев с верхнерифейскими микропроблематическими образованиями. Толща слагает ядра узких антиклинальных складок. По составу, положению под коксуйской свитой и комплексу содержащихся в ней верхнерифейских органических

остатков эта толща сопоставляется нами с чаткарагайской свитой Таласского хребта.

Ранее И. Л. Безруковым (1954) и затем другими исследователями в районе месторождения Джанытас под «нижними доломитами» описывалась 500—700-метровая толща известняков. На геологической карте Малого Каратау, составленной А. Н. Поздняковой по материалам Г. А. Ярмака, Н. В. Седова, Х. Д. Лема и других, эти известняки были отнесены к нижнеордовикским и отделены от чулакtausкой и коксуйской свит разломами.

Как выяснилось, чулакtausкая свита в этом районе трансгрессивно налегает на различные горизонты подстилающей карбонатной толщи. Величина несогласия возрастает от центральной части Джанытасской структуры к северо-западу. На участке Центральной беркутинская свита без явных следов несогласия (несколько восточнее наблюдаются признаки размыва) налегает на пачку двадцатидвуметровой мощности красноцветных аргиллитов с прослоями светлых розоватых известняков. Красноцветная пачка резко, но без признаков размыва, ложится на массивные серые, в верхней части желтоватые плотные известняки, мощностью 200—250 м. Богатый комплекс строматолитов и микропроблематик, содержащихся в этих известняках, отнесен к верхнерифейским формам [Еганов Э. А., Советов Ю. К., 1974]. Светлые известняки этой толщи вниз по разрезу переходят в массивные и плитчатые разновидности преимущественно розового цвета. Редко в них встречаются горизонты 5—6-метровой мощности серых известняков. Все разновидности известняков мраморизованы. В розовых известняках имеются тонкие линзочки глинисто-карбонатных сланцев вишневого окраски. Ширина выхода этой толщи около 500 м. Э. А. Еганов, Ю. К. Советов предлагают выделить ее как джанытасскую серию, включающую две свиты: тогузбайскую — красноцветных и серых известняков, мощностью до 1200 м и шошкабулакскую — «бамбуколистных» известняков, мощностью более 1000 м. Как нам представляется, разделение этих известняков довольно искусственное, поскольку их цвет и структурно-текстурные особенности меняются по простиранию, а также сильно завышена мощность. Естественнее выделять эти известняки как единую (джанытасскую) свиту с видимой мощностью в 500—700 м. Возраст свиты довольно уверенно определяется как верхнерифейский. Перекрывается она маломощной аргиллитовой красноцветной толщей, та в свою очередь в пределах малокаройской структуры несогласно сменяется коксуйской свитой. Джанытасская свита сопоставляется с чаткарагайской восточной части Таласского хребта; налегающая

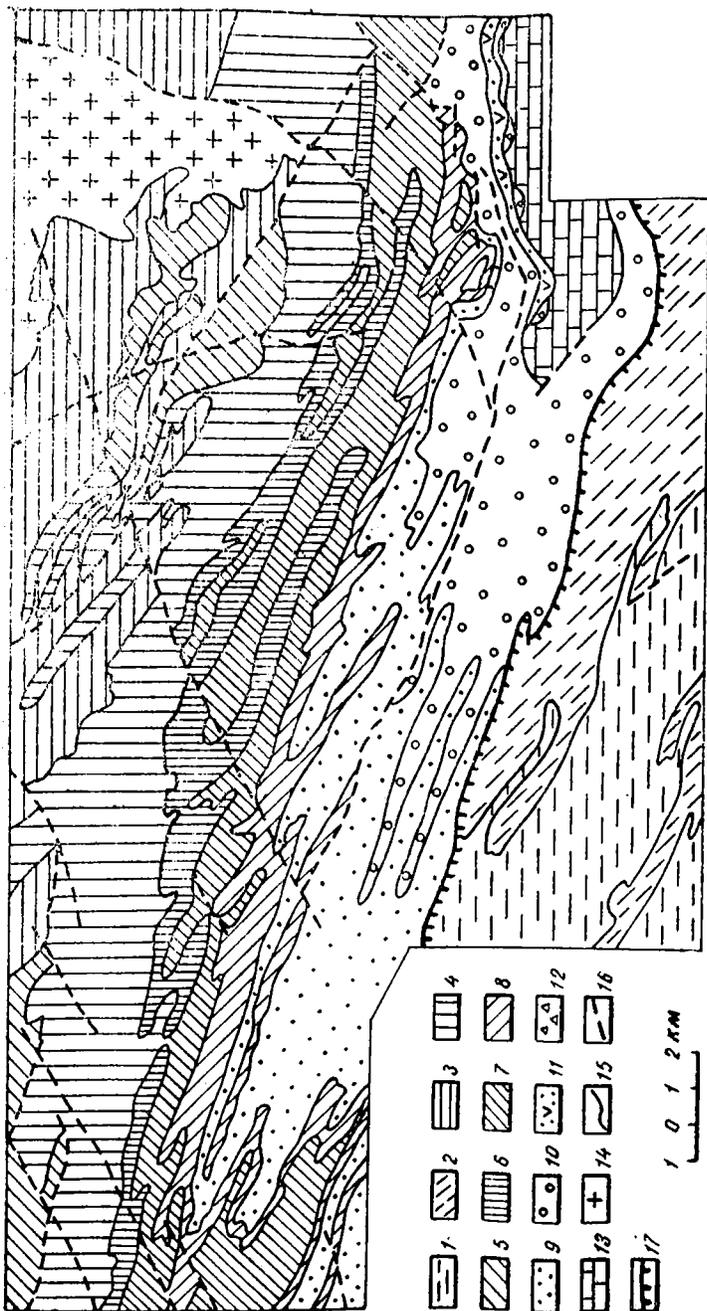
на нее красноцветная толща по положению в разрезе, составу, мощностям аналогична кызылбельской свите того же района. Автор выделяет ее как самостоятельную тогузбайскую свиту. Наиболее полно разрез последней представлен в пределах Джанытасской структуры в районе родника Тогузбай, где на кремневых строматолитовых джанытасских известняках с резким контактом лежат:

- 1) аргиллиты вишневого цвета и реже алевролиты с характерными округлыми пятнами бледно-салатного цвета 7 м;
 - 2) аргиллиты вишневые с тонкими прослойками розоватых известняков, мощность известняковых прослоев от 2—3 мм до 2 см. Встречаются прослойки обломочных известняков 5—6 см 8 м;
 - 3) ритмичное чередование розовых мергелей, зеленоватых и вишневых аргиллитов. Мощности ритмопачек колеблются от 20 до 40 см. Основание такого ритма сложено мергелями, средняя часть — зеленовато-табачными аргиллитами, а верхняя — вишневыми 5 м;
 - 4) алевролиты вишневого цвета, иногда слабополосчатые 4 м;
- Сменяются они желтоватыми доломитами беркутинской свиты, последние в свою очередь — кремнями чулактауской свиты.

Разрезы свиты очень сходны и по Малокаройской структуре. Перекрываются они здесь песчаниками коксуйской свиты. В долине р. Кок-Су в алевролитах этой свиты часто встречаются примазки медной зелени.

Сагызганская свита. Первая, наиболее приемлемая схема расчленения древних толщ западной части Таласского хребта была предложена А. А. Конюком. Им вместе с В. Н. Криволицкой, В. Г. Королевым и М. А. Строниным, начиная с 1949 г., проводилось изучение территории части северного склона Таласского хребта. Результаты этих работ изложены в их совместном отчете за 1953 г.

В интересующем нас интервале разреза А. А. Конюком были выделены свиты Д+Е (известняково-сланцевая) и Ж (малиновых и зеленых сланцев). Позднее Т. А. Додонова, осуществляя кураторскую работу по геологической съемке территории западной части Таласского хребта, приняла следующую корреляцию: свита Д+Е А. А. Конюка соответствует чаткарагайской свите, свита Ж — кызылбельской свите восточной части Таласского хребта. Однако, если отделение чаткарагайской от кызылбельской свиты восточного Таласа проводилось очень четко, то этого нельзя было сказать для данных свит запада Таласа. Геологи-съемщики нижнюю границу кызылбельской свиты на западе Таласа помешали на различных уровнях внутри подсвиты Е и свиты Ж, поскольку довольно мощные пачки красноцветных аргиллитов и алевролитов, песчаников были отмечены и внутри свиты Д+Е. Присутствие карбонатных и глинисто-карбонатных пачек внутри подсвиты Е позволяло включать ее в чаткарагайскую



свиту. В то же время наличие красноцветных и песчанниковых пачек в ней заставляло геологов-съемщиков причленять различные объемы подсвиты Е к кызылбельской свите, разделяя последнюю на ряд подсвит (Ш. Ш. Сабдюшев). Тем самым еще раз подтвердился вывод, что от кызылбельской свиты на западе Таласа следует отказаться, как ввиду явной натяжки при сопоставлении этих двух различных по литологическому составу и мощностям толщ запада и востока Таласа, так и из-за трудностей, возникающих при проведении подошвы кызылбельской свиты.

Автором в интервале разреза свит Д+Е и Ж А. А. Конюка выделяются чаткарагайская, сагызганская и постунбулакская свиты. Все они имеют свой характерный облик, хорошо узнаются и картируются (см. рис. 5). Чаткарагайская и сагызганская свиты составляют единый регрессивный цикл осадков. Если чаткарагайская свита представляет собой чередование известняковых и известняково-сланцевых пачек, то сагызганская — это чередование известняково-сланцевых, песчанико-сланцевых и известняковых пачек.

Сагызганская свита начинается с первых мощных песчанников, имеющих в основании щебневые конгломераты. Крупный обломочный материал в них заимствован из подстилающих известняков и сланцев. Таких горизонтов внутриформационных конгломератов внутри сагызганской свиты несколько. Значительно возрастает количество красноцветных и зеленоцветных алевролитовых и аргиллитовых пачек. Ранее эта часть разреза ввиду специфичности своего состава выделялась нами под названием сагызганской. Это же наименование предлагается и для свиты. Она слагает широкие поля в горах Сагызган по правобережью р. Шильбели. Наиболее полный представительный разрез ее составлен по правому борту р. Койбулак — правого притока р. Шильбели (рис. 6). Условные обозначения к стратиграфическим колонкам помещены на рис. 7. На плитчатые темно-серые, светло-серые и черные известняки чаткарагайской свиты ложатся:

Рис. 5. Схематическая геологическая карта междуречья Бакаир и Кумыштаг (северный склон Таласского хребта). Составлена по материалам геологов КГУ, А. Г. Малюжица, В. Г. Королева и Р. А. Максумовой. 1 — карабуриная свита ичкелетауской серии (R_1 ?); 2 — узунмахатская свита (R_2 ?); 3—9 таласская серия (R_3): 3 — тагыртауская свита; 4 — сарыджонская свита; 5 — тагыртауская и сарыджонская свиты неразделенные; чаткарагайская свита (6—8); 6 — нижняя подсвита; 7 — средняя подсвита; 8 — верхняя подсвита; 9 — сагызганская свита; 10 — постунбулакская свита (K); 11 — малокаройская серия (V): чичканская и курганская свиты; 12 — кумыштагская и конуртобинская свиты (V); 13 — бештагская свита ($Ст_1—O_2$); 14 — граниты Кумыштагской интрузии (S—D ?); 15 — стратиграфические контакты; 16 — основные разломы; 17 — Узунмахат-Кумыштагский надвиг.

- 1) песчаники ржавчатые полимиктовые. В нижней части, несколько выше основания, они содержат 1—2-метровые горизонты внутриформационных конгломератов, в составе обломков которых отмечаются известняки и глинисто-карбонатные сланцы, размер их достигает 20—30 см. 8 м
- 2) гравелиты и песчаники ржавчатые с обломочками тех же известняков и сланцев 12 м
- 3) алевролиты серовато-зеленоватые с прослоями ржавчатых песчаников 7 м
- 4) аргиллиты вишневые и ржавчатые с тонкими прослоями того же цвета известняков 20 м
- 5) известняки серые и темно-серые, почти черные, флишеподобно чередуются с глинисто-карбонатными сланцами, имеются прослои массивных черных с прожилками кальцита известняков. Очень редко среди глинисто-карбонатных сланцев проявляются прослои 8—15 см зеленовато-серых мелкозернистых песчаников. Для известняков характерна тонкая линзовидная и горизонтальная слоистость 150 м
- 6) аргиллиты и алевролиты зеленовато-серые с редкими прослоями мелкозернистых песчаников, в верхней части появляются прослои вишневых аргиллитов 50 м
- 7) песчаники серые полимиктовые, преимущественно среднезернистые, но есть массивные прослои крупнозернистых со струями гравелита. Песчаники чередуются с зеленовато-серыми алевролитами 140 м
- 8) известняки серые и темно-серые чередуются с серыми глинисто-карбонатными сланцами 40 м
- 9) песчаники крупнозернистые массивные со струями гравелитов. В них имеются прослои внутриформационных конгломератов с обильной галькой известняков и аргиллитов 6—8 м
- 10) известняки розоватые и зеленоватые средне- и тонкоплитчатые чередуются с зеленоватыми и вишневыми аргиллитами. Для известняков характерны тонкая линзовидная и косая слоистость 50 м
- 11) песчаники крупнозернистые зеленовато-ржавчатые полимиктовые массивные. В них наблюдаются прослои внутриформационных конгломератов 12 м
- 12) аргиллиты и алевролиты зеленоватые, в верхней части прослежен горизонт мелкозернистых песчаников 25 м
- 13) чередование пакетов сланцево-известнякового и сланцево-песчаникового состава. Мощности чередующихся пакетов 15—25 м. Сланцево-известняковые пакеты состоят из серых известняков и того же цвета глинисто-алевролитовых сланцев. Сланцево-песчаниковые пакеты состоят преимущественно из аргиллитов и алевролитов зеленовато-серых, содержащих различной мощности прослои среднезернистых зеленовато-серых песчаников 100 м
- 14) песчаники массивные зеленовато-серые полимиктовые средне- и крупнозернистые, через 1,5—2 м прослаивающиеся маломощными зеленоватыми алевролитами и аргиллитами. В песчаниках имеются прослои внутриформационных конгломератов 45 м
- 15) через горизонт переслаивания предыдущая пачка сменяется зеленоватыми алевролитами и аргиллитами, среди них восьмиметровые пакеты вишневого цвета аргиллитов 40 м
- 16) через переслаивание алевролито-аргиллитовая пачка сменяется чередованием известняков, в верхней части — среднеплитчатых (чаткарагайского типа) и аргиллитов зеленоватых, сероватых, вишневых 50 м

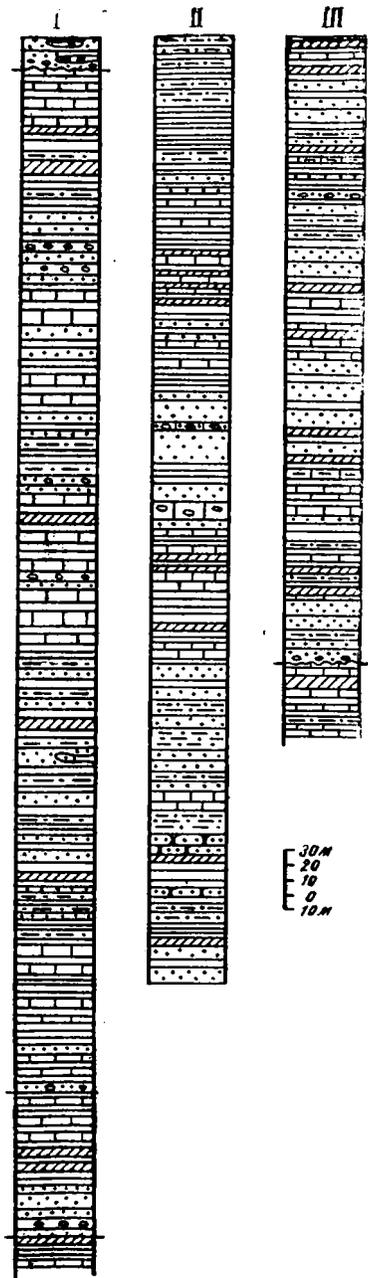


Рис. 6. Разрезы сагызганской свиты: I — по р. Койбулак; II — по правому борту р. Сагызган (составлен Ш. Ш. Саблюшевым и др., 1964), III — по левому притоку р. Сагызган. Условные обозначения на рис. 7.

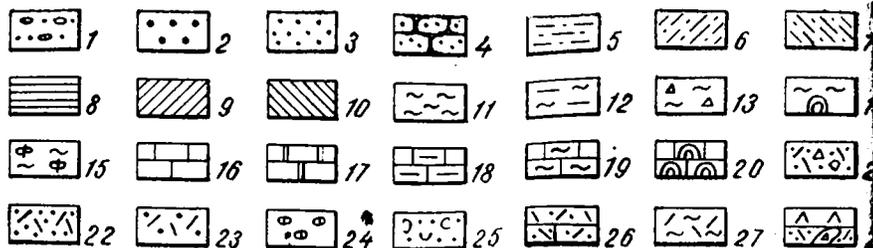


Рис. 7. Условные литологические знаки к стратиграфическим колонкам: 1 — гломераты; 2 — гравелиты; 3 — песчаники; 4 — красноцветные песчаники; 5 — алевриты; 6 — красноцветные алевриты; 7 — серые и черные алевриты; 8 — новато-серые алевриты; 9 — вишневые алевриты; 10 — серые аргиллиты; 11 — кремни; 12 — глинисто-кремнистые сланцы; 13 — кремнистые брекчии; 14 — кремни со строматолитовыми постройками; 15 — фосфатные кремни; 16 — известняки; 17 — доломиты; 18 — мергели; 19 — окремненные известняки; 20 — строматолитовые известняки; 21 — агломератовые туфы; 22 — туффиты; 23 — туфы; 24 — тефроиды; 25 — пелловые туфы; 26 — карбонатизированные туфы; 27 — окремненные туфы; 28 — стратифицированные и секущие тела интесивной калишпатизации и алитизации.

На них с небольшим размывом ложатся песчаники, гравелиты и конгломераты постунбулакской свиты.

Суммарная мощность приведенного разреза сагызганской свиты составляет 757 м. В долине р. Кара-Бура, по данным А. Г. Малюжинца, она достигает 1050 м.

Свита довольно изменчива по простиранию. В восточном направлении к р. Кумыштаг из нее постепенно выклиниваются песчанниковые горизонты. Свита представлена толщиной флишеподобного чередования серых и рыжих обломочных известняков (калькаренитов) с прекрасно выраженной косой и линзовидной слойчатостью и рыжеватых вишневых глинисто-карбонатных сланцев.

Наличие в ней пачек аргиллитно-карбонатного состава пестроцветной, преимущественно красноцветной окраски, и тесная связь с подстилающей чаткарагайской свитой позволяет сопоставлять сагызганскую свиту с кызылбельской. Однако последняя перекрывается чичканской свитой, а сагызганская — песчаниками постунбулакской. Вместе с тем в Малом Каратау аналог кызылбельской — тогузбайская свита — перекрывается коксуйской. Сопоставление последней с постунбулакской свитой не вызывает сомнения.

Вендомий (R₃—V)

Б. М. Келлером (1973) в пределах Русской платформы и Урала в составе вендомия выделяются два горизонта — ниж-

ний- кудашский (ульская и бакеевская свиты Урала) и верхний вендский. Находки строматолитов и микропроблематик, а также анализ историко-геологических данных позволяют выделить аналоги указанных подразделений вендомия на территории Тянь-Шаня.

Кудаш (R₃—V)

Постунбулакская свита. Впервые выделена автором по саю Постунбулак [Королев В. Г., Максумова Р. А., 1964]. Ранее песчаники этой свиты Т. А. Додоновой включались в кызылбельскую свиту и составляли ее западный более мощный тип разреза. Ш. Ш. Сабдюшев выделял ее в качестве трех верхних подсвит кызылбельской свиты. Е. И. и Е. И. Зубцовыми [Зубцов Е. И., Зубцова Е. И., 1973] для этих песчаников вместе с глинисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами чичканской свиты было предложено иное название — майлибулакская свита. Это весьма неудачно, поскольку конгломераты сая Майлибулак являются, во-первых, нетипичным вариантом постунбулакских песчаников и, во-вторых, положение их в разрезе сая Майлибулак неопределенно. Кроме того, совершенно неоправданно включение в нее чичканской свиты. Последняя отделена от подстилающей постунбулакской свиты крупным несогласием. Выделение чичканской свиты с характерным комплексом строматолитов, как маркирующего стратиграфического горизонта, позволило точнее проводить корреляцию разрезов Таласского хребта и Малого Каратау.

Постунбулакская свита сложена полимиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами серого, вишневого и зеленоватого цветов. Породы свиты слагают широкие поля в междуречье Бакаир-Кумыштаг (рис. 5) и вместе с перекрывающими толщами образуют ось Центрально-Таласского синклиория, южное крыло которого срезано Узундахмат-Кумыштагским надвигом. Породы смяты в серию неглубоких, относительно широких складок субширотного простирання. Мощность свиты достигает 2800 м, резко меняется ее состав по простиранью. Если по рекам Кара-Бура и Кумыштаг — это мощные конгломераты, алевролиты и песчаники, то по саю Майлибулак, р. Ур-Марал и в верховьях р. Узундахмат — это маломощная, от 50 до 120 м толща преимущественно конгломератового состава. Всюду, где есть нормальные соотношения с подстилающими образованиями, постунбулакская свита с небольшим размывом лежит на сагызганской и кызылбельской. Глубина размыва увеличивается и

юго-востоку, по мере приближения к Курган-Карагоинскому поднятию. В этом же направлении сокращается мощность свиты, почти весь разрез замещается конгломератами. В глыбах известняка из этих конгломератов, явно заимствованных из подстилающих чаткарагайской и сагызганской свит, обнаружены онколиты, определенные З. А. Журавлевой как *Vermiculites irregularis* (Reitl), соответствующих юдомскому (IV) комплексу микропроблематик. Перекрывается постунбулакская свита аркозовыми песчаниками актугайской свиты или же глинисто-кремнисто-туффитовыми сланцами чичканской свиты. Нижняя половина свиты хорошо представлена по р. Кара-Бура, верхняя — в бассейне р. Кумыштаг. Сводный разрез свиты междуречья Кара-Буры и Кумыштага выглядит следующим образом (рис. 8). С резким контактом, иногда со следами размыва на пестроцветные аргиллиты сагызганской свиты ложатся:

- 1) песчаники серые полимиктовые крупно- и среднесернистые с пачками серых и зеленых алевролитов 60—70 м
- 2) песчаники серые с пестрой галечкой, массивные с линзами гравелитов 65—70 м
- 3) аргиллиты и алевролиты зеленого, вишневого и серого цвета 10 м
- 4) песчаники массивные серые со струями гравелитов 30 м
- 5) алевролиты серые, реже зеленоватые с палочковидной отдельностью. Редки маломощные прослои серых песчаников. На поверхностях напластования крупная бугристость 60—70 м
- 6) песчаники плотные массивные черные. В нижней части гравелиты и конгломераты с хорошо окатанной галечкой кварца, красных, зеленых и черных кварцитов, песчаников, гранитов, известняков 10—60 м
- 7) алевролиты серые тонко сгифрированные с очень редкими прослоями песчаников 70 м
- 8) песчаники плотные темно-серые массивные. В них струи гравелитов с пестрой окатанной галечкой 40 м
- 9) ритмичное чередование песчаников плотных полимиктовых, бугристых и серых алевролитов, реже аргиллитов 80 м
- 10) алевролиты серые 15 м
- 11) ритмичное чередование алевролитов и аргиллитов зеленоватого и малинового цветов 40 м

Разрез постунбулакской свиты р. Кара-Бура надстраивается по саю Талдыбулак (левый приток р. Кумыштаг):

- 12) алевролитовые и аргиллитовые сланцы серого цвета с 2—4-метровыми прослоями серовато-бурых песчаников со струями гравелитов и внутрiformационных конгломератов 100 м
- 13) песчаники серые и рыжевато-серые от грубо- до мелкозернистых. Характерна асимметричная стратификация 12 м
- 14) аргиллиты тонколистоватые серого цвета с редкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников 7 м
- 15) песчаники буровато-серые. В основании в 1,5-метровом пласте песчаника помещены три слоя гравелита по 20—30 см мощностью. Подошвы этих слоев мощностью по 5-см представлены конгломератами. В гравелитовой массе помещены довольно крупные «лепешечки» подстилающих сланцев 5 м

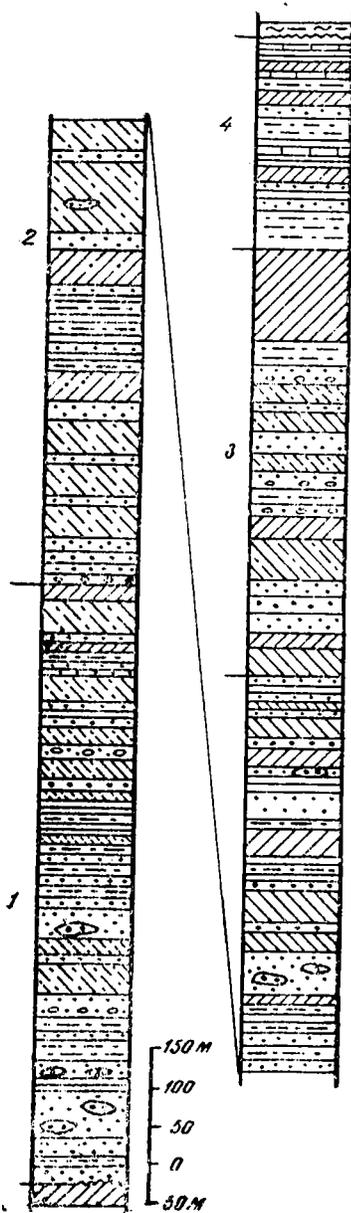


Рис. 8. Разрез постунбулакской свиты междуречья Кара-Бура и Кумышат. Условные литологические знаки на рис. 7.

- 16) аргиллитовые сланцы серые листоватые 10 м
- 17) чередование алевролитов и аргиллитов серого цвета, чередующиеся слои имеют мощность 2—3 см. В средней части этого горизонта имеется пачка чередования алевролитов и среднезернистых песчаников (мощность слоев по 5—6 см). В песчанках заметна параллельная расщелинность материала 32 м
- 18) песчанники массивные рыжевато-серые плотные средне- и крупнозернистые. В них 2—3-сантиметровые прослои гравелитов. На нижней поверхности песчанников характерны крупные бугры 5 м
- 19) чередование песчаников и алевролитов 12 м
- 20) алевролиты и аргиллиты тонколистоватые 12 м
- 21) аргиллиты вишневого и зеленого цвета 15 м
- 22) песчанники светло-серые массивные среднезернистые с иероглифами на поверхности напластования 6 м
- 23) аргиллиты серого цвета с редкими прослоями алевролитов 12 м
- 24) песчанники серые с редкими прослоями алевролитов 1,5 м
- 25) песчанники серые массивные. В самом основании имеется 10-сантиметровый слой гравелитов с лепешечками подстилающих сланцев 4 м
- 26) аргиллиты зеленовато-серого и вишневого цвета 60 м
- Далее разрез постунбулакской свиты переходит с левого борта р. Талдыбулак на правый, где ее породы слагают довольно пологую синклиналию складку. Слои и пачки с 1 по 25 составляют нижнюю пестроцветную подсвиту постунбулакской свиты.
- 27) песчанники плотные сливные массивные, почти черные. Иногда в них встречаются прослои по 2—5 см мощностью гравелитов и внутриформационных конгломератов 60 м
- 28) алевролиты серые с редкими 1—2-метровыми горизонтами песчаников 150 м
- 29) песчанники серые массивные крупно- и среднезернистые 25 м
- 30) пестроцветная толща. Чередование пачек вишневых и зеленовато-серых аргиллитов и алевролитов. Редкие песчанники. Мощности пачек колеблются от 2 до 6 м 200 м
- 31) песчанники массивные серые крупно- и среднезернистые с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов 22 м
- 32) алевролиты и аргиллиты серого цвета с очень редкими слоями и линзами песчанника 150 м
- 33) песчанники серые массивные крупнозернистые чередуются с плитчатыми мелкозернистыми песчанниками и алевролитами 50 м
- 34) алевролиты и аргиллиты зеленовато-серые 40 м
- 35) аргиллиты вишневого цвета 8 м
- 36) песчанники массивные плотные средне- и крупнозернистые серого и рыжевато-серого цвета с редкими маломощными прослоями аргиллитов и со струями гравелитов 60 м
- 37) аргиллиты серого цвета 25 м
- 38) песчанники массивные серые со струями гравелитов 10 м
- 39) аргиллиты серые и зеленовато-серые с редкими прослоями аргиллитов и алевролитов вишневого цвета и темно-серых мелкозернистых песчаников 45 м
- 40) песчанники массивные плотные средне- и крупнозернистые серого и зеленовато-серого цвета со струями гравелитов 8 м
- 41) тонкое чередование зеленоватых и вишневых аргиллитов и алевролитов. На поверхностях напластования имеются иероглифы. На поперечных срезах хорошо заметна тонкая линзовидно-волнистая слоистость 32 м
- 42) аргиллиты вишневого и зеленого цвета 40 м

43) аргиллиты зеленовато-серые плотные	8 м
44) песчаники тонкослоистые. Верхние поверхности крупнобугристые. Чередуются с маломощными аргиллитами	37 м
45) аргиллиты зеленовато-серые, с редкими пачками вишневого цвета аргиллитов. Имеются прослои песчаников по 0,2--0,7 м мощности, содержат струи гравелитов	60 м
46) гравелиты с линзами крупно- и среднезернистых песчаников. В средней части слой метровой мощности вишневого цвета аргиллитов	11 м
47) аргиллиты серые с 0,5—1-метровыми прослоями песчаника в верхней части пачки	50 м
48) чередование песчаников мелко- и среднезернистых массивных серого и рыжевато-серого цвета с серыми аргиллитами	36 м

Шарнир синклинальной складки, в которую смята сероцветная толща постунбулакской свиты, полого погружается на юго-восток, где в разрезе по саю Постунбулак сероцветная толща (средняя подсвита — с 25 по 47 слои) наращивается следующими слоями:

49) аргиллиты серого и вишневого цвета	60 м
50) песчаники и гравелиты массивные и плитчатые	70 м
51) алевролиты и аргиллиты серые	55 м
52) алевролиты вишневого и зеленого цвета	30 м
53) чередование песчаников массивных рыжеватых (мощность прослоев 2—3 м), алевролитов и аргиллитов серого цвета (мощность прослоев 3—5 м). Основания песчаниковых слоев сложены гравелитами и виутриформационными конгломератами	70 м
54) алевролиты серые с редкими прослоями песчаника	10 м
55) песчаники рыжеватые массивные. В них обломочки подстилающих серых алевролитов и аргиллитов	30 м
56) алевролиты и аргиллиты серые. В них очень редкие маломощные прослои мелкозернистых песчаников	60 м
57) песчаники рыжевато-серые средне- и крупнозернистые. Массивные пласты чередуются с плитчатыми алевролитами. Мощность песчаниковых слоев составляет 1,5—2 м. В нижней части появляются гравелиты и мелкогалечные конгломераты	25 м
58) алевролиты зеленовато-серые	30 м
59) аргиллиты вишневого цвета с прослоями зеленовато-серых аргиллитов и алевролитов, редких мелкозернистых песчаников бурого и зеленовато-серого цвета. Встречаются пятнистые аргиллиты и алевролиты с очень специфичными округлыми пятнами светлого зеленоватого тона. Местами отмечены участки с примазками медной зелени. На поверхностях напластования песчаников имеется мелкая волнопробойная рябь, на поперечных срезах — тонкая косая слойчатость	120 м

Преимущественно красноцветная толща аргиллитов, алевролитов и песчаников приведенного разреза (пачки с 48 по 59) мощностью в 560 м очень напоминает кызылбельскую свиту стратотипической местности (р. Курган) по цвету пород. Данное обстоятельство послужило причиной идентификации этих различных по составу и мощности толщ и выделение их в качестве единой кызылбельской свиты [Додонова Т. А., 1957]. Однако красноцветная толща постунбулакской свиты отличается от кызылбельской своим составом.

Для нее характерна ассоциация красноцветных аргиллитов и алевролитов с песчаниками, гравелитами, для кызылбельской же свиты типичны ассоциации красноцветных аргиллитов с известняками. Последняя по простиранию замещается преимущественно карбонатной толщей.

Красноцветная толща по р. Постунбулак наращается выше толщей пестрого состава, куда входят светлые аркозовые и кварцевые песчаники и гравелиты, чередующиеся с пачками красноцветных и реже зеленоцветных аргиллитов, а также серые и зеленовато-серые аргиллиты с прослоями и линзами плотных песчаных и глинистых известняков.

На красноцветные аргиллиты пачки 59 вышеприведенного разреза ложатся:

60) алевролиты зеленоватые	50 м
61) чередование песчаников кварцевых тонкослоистых и алевролитов зеленовато-серых	15 м
62) аргиллиты вишневые	12,5 м
63) песчаники кварцевые крупнозернистые	1,5 м
64) аргиллиты вишневого цвета	7 м
65) песчаники внизу кварцевые, в средней части аркозовые, крупнозернистые, под ними зеленоватые плитчатые	5 м
66) алевролиты вишневого и зеленого цвета	6 м
67) алевролиты зеленоватые с прослоями кварцевых песчаников. Основание пачки представлено 4-метровым слоем крупнозернистых кварцевых песчаников	9 м
68) алевролиты вишневые с маломощными прослоями зеленоватых разновидностей	15 м
69) алевролиты серые листовидные. В нижней части прослой плотных серых песчаников	30 м
70) аргиллиты зеленовато-серые с прослоями и линзами буроватых с поверхности, серых на склоне глинистых известняков	40 м
71) аргиллиты и алевролиты зеленовато-серые с редкими тонкими прослоями песчаника	20 м
72) чередование алевролитов, аргиллитов и тонкослоистых песчаников	11 м
73) песчаники темно-зеленые слюдистые толстоплитчатые	22 м
74) аргиллиты вишневого цвета с прослоями зеленоватых алевролитов (2—5 см) и зеленовато-розоватых плотных глинистых песчаников	20 м

Через закрытый промежуток, размер которого трудно определить, поскольку разрез переходит с левого борта р. Кумыштаг (в месте его слияния с впадающим в нее саем Постунбулак) на ее правый борт, в русле реки обнажены:

75) алевролиты серые тонкослоистые, иногда тонкополосчатые с лещикообразными линзами и тонкими прослоями серых алевролитовых известняков	25 м
76) аргиллиты красноцветные с редкими в средней части пластинами серых песчаных известняков	7 м
77) равномерное флишеподобное (то тонкое, то грубое) чередование серых аргиллитов и серых известняков	26 м

Перекрываются углисто-глинистыми и кремнистыми сланцами чичканской свиты.

Суммарная мощность разреза поступбулакской свиты составляет 2810 м. Эта огромная серия пород четко подразделяется на четыре подсвиты (рис. 8): 1) самая нижняя пестроцветная в 800 м мощностью; 2) сероцветная до 1125 м мощностью; 3) красноцветная в 560 м; 4) верхняя пестроцветная в 320 м.

К поступбулакской свите должны быть отнесены также конгломераты сая Майлибулак, верховьев сая Табылгаты (правые притоки по р. Ур-Марал), с верховьев р. Узунахмат. Полоса развития этих конгломератов обрамляет древнее конседиментационное Курган-Карагоинское поднятие (рис. 16). Мощность поступбулакской свиты здесь сильно сокращается, большая часть ее объема состоит из гравелитов и конгломератов, галька которых представлена хорошо окатанными полированными пестрыми по окраске кварцитами и хуже окатанными обломками известняков подстилающей сагызганской (?) свиты. В этих известняковых обломках по саю Табылгаты обнаружены микрофитолиты IV комплекса.

В целом разрезы свиты в этих районах построены одногиппно. Отмечается общее погрубение состава толщи вверх по разрезу. Нижняя часть сложена красноцветными алевролитами, аргиллитами или же красновато-коричневыми кварцевыми песчаниками, а верхняя гравелитами и конгломератами. Наиболее представительными разрезами свиты этого типа являются разрезы саев Майлибулак и Табылгаты.

В первом из них на обломочных известняках и известняковых конгломератах сагызганской (?) свиты лежат:

- 1) гравелиты и мелкогалечные конгломераты темно-коричневые массивные, преимущественно кварцевого состава. Разделены в средней части слоем коричневого песчаника и алевролита. Верхняя половина горизонта начинается грубыми конгломератами 8 м
- 2) чередование песчаников и алевролитов. Мощность песчаниковых прослоев от 10--15 до 30 см, алевролитовых и аргиллитовых --- 5 см. Алевролиты и аргиллиты зеленоватого и черного цвета 6 м
- 3) конгломераты массивные мелкогалечные, в основании --- среднегалечные. Среди обломков начинают проявляться известняки 3 м
- 4) песчаники массивные коричневые с линзами и прослоями гравелитов 4 м
- 5) конгломераты средне- и крупногалечные массивные коричневые плотные слоистые. В основаниях слоев имеются уплотненные слабоориентированные обломки плитчатых разноцветных известняков.

Вверх по разрезу количество и размер известняковых обломков увеличивается. Известняковые обломки достигают 30--40 см в поперечнике, кварцевые 7--8 см 20 м

- 6) песчаники плитчатые темно-коричневые 5 м

Коксуйская свита. Распространение свиты ограничено урочищем Малый Карой в Малом Каратау. По объему соответствует большей части нщзов песчанико-конгломератовой подсвиты схемы П. Л. Безрукова (Стратиграфический словарь, М., 1956). Верхняя часть этой подсвиты выделена [Королев В. Г., Максумова Р. А., 1964, 1968] в самостоятельную актугайскую свиту, которая несогласно с размывом залегает на разных горизонтах джанытасских известняков. Последние содержат богатый комплекс строматолитов верхнего рифея и микрофитолитов III и IV комплексов [Еганов Э. А., Советов Ю. К., 1975]. Породы смяты в широкие пологие брахиформные складки. Более узкие, приближающиеся к изоклинальным складки наблюдаются только в зонах смятия, прилегающих непосредственно к разломам.

Свита довольно изменчива по простиранию как по составу, так и по мощностям. Наиболее полный разрез она имеет на юго-восточном погружении Малого Каратау, так по р. Кок-Тал на известняки с малиновыми сланцами джанытасской свиты налегают:

- 1) песчаники зеленовато-серые среднезернистые, по простиранию переходящие в крупнозернистые. Последние содержат струи гравелитов и даже мелкогалечных конгломератов с пестроцветной кремнево-кварцевой галечкой 1,5--2 м
- 2) аргиллиты табачно-зеленого цвета с линзами ярко-зеленых песчанников 15 м
- 3) песчаники темно-серые плотные 12 м
- 4) песчаники зеленые крупнозернистые с прослоями гравелитов 12 м
- 5) алевролиты и аргиллиты вишневого, зеленоватого и табачного цветов с маломощными прослоями песчанников 25--30 м
- 6) песчаники зеленовато-табачного цвета с обильной примесью чешуек слюды и алевролиты. В них отдельные прослои и линзы плотных, серых однородных по составу песчанников 40 м
- 7) гравелиты и конгломераты с пестроцветной хорошо окатанной кремнево-кварцевой галечкой. Конгломераты образуют быстро выклинивающиеся линзы внутри гравелитов 50 м
- 8) ритмично построенная толща зеленоватых, в верхней части черных алевролитов и аргиллитов. В основании каждого ритма слой массивных сливких кварцитовидных песчанников и гравелитов 60 м
- 9) гравелиты с линзами конгломератов с пестроцветной кремнево-кварцевой галечкой. По простиранию увеличивается мощность горизонта, увеличивается количество конгломератов 15 м
- 10) тонкое ритмичное чередование песчанников, алевролитов, аргиллитов. Песчаники плотные кварцитовидные полимиктовые табачного цвета. Алевролиты черные, аргиллиты темные с вишневым оттенком 50 м
- 11) алевролиты темно-вишневые, почти черные. На поверхностях напластования мелкие округлые пятна светло-зеленого цвета. Тончайшие зеленоватые прослои мелкозернистых песчанников, сильно слюдястых 40--45 м
- 12) алевролиты и аргиллиты тонкополосчатые 100--150 м

Коксуйская свита перекрывается аркозовыми песчаниками актугайской свиты.

В северо-западном направлении по мере приближения к Джанытасскому поднятию мощность свиты резко сокращается, весь разрез ее полностью сложен гравелитами и конгломератами. Так, по р. Кок-Су мощность свиты колеблется от 9 до 58 м. В верховьях р. Кок-Су у выхода ее из гряды тамдинских известняков в урочище на известняках и малиновых аргиллитах джанытасской свиты лежат:

- | | |
|--|-------|
| 1) песчаники среднезернистые табачного цвета | 3 м |
| 2) конгломераты крупногалечные, местами валунные красноцветные с округленной хорошо окатанной галькой кварцитов белых, красных, зеленых и др. Цемент скудный песчанниковый | 2 м |
| 3) гравелиты того же состава | 3—4 м |

На них налегают аркозовые песчаники актугайской свиты.

Несколько западнее и севернее свита быстро увеличивается в мощности. Так, по первому левому притоку р. Кок-Су на джанытасские известняки, в этом месте содержащие верхнерифейские микрофитолиты, налегают:

- | | |
|--|-------|
| 1) песчаники зеленые полимиктовые косослонистые | 15 м |
| 2) конгломераты мелко- и среднегалечные косослонистые | 7—8 м |
| 3) песчаники зеленовато-табачного цвета косослонистые с линзами среднегалечных конгломератов | 25 м |
| 4) конгломераты крупногалечные, иногда валунные | 10 м |

Перекрываются аркозовыми песчаниками и гравелитами актугайской свиты.

В среднем течении р. Уч-бас в районе месторождения Герес под беркутинскими доломитами залегает толща песчаников и конгломератов, именуемая всеми геологами «гересскими конгломератами». До сих пор существуют различные мнения по поводу их стратиграфической позиции. После выявления верхнерифейской джанытасской известняковой свиты, обломки пород которой составляют гальки и валуны этих конгломератов, отпал вариант их более древнего (на уровне большекаройской свиты) возраста. Пока остается открытым вопросом соответствие гересских конгломератов одной кокусуйской свите или же всему разрезу вендского комплекса в Малом Каратау. Разрез этой толщи по саю Таргол (правый приток р. Уч-бас) построен следующим образом. На песчаниках большекаройской свиты лежат:

- | | |
|--|---------|
| 1) песчаники зеленовато-серые с большим содержанием кварцевых обломков, косослонистые. Встречается редкая рассеянная галька | 30—40 м |
| 2) конгломераты грубослонистые с нестрой хорошо окатанной галькой. Размер галек самый разнообразный, колеблется от 0,3 до 20—30 см. Среди галек наиболее распространены гранитные, кислых эффузивов, различных по цвету известняков, песчаников, кремней. Размер обломков увеличивается вверх по разрезу | 70—80 м |

3) алевролиты шоколадного и зеленоватого цвета расслапцованные, с палочковой отдельностью. Зеленоватые разновидности образуют либо выдержанные по простираению пачки до 3—4 м мощностью, либо образуют неправильной формы участки среди алевролитов шоколадного цвета. Алевролиты полосчатые. Полосчатость тонкая горизонтальная и косая. Довольно часто встречаются прослои мелкозернистых песчаников, линзы гравелигов. В алевролитах рассеяны гальчки разнообразного состава. 120 м

4) конгломераты, лежащие с небольшим размывом на подстилающих алевролитах. Галька здесь гораздо крупнее, чем в нижних конгломератах. Части валуны размером до 0,5—0,7 м. Насыщенность гальками обильная. Наиболее крупная галька состоит из известняков и крупнозернистых полимиктовых зеленоватых песчаников. Среди мелких галек встречены и плоские, которые заметно наклонены в одну сторону (к ЮЗ 220°). Конгломераты вмещают пачки зеленоватых и шоколадных алевролитов, в свою очередь включающих линзы конгломератов и песчаников 70—80 м

В известняковых обломках конгломератов присутствуют верхнерифейские онколиты. Перекрыты они с угловым несогласием доломитами беркутинской и конгломератами кыршабактинской свит.

В палеогеографическом плане распространение гересских конгломератов приурочено к юго-западному склону Джанытасского поднятия, которым они отделяются от Малокаройского прогиба.

Коксуйская и постунбулакская свиты являются стратиграфическими аналогами. Об этом свидетельствует сходный литологический состав этих двух свит, одинаковое положение в разрезе. Они подстилаются верхнерифейскими карбонатными толщами, а перекрываются отложениями малокаройской серии. Состав свит исключительно терригенный. В известняковых обломках конгломератов обеих свит содержатся микропроблематики III и IV комплексов.

Венд (V)

Малокаройская серия

Акугайская свита. Выделена в Малом Каратау [Королев В. Г., Максумова Р. А., 1968] из песчанико-конгломератовой подсвиты П. Л. Безрукова. Маркирующий характер толщи подчеркивался еще И. И. Машкарой (1938) и С. К. Чеховичем. Свита прекрасно прослеживается во всех разрезах в урочищах Малый Карой, Аю-Саккан и по р. Кок-Су. В последнее время появились материалы, свидетельствующие о возможности выделения ее и в Таласском хребте.

В Малом Каратау свита несогласно ложится на разные горизонты коксуйской свиты. По р. Шабакты пос. Ак-Тугай В. Г. Королевым наблюдалось угловое несогласие между этими двумя свитами.

Акугуйская свита сложена светлыми розоватыми, часто косослоистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, малиновыми алевролитами и аргиллитами, редко зеленоватотабачными песчаниками с глауконитом. Породы обычно построены в крупные ритмы. Приведем описание стратогипического разреза свиты по р. Ак-Тугай в Малом Каратау, где на зеленоватых песчаниках коксуйской свиты с угловым несогласием лежат (рис. 9):

- 1) песчаники аркозовые буровато-розовые средне- и крупнозернистые. Сложены в серии косых слоев, в основании которых присутствуют гравелиты, а в верхней части — конгломераты 15 м
- 2) песчаники грязно-зеленого, цвета мелко- и среднезернистые тонкоплитчатые с небольшим количеством глауконита и обильными чешуйками слюды 7 м
- 3) песчаники бурые полимиктовые грубозернистые средне- и тонкоплитчатые 3 м
- 4) песчаники темно-бурые плохо сортированные крупнозернистые с большим содержанием лимонита в цементе 4 м
- 5) песчаники розоватые аркозовые грубоплитчатые и массивные. В основании серий косых слоев имеются гравелиты и мелкогалечные конгломераты 8 м
- 6) конгломераты мелкогалечные пестроцветные косослоистые 5 м
- 7) конгломераты крупногалечные с железистым цементом 1,5 м
- 8) песчаники розоватые среднезернистые с линзами гравелита 10 м
- 9) песчаники темно-бурые полимиктовые среднезернистые среднеплитчатые косослоистые с обильными чешуйками слюды. В верхней части имеются маломощные прослои зеленоватых крупнозернистых песчаников 20 м
- 10) песчаники зеленоватые тонкоплитчатые мелко- и среднезернистые. В средней части прослои алевролитов 10 м
- 11) песчаники темно-бурые плитчатые мелко- и среднезернистые с линзами гравелитов 12 м
- 12) гравелиты розовые аркозовые с рассеянными включениями хорошо окатанной гальки. В средней части основания косослоистых серий составляют конгломераты 20 м
- 13) песчаники темно-розовые аркозовые грубозернистые среднеплитчатые 11 м
- 14) гравелиты и крупнозернистые косослоистые песчаники светлые, почти белые, аркозовые по составу. В верхней части прослой в 30 см крупногалечных конгломератов 40 м
- 15) песчаники грязно-зеленые крупно- и среднезернистые тонкоплитчатые с крупными включениями обломков розовых полевых шпатов 8—30 м
- 16) конгломераты мелкогалечные и гравелиты с хорошо окатанной пестроцветной галькой 3 м
- 17) песчаники коричнево-бурые крупнозернистые, на поверхности рыхлые 9 м

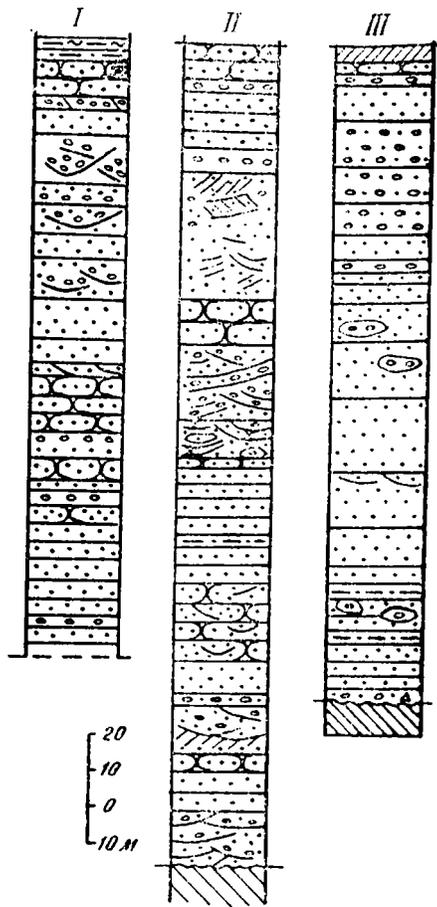


Рис. 9. Разрезы актугайской свиты в Малом Каратау: I—по р. Кыр-Шабакты; II — по р. Ак-Тугай; III—по р. Кок-Тал. Условные литологические знаки на рис. 7.

Перекрыты они песчаниками, алевролитами и туфами чичканской свиты.

Мощность актугайской свиты в этом разрезе составляет 220 м. Примерно такие же мощности наблюдаются почти по всем выходам свиты в Малом Каратау. Исключением является район бассейна р. Кок-Су, где мощность ее резко падает и колеблется от 25 до 50 м. Объясняется это положением данных разрезов на северо-восточном склоне джанытасского

поднятия. В целом наблюдается поглубение состава песчаников, гравелитов и конгломератов в северном и северо-западном направлениях. В районе р. Коктал в разрезе практически отсутствуют конгломераты, меньший объем составляют гравелиты. В этом же юго-восточном направлении исчезает слоистость. В Таласском хребте это уже вполне мористые горизонтально-слоистые образования. В целом же сохраняется состав свиты (с увеличением объема более тонкозернистых пород) и общее ритмичное ее построение. Переход от постунбулакской свиты не так резко подчеркнут, как от коксуйской.

Верхняя часть постунбулакской свиты в Таласском хребте представлена толщей малиновых алевролитов, аргиллитов и мелкозернистых песчаников розоватого и кремового цветов. На серых алевролитах, составляющих верхнюю часть малиновой толщи по руч. Постунбулак (левый приток р. Кумыштаг) с карманообразной поверхностью контакта лежат:

1) песчаники плотные светлые аркозовые крупнозернистые	1,5 м
2) песчаники зеленоватые аркозовые, венчаются слоем плотных кварцитовидных песчаников	3 м
3) алевролиты серые и вишневые	20 м
4) песчаники светлые аркозовые крупнозернистые.	3 м
5) песчаники зеленоватые среднезернистые с рассеянными включениями пестрых окатанных галечек	4 м
6) алевролиты серые и вишневые	15 м
7) алевролиты серые тонкослоистые, иногда тонкополосчатые с лещинкообразными линзами и тонкими прослоями серых и буроватых алевролитистых и песчаных известняков	30 м
8) аргиллиты красноцветные с редкими (в средней части) пластинами серых алевролитистых известняков	7 м
9) аргиллиты и известняки серого цвета находятся то в тонком, то в грубом флишеподобном переслаивании	26 м

Перекрываются они углисто-глинистыми сланцами с окремненными известняками чичканской свиты. Ранее Ш. Ш. Сабдушевым эта толща относилась к самому верхнему подразделению кызылбельской свиты (кз₄). Аналогичное строение свита имеет и в разрезе по саю Байтобет, р. Карагайлю.

Акутагская свита в Таласском хребте имеет незначительное распространение. Она участвует в строении крыльев Кумыштагской синклинали, обрамляя с севера и с юга бешташские известняки по р. Кумыштаг. Естественно, что на такой небольшой площади трудно выявить какие-то фациальные закономерности изменения акугайской свиты. На Курган-Карагаинском поднятии свита отсутствует. Чичканская свита здесь залегает на красноцветных алевролитах кызылбельской свиты.

Актугайская свита является хорошим стратиграфическим репером, позволяющим проводить корреляцию разрезов верхов докембрия в Таласо-Каратауской и Каратау-Чаткало-Нарынской структурно-фациальных зонах. В Улу-Тау (Южный Казахстан) эти аркозы заведомо моложе актасского комплекса гранитоидов, датированных 650 ± 30 млн лет.

Чичканская свита. Выделена вначале в Таласском хребте, прослежена и на территории Малого Каратау [Королев В. Г., Максумова Р. А., 1964; 1968]. Ранее Т. А. Додоновой она включалась в состав курганской свиты и описывалась как нижняя ее подсвита. Выделение свиты оправдано ее литологической самостоятельностью, выдержанностью состава на большой территории от восточной части Таласского хребта в Ичке-Тау и Малом Каратау, а также сходным сообществом строматолитов, содержащихся в ней и позволяющих выделять свиту как самостоятельный стратиграфический горизонт. В составе свиты характерны серые, черные и зеленовато-серые углисто-глинистые, углисто-кремнистые и алевролитоглинистые серицито-глинистые и серицито-кремнистые сланцы с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников, пепловых туфов, туффигов, окремненных доломитов и доломитизированных известняков. Свита очень легко узнается. Имея в целом сходный состав слагающих пород по всей площади распространения, она представлена двумя типами разрезов как в Таласском хребте, так и в Малом Каратау. Первый наиболее мощный отличается однородным, преимущественно глинисто-кремнисто-сланцевым составом, второй — глинисто-сланцево-карбонатным составом. Для последнего типа разреза свиты характерно отчетливое двучленное строение. Верхняя половина разреза сложена окремненными строматолитовыми известняками. Приведем эталонные разрезы этих двух типов. Первый наиболее полно представлен по р. Кумыштаг по южному крылу Кумыштагской синклинали, где на глинисто-алевролитовые породы актугайской свиты налегают:

- 1) сланцы углисто-глинистые с редкими маломощными прослоями бурых с поверхности известняков с участками окремнения 12 м
- 2) сланцы углисто-глинистые черные листоватые с прослоями черных средне- и толстоплитчатых кремней 8 м
- 3) сланцы углисто-глинистые с линзами-прослоями буроватого с поверхности окремненного известняка 21 м
- 4) аргиллиты черные углисто-глинистые и углисто-глинисто-кремнистые 15 м
- 5) аргиллиты черные углисто-глинисто-кремнистые с редкими прослоями глинистых, местами окремненных известняков 30 м
- 6) сланцы черные углисто-кремнистые тонко- и среднеслоистые плотные 12 м
- 7) сланцы углисто-глинисто-кремнистые с прослоями светло-серых окремненных бурых с поверхности известняков 12 м

Перекрываются светлыми тонкозернистыми туфами курганской свиты, суммарная мощность этого разреза свиты составляет 110 м.

Районы Курган-Карагаинского поднятия и хр. Ичкеле-Тау характеризуются развитием второго типа разреза чичканской свиты. Наиболее типичным разрезом свиты для бассейна р. Карагаин является разрез по левому ее притоку — Кичикташсаю, где на малиновые сланцы кызылбельской свиты ложатся:

- | | |
|--|------|
| 1) сланцы зеленые алевролитовые листоватые | 9 м |
| 2) сланцы плотные зеленоватые окремненные с линзами серого известняка | 10 м |
| 3) сланцы глинистые и глинисто-кремнистые пепельного цвета ритмично чередуются с черными и зеленоватыми кремнями и серыми известняками | 50 м |
| 4) известняки массивные светло-серые окремненные с пластовыми строматолитами | 60 м |

Перекрываются они с размывом кембро-ордовикскими известняками бешташской свиты. Последние имеют в основании слой щебневых межформационных конгломератов. Ранее чичканские и бешташские известняки по р. Карагаин рассматривались как единая бешташская свита. При более внимательном изучении выявились их отличия. Бешташские известняки образуют светлые обрывистые обнажения, чичканские — более сглаженные рыжеватые выходы. Чичканские известняки бассейна р. Карагаин содержат строматолиты, принадлежащие к группе столбчато-пластовых построек, стратиграфическое значение которых пока не выяснено.

Очень сходно построены разрез рек Курган и Чичкан. По р. Курган на светлые мраморизованные известняки чаткарагайской и малиновые сланцы кызылбельской свит ложатся:

- | | |
|--|------------------|
| 1) сланцы глинисто-кремнистые темно-серые с поверхности буроватые, иногда почти углистые, содержат тонкие прослойки черных кремней | 35—40 м |
| 2) известняки светлые мраморизованные со строматолитовыми постройками | 20—25 м |
| 3) кремни светлые и темные строматолитовые | 5—15 м |
| 4) через переслаивание переходят в рыжеватые с поверхности, темно-серые и черные на сколе полосчатые кремнистые сланцы. В них прослой черных кремней | 10—30 см
30 м |
| 5) кремни черные и зеленоватые с причудливой водорослевой (?) текстурой и прослоями пепловых туфов | 4 м |
| 6) кремни сиреневого цвета со строматолитовыми постройками. Строматолиты образуют тонкие длинные столбики. Вмещающая масса кремнистая и карбонатная. Имеются маломощные прослой пепловых туфов | 12 м |
| 7) кремни черные со строматолитовой структурой, есть редкие «гаубицы» строматолитов | 3 м |
| 8) светлые кремни | 2 м |

9) Кремнистые сланцы буроватые с поверхности, черные
на сколе 1,5—2 м

Выше идут грубозернистые туфы курганской свиты. В окремненных доломитах этого разреза в 1960 г. Л. Б. Дядюченко, В. В. Киселевым и В. Г. Королевым обнаружены строматолиты, которые И. Н. Крыловым отнесены к группе *Linella*. В кремнистых сланцах средней части свиты встречены столбчатые строматолиты *Patomia ossica* Kryl [Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов И. Н., 1965].

И, наконец, очень сходно, несмотря на большое удаление построен разрез свиты в хребте Ичкеле-Тау, где в сае Янги-Арык, напротив поселка Ключевка, на пестроцветных алевролитах поступулакской свиты лежат:

1) песчаники светло-серые кварц-полевошпатовые плитчатые (исключено, что они будут являться в хр. Ичкеле-Тау аналогом актугайской свиты) 3—4 м

2) аргиллиты кремнистые, зеленовато-серые тонкослоистые с прослоями кварц-полевошпатовых песчаников с доломитовым цементом 5—10 м

3) аргиллиты пепельно-серые углисто-глинистые 2,5 м

4) кремни темно-серые грубоплитчатые с редкими «гаубицами», обломками строматолитов, шаровыми биостромами 3—5 м

5) «гаубичный горизонт» — черные строматолитовые кремни 2,5—5 м

6) доломиты светлые зеленоватые, почти сплошь окварцованные темно-серые и черные, зеленые глинисто-кремнистые аргиллиты, ритмично чередующиеся. Основания ритмов представлены зеленоватой глинисто-карбонатной породой, верхняя часть — светлыми кварцитовидными доломитами, состоящими из изолированных «кубков» столбчатых строматолитов 23—26 м

7) песчаники кварцевые светлые микроритмичные 3—7 м

8) доломиты светлые зеленовато-серые окварцованные строматолитовые, реже желтоватые, зеленоватые с прослоями кварцито-песчаников, глинисто-кремнистых пород 5—14 м

Перекрываются песчаниками курганской свиты. Мощность свиты в этом разрезе составляет 70 м.

В окремненных доломитах этого разреза В. П. Петровым впервые обнаружены строматолиты в 1957 г., а затем В. Г. Королевым — в 1963 г. эти строматолитовые кремни отнесены к чичканской свите. И. Н. Крыловым эти строматолиты определены как *Soprophyton gaubitza* Kryl., *Linella avis* Kryl., *Patomia ossica* Kryl., и строматолиты, напоминающие *Thungussia*.

В Малом Каратау чичканская свита соответствует кремнисто-известняковой подсвите П. Л. Безрукова и сланцево-доломитовой подсвите малокаройской свиты С. Г. Анкиновича (1961). Свита сложена табачно-зелеными, серыми, черными, глинистыми, глинисто-алевролитовыми, глинисто-кремнистыми, кремнистыми сланцами, окремненными доломитами, туфа-

ми, туффитами и подчиненными песчаниками. В разрезе по р. Шабакты (рис. 10) выше актугайских аркозов лежат следующие породы:

- 1) песчаники зеленоватые, мелкозернистые, чередующиеся с коричнево-бурыми алевролитами с прослоями коричнево-бурых туфов и туффитов с мелкими фосфоритными стяжениями 12 м
- 2) переслаивание темно-малиновых и грязно-зеленых туфов и туффитов. Появляются редкие прослои черных кремней с шаровыми образованиями строматолитов 3—7 м
- 3) ритмичное чередование ярко-зеленых, серых, темно-серых мелкозернистых туфов, тонко переслаивающихся с черными кремнями, грязно-зеленых, зеленых и серых полосчатых туфо-кремней, черных линзовидных бугристых кремней с линзами-биогермами строматолитов. В некоторых ритмах имеются прослои серых плотных с поверхности буроватых кварцевых порфиров. Мощность каждого ритма 1—2 м 61 м
- 4) алевролиты зеленые с многочисленными сигарообразными, до 1—1,5 м длиной телами окремненных строматолитов *Conophyton gaubitzae* Kzul (определение И. Н. Крылова). 10 м
- 5) сланцы зеленовато-черные алевролитовые с линзами черных бугристых кремней с редкими прослоями серых доломитов 6 м
- 6) туфы ярко-зеленого цвета, ритмично чередующиеся со сланцами, зеленовато-серыми алевролитовыми, содержащими прослои черных кремней, доломитов и линзы-биогермы строматолитов 7 м
- 7) кремнисто-карбонатная массивная порода зеленоватого цвета. В породе включены черные тоненькие короткие кремнистые тела причудливых веерообразных, радиально-лучистых очертаний 1 м
- 8) сланцы тонкоплитчатые зеленовато-серые песчанистые и алевритистые с линзовидными прослоями черных бугристых строматолитовых кремней. В сланцах имеются редкие прослои доломитизированных известняков 62 м
- 9) переслаивание зеленых туфов и черных кремней 3 м
- 10) туфы зеленого цвета полосчатые и пятнистые 17 м
- 11) чередование туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов. В них стратифицированные горизонты розовых вторично измененных калишпатизированных пород. Имеются участки вторичного окварцевания 27 м

На них без видимых следов несогласия лежат крупнозернистые песчаники, с которых мы обычно начинаем курганскую свиту. Мощность свиты в этом разрезе составляет 243 м. Это наиболее мощный разрез свиты во всей Таласо-Каратауской зоне. В отличие от других он насыщен горизонтами вулканогенных пород. Отсутствуют мощные горизонты карбонатных пород. Сходно построен разрез урочища Аю-Саккан. К северо-западу и юго-востоку от р. Шабакты мощность свиты сильно уменьшается. В разрезах по р. Беркуты и Кок-Тал вновь появляются горизонты окремненных карбонатных строматолитовых пород, составляющих верхнюю часть свиты. В районе р. Кок-су свита целиком представлена табачного цвета алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, содержит четыре горизонта по 0,5—1 м мощности черных строматолитовых кремней. Мощность свиты здесь составляет всего 30 м.

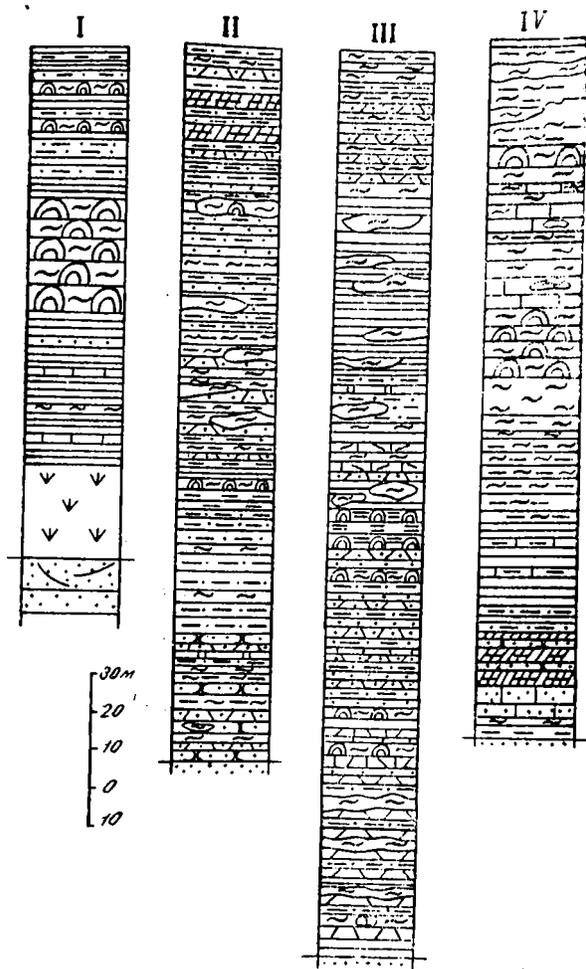


Рис. 10. Разрезы чичканской свиты в Малом Каратау: I по р. Беркуты; II — по р. Шабакты, (Аю-Саккан); III — по р. Ак-Тугай; IV — по р. Кок-Тал. Условные литологические знаки на рис. 7.

Чичканская свита так же, как и актугайская, легко диагностируется и может рассматриваться как маркирующая. Особенно важным является то, что она прослеживается от восточных районов Таласского хребта, где в бассейне р. Чичкан были впервые найдены строматолиты, до северо-запад-

ной оконечности Малого Каратау. Во многих разрезах она характеризуется сходным сообществом строматолитов, подтверждающих правильность корреляции разобобщенных, а иногда значительно удаленных друг от друга разрезов. Кроме того, в чичканских кремнях автором обнаружены образования водорослевого происхождения неясного систематического положения. Первое предварительное описание их сделала Р. Н. Огурцова. Одни из них представлены сфероидными формами, диаметр которых равен 10—40 мкм. Поверхность сетчатомелкозернистая. Окраска в шлифах желтовато-коричневая. Встречаются в виде отдельных экземпляров, либо в скоплениях. Диаметр последних до 75 мкм. В некоторых случаях наблюдаются как бы вложенные друг в друга сферы с утолщенным внешним краем. Совместно с ними встречены нитчатые микроорганизмы. Это светло-зеленые зернистые образования с утолщенными стенками (около 1 мкм) и диаметром 3—4 мкм. Расположение их бессистемное, длина отдельных частей, видимых в шлифе, более 100 мкм. Р. Н. Огурцова, просмотревшая этот материал, считает, что описанные микропроблематики относятся к прокариотным фотосинтезирующим нитчатым и сфероидальным формам типа сине-зеленых водорослей, описанных Д. Шопфом и другими исследователями из докембрийских отложений Африки, Канады, Австралии [Schopf J., William, 1969; 1970; Claud P. E., 1969].

Курганская свита. Выделена и описана Т. А. Додоновой в 1955 г. [Додонова Т. А., 1957] в восточной части Таласского хребта (бассейн р. Курган). Западнее (бассейн р. Кумышгаг) эта свита была описана А. А. Конюком под названием свиты «З». Курганская свита понимается нами [Королев В. Г., Максумова Р. А., 1964] в несколько ином объеме, чем у Т. А. Додоновой: из нее исключена нижняя маломощная часть разреза, выделенная в качестве чичканской свиты. Ложится она обычно согласно, иногда с конгломератами или песчаниками в основании на чичканскую свиту; перекрывается несогласно различными толщами. К этому несогласию приурочен длительный перерыв в осадконакоплении, во время которого были сформированы коры выветривания. Реликты последних сохранились в Малом Каратау. А. Г. Разбойниковым указывается на их присутствие по р. Курган в Таласе.

Свита сложена пестроцветными зелеными, розовыми, серыми, желтыми средне- и тонкоплитчатыми тонкослонсто-полосчатыми туфами, тефроидами, туффитами и туфопесчаниками (табл. II) с пачками аркозовых и вулканикоидных песчаников, реже конгломератов, алевролитов и кремнистоглинистых сланцев. Количественные соотношения составляющих пород меняются от участка к участку. Постоянным ос-

тается преобладающее количество вулканогенных пород-туфов. Постоянно присутствуют горизонты песчаников, гравелитов, конгломератов. Эти горизонты терригенных пород в Малом Каратау составляют основания крупных ритмов, в которые построена эта вулканогенно-осадочная толща. В некоторых разрезах Таласского хребта песчаники и конгломераты концентрируются в нижней части свиты. Это позволяет некоторым геологам выделять конгломераты и песчаники в качестве нижекурганской подсвиты. В разрезе свиты по р. Учимчек (приток р. Чон-Конуртобе) на массивные окремненные известняки чичканской свиты ложатся:

- 1) конгломераты плотные черные крупно- и среднегалечные с железисто-кварцевым цементом. Галька представлена хорошо окатанными обломками малиновых сланцев, кремнистых известняков, кварцитов, кремней, кварца 2--10 м
- 2) сланцы серые глинистые с тонкими прослоями очень плотного светлого известняка 25 м
- 3) туфы кристалло-витрокластические крупно- средне- и тонкообломочные зеленого и серого цвета, ритмично чередующиеся между собой 10 м
- 4) туфы тонкообломочные светло-серые кремнистые и туфоаргиллиты табачного и зеленого цвета глинисто-алевролитовые, ритмично чередующиеся 80 м
- 5) туфоалевролиты и туфоаргиллиты темно-вишневые полосчатые кремнистые толсто- и среднесплитчатые 60 м
- 6) туфы кремнистые полосчатые зеленого цвета 15 м
- 7) туфоаргиллиты темно-вишневые полосчатые кремнистые 45 м
- 8) сланцы малинового и табачного цвета глинистые и глинисто-алевролитовые 40 м

Перекрываются они с размывом конгломератами кумыштагской свиты. Мощность этого разреза 285 м.

Разрезы свиты в Таласском хребте отличаются присутствием горизонтов эффузивных пород. Особо насыщен ими разрез по р. Курган. В этих разрезах почти полностью отсутствуют горизонты песчаников и гравелитов.

Курганская свита Малого Каратау [Королев В. Г., Максумова Р. А., 1968] отвечает большей верхней части малокаройской свиты С. Г. Анкиновича (1961) и трем верхним подсвитам схемы П. Л. Безрукова (Стратиграфический словарь, М., 1956). От таласских разрезов каратауские отличаются большей мощностью, пестротой состава, преобладанием кластогенных вулканических пород. Свита сложена пестроокрашенными розовыми, зелеными, кирпичными, серыми средне- и тонкоплитчатыми тонкослоисто-полосчатыми туфами трахилипаритов, реже дацитов, тефроидами, туффитами, туфоаргиллитами, содержащими пачки аркозовых и вулканомиктовых песчаников. Основание свиты проводится по подошве первой пачки грубозернистых аркозов, перекрывающих тонкозернистые породы чичканской свиты. Обнажения пород свиты

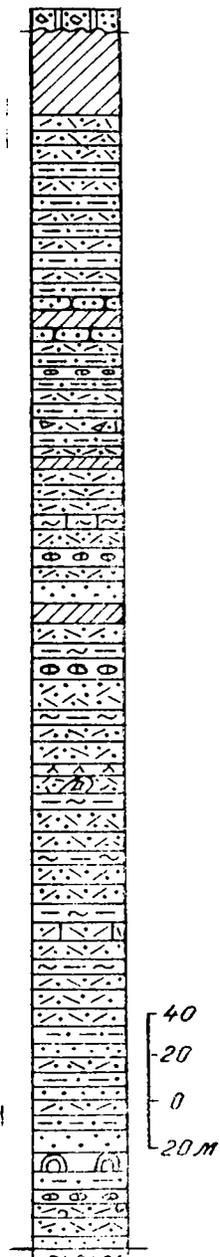


Рис. 11. Разрез курганской свиты по р. Ак-Тугай. Условные литологические знаки на рис. 7.

на территории Малого Каратау протягиваются узкой полосой с северо-запада на юго-восток примерно на 120 км.

Наиболее мощным и представительным является разрез свиты вдоль р. Шабакты около поселка Актугай (рис. 11). Здесь свита обнажена с незначительными перерывами полнотью от подошвы до кровли. Разреза ее сложен снизу вверх следующими породами:

- 1) тефроиды аркозовые грубообломочные. По простиранию на запад переходят в туфогравелиты с плотным железисто-кремнистым цементом. Галька состоит из хорошо окатанных обломков кварца, полевых шпатов, серых кремней, окремнелых известняков, малиновых туфоаргиллитов. Тефроиды имеют косослоистую текстуру 3 м
- 2) тефроиды аркозовые мелкообломочные светлые и туфоалевролиты темные, тонко чередующиеся с туфоаргиллитами. В этой пачке также прослеживаются маломощные прослойки грубозернистых туфонесчаников 7 м
- 3) туфы кристалло-витрокластические средние и мелкообломочные окремнелые зеленые полосчатые среднеплитчатые 2 м
- 4) туфопесчаники полимиктовые средние и крупнозернистые зеленовато-серые среднеплитчатые 4 м
- 5) туфопесчаники аркозовые крупнозернистые светлые 1 м
- 6) туфы кристалло-витрокластические мелко- и тонкообломочные зеленовато-бурые тонкоплитчатые и листоватые 7 м
- 7) туфы лито-кристалло-витрокластические среднеобломочные с пестрой розовато-зеленоватой окраской слоистые 0,4 м
- 8) туфы кристалло-витрокластические средние и мелкообломочные зеленовато-серые среднеплитчатые и туффиты кремнисто-глинистые зеленоватые тонко переслаивающиеся между собой 9 м
- 9) туффиты кремнисто-глинистые тонкообломочные зеленоватые чередуются с туфами кристалло-витрокластическими тонко- и мелкообломочными и туфоалевролитами. В них гнезда-колонии строматолитов 0,5 м
- 10) туфы кристалло-витрокластические мелкообломочные зеленовато-серые чередуются с туфами витрокластическими тонкообломочными зеленоватыми 32 м
- 11) тефроиды аркозовые крупнообломочные буровато-серые 25 м
- 12) туфы витро-кристаллокластические мелкообломочные пестрые зеленовато-серые, переслаивающиеся с туфами кристалло-витрокластическими тонкообломочными зелеными 31 м
- 13) тефроиды аркозовые мелкообломочные светлые розовато-красные 4 м
- 14) туфы кристалло-витрокластические мелкообломочные зеленовато-серые чередуются с туфоалевролитами и кремнистыми туффитами 80 м
- 15) туфогравелиты полимиктовые буровато-серые перемежаются в виде струй с туфопесчаниками аркозовыми серыми грубо- и крупнозернистыми. В туфогравелитах наблюдается грубая косяя слоистость 15 м
- 16) туфы кристалло-витрокластические средние и мелкозернистые полосчатые зеленовато-розовые. В них залегают пачки туфоалевролитов зеленоватых тонкоплитчатых. На поверхностях напластования наблюдаются волноприбойные знаки. В 100 м от подошвы выделяется полуметровый пласт грубозернистых аркозовых туфопесчаников 133 м
- 17) туфопесчаники аркозовые грубозернистые светло-серые, серые с чуть зеленоватым оттенком 65 м
- 18) туфоалевролиты зеленые, переслаивающиеся с туфопесчаниками мелкозернистыми средними и тонкоплитчатыми. В них прослойки (6—10 м) туфов витрокластических светлых полосчатых розовато-красных 120 м

- 19) туфонесчанники средне- и мелкозернистые зеленовато-серые, ритмично чередующиеся с туфоаргиллитами ярко-зелеными тонкоплитчатыми 19 м
- 20) туффиты кремнистые тонкообломочные розовато-кремовые среднеплитчатые с прослоями зеленых туфоалевролитов 41 м
- 21) туффиты кремнистые тонкообломочные толстоплитчатые зеленые полосчатые, с прослоями вишневых туфоаргиллитов 35 м
- 22) туффиты кремнистые тонкообломочные зеленовато-серые, чередующиеся с редкими прослоями аркозовых тефроидов мелкообломочных кирпичного цвета среднеплитчатых. В них пачки вишневых и серых туфогиллитов и туфоаргиллитов 40 м
- 23) туфоалевролиты малиновые тонко переслаивающиеся с туфопесчанниками мелкозернистыми вишнево-бурыми 40 м
- Суммарная мощность актугайского разреза курганской свиты около 700 м.

Выше идет склон, покрытый щебенкой тонкозернистых вишнево-бурых аргиллитов. Последние перекрываются зеленовато-серыми плотными доломитами беркутинской свиты, содержащими в изобилии зерна глауконита.

Второй наиболее интересный разрез наблюдается в районе крутой излучины р. Беркуты, расположенный приблизительно в 8 км севернее поселка Беркуты. Разрез неполный, но очень хорошо обнажен в средней и верхней частях.

Здесь курганская свита представляет собой толщу преимущественно зеленого цвета с редкими ржаво-бурыми прослоями. Массивные слои достигают 40—50 см мощности, а тонконаслоенные изменяются по мощности от долей сантиметра до нескольких метров. При этом толщина отдельных тонких слоев составляет 1—2 мм. В тонконаслоенных отложениях иногда видна волновая косая слоистость. В беркутинском разрезе так же, как и в актугайском, встречаются туфы кристалло-витрокластические, очень редко — прослой лито-кристалло-витрокластических туфов, тефроиды полимиктовые и аркозовые от мелко- до крупнообломочных, туффиты кремнистые и аргиллитовые от тонко- до среднезернистых; туфопесчанники аркозовые разнозернистые; туфоалевролиты и туфоаргиллиты.

Между отдельными плотными пачками пород отмечены рыхлые прослой как бы с сохранившимися более плотными участками-галечками тонкозернистых туфоалевролитов. Иногда здесь же появляются розоватые конкреционные стяжения альбитового состава с небольшим количеством гидроокислов железа. Среди зеленых кремнистых туффитов наблюдаются отдельные слои пятнистых разновидностей пород. Пятна особенно отчетливо проявляются на выветрелой поверхности. В верхах свиты мощность таких пятнистых пород достигает 8 м. В шлифах установлено, что это чистые (или с очень незначительной примесью альбита и гидрослюда) кремнистые тонкоагрегатные стяжения в кремнистом туффите.

Имеются пачки (5—6 м), представленные чередованием тонкозернистых зеленых туфоалевролитов и желтовато-розовых или ржаво-бурых, кирпичных грубо- и крупнозернистых песчаников. Границы раздела переслаивающихся пород очень резкие, иногда неровные.

Выше по разрезу залегает примерно двухсотметровая толща, состоящая из пачек переслаивания туфопесчаников, туфоалевролитов, разномзернистых туффитов. Туфопесчаники чаще образуют однородные слои толщиной 2—4 см, иногда 5—7 см. В туфоалевролитах и туффитах (мелкосреднеобломочных) нередко можно видеть сильно нарушенные текстуры, имеющие характер сингенетичных деформаций. Мощность отдельных пластов 20—30 см. Поверхности напластования туффитов часто сохраняют следы волновой ряби, причем подобное явление можно наблюдать только в тонкообломочных прослоях. Все это свидетельствует о том, что временами обстановка осадконакопления была весьма беспокойной.

Самые верхи свиты на р. Беркуты представлены полутораметровым слоем массивных среднззернистых туфопесчаников, после 20-метрового задернованного участка имеется небольшой (3—4 м) выход мелкобрекчированных зеленых туфоалевролитов. Непосредственно выше обнажаются терригенно-доломитовые породы кыр-шабактинской свиты.

Очень показательным является разрез самого северного участка по р. Шабакты (так называемый Северный Шабакты). Разрез обнажен неполно. Видна его верхняя часть, примерно 300—320 м.

Здесь так же, как и в предыдущих разрезах (актугайском и беркутинском) свита сложена слоистыми пачками различных туфов, тефроидов, туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов. Крупно- и грубообломочный материал занимает здесь значительно больший объем. Слоистость утрачивает черты строгой горизонтальности. Породы разбиты густой сетью жил и мелких прожилков беловато-серого и розового цветов, секущих слоистые толщи во всех направлениях, но чаще они идут вдоль слоев, поэтому участками создается впечатление брекчированности в породах. Прожилки (особенно мелкие, наблюдаемые в шлифах) имеют нерезкие очертания. Породы в целом значительно сильнее метаморфизированы (окварцованы, альбитизированы, аргиллитизированы и калишпатизированы), при этом наблюдается резкое разграничение кремнистой и глинистой составляющей в туффитовых породах и в основной массе туфопесчаников и туфоалевролитов. Лишь здесь в разрезе Северный Шабакты в прожилках появляется эпидот.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что источни-

ки вулканогенно-обломочного материала располагались где-то северо-западнее хребта Малый Каратау. В низах свиты вулканогенно-кремнистые горизонты содержат строматолиты, аналогичные чичканским.

Специфический состав свиты, комплекс содержащихся в них строматолитов выделяют курганскую свиту в очень яркий маркирующий горизонт, позволяющий проводить корреляцию разрезов Малого Каратау и Таласского хребта.

Курганская свита отделена крупным несогласием от вышележащих толщ. К нему приурочен перерыв в осадконакоплении, во время которого формировалась кора выветривания. Нижние ее горизонты сохранились на некоторых участках в Малом Каратау и Таласском хребте. Этой границе мы придаем важное стратиграфическое значение. Формирование коры выветривания знаменует важнейший тектонический рубеж в Средней Азии и Южном Казахстане — около 600 млн лет назад, завершающий байкальскую складчатость в этом регионе и свидетельствующий о переходе от орогенной к субплатформенной (разной длительности) стадии развития [Королев В. Г., Максумова Р. А., Мамбетов А. М., 1971, 1974].

Кумыштагская свита. Наличие 70—100-метровой конгломератовой толщи по р. Кумыштаг между бешташскими известняками вверху и пестроцветными отложениями внизу отмечалось многими исследователями Таласского Алатау. В. А. Николаев (1924) предполагал наличие перерыва между сланцевыми толщами и известняками Кумыштага, относя конгломераты к базальному горизонту последних. В. И. Смирнов (1939) между конгломератами и «свитой малиновых сланцев» усматривал стратиграфическое несогласие. А. А. Кошюк включал эти конгломераты в свиту «З», относя их к внутриформационным. Трансгрессивный контакт проводился им выше конгломератов под известняками Кумыштага.

Т. А. Додоновой (1962) по р. Кумыштаг конгломераты наряду с другими свитовыми подразделениями описывались в качестве самостоятельного горизонта. Отмечалось, что они содержат гальку подстилающих пород, т. е. лежат на курганской свите с разрывом. Конгломераты сопоставлялись ею с фосфоритоносной свитой и нижними доломитами хребта Малый Каратау. Это подразделение Ш. Ш. Сабдюшев предложил называть кумыштагской свитой. По-видимому, это удачное название, поскольку в разрезе по левому борту долины р. Кумыштаг свита очень хорошо обнажена. Наблюдается ее налегание на подстилающую курганскую свиту, на размытую поверхность розовато-коричневатых полосчатых туфов которой налегают (рис. 12):

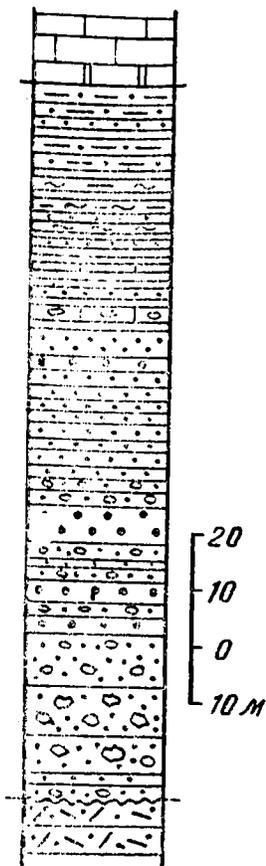


Рис. 12. Разрез кумыштанской свиты по левому борту р. Кумыштаг. Условные литологические знаки по рис. 7.

1) конгломераты крупновалушые, содержащие большое количество обломков и глыб подстилающих туфов курганской свиты. Обломки сверху одеты в буроватую рубашку, что делает их похожими на известняковую гальку. Состав обломков очень подробно описан А. А. Конюком. Им среди последних указывались песчаники (разнозернистые, кварцевые, аркозовые, полимиктовые), сланцы (филлитовидные, песчано-сланцевые, яшмовидные и кремнистые), роговики, известняки, эффузивы и туфы (кварцевый порфир, роговообманковый порфирит, миндалекаменная карбонатизированная порода спилитового облика, миндалекаменный порфирит, литокристалло-кластический туф диабазового порфирита), интрузивные породы (мелкозернистый биотит, роговообманковый гранодiorит, биотитовый гранит), валуны мелкозернистого пирита. Цемент очень скудный, известково-песчано-глинистый по составу.

В 3 м от основания прослеживается метровый пласт кварцевых гравелитов 30 м

- 2) кварциты светлые массивные с обилем вкраплений пирита 3 м
- 3) конгломераты среднегалечные 1 м
- 4) кварциты плитчатые 3 м
- 5) конгломераты крупно- и среднегалечные. В средней части встречаются пласты кварцевых гравелитов 7 м

Далее, отделяясь двухметровой согласной дайкой, идут:

- 6) песчаники светлые рыжеватые мелкозернистые, с карбонатным цементом. В верхней части содержится редкая рассеянная галечка, преимущественно кварцевая. В песчаниках местами наблюдаются тоненькие прослойки с пиритом 6 м
- 7) песчаники зеленоватые, ритмично построенные. В них в верхней части также встречается редкая рассеянная галечка. Имеются секущие зоны дробления, по которым интенсивно развиты вторичные медистые минералы 3 м
- 8) конгломераты крупногалечные. Значительная часть галек представлена пиритом и полосчатыми окварцованными породами, очень похожими на породы второй пачки этого разреза 1,5 м
- 9) песчаники рыжеватые средне- и крупнозернистые среднеплитчатые. Они секутся дайкой, в которой также развиты вторичные медистые минералы 20 м

Далее следует 50 м задернованного участка разреза, за которым обнажена пачка сероватых глинисто-кремнистых и глинисто-карбонатных полосчатых пород с прослоями светлых массивных серовато-розоватых кремней и глинистых известняков. Видимая ее мощность — 35 м. Затем опять большой участок задернован, после чего в неясных соотношениях выходят массивные светлые известняки бешташской свиты. Несколько западнее девятая пачка нашего разреза, в описании Ш. Ш. Сабдюшева надстраивается такими пачками:

- 10) песчаники зеленовато-серые полимиктовые с прослоями зеленовато-серых сланцев. В основании 30 см пласт зеленовато-серых гравелитов 7,5 м
- 11) конгломератовидная толща зеленовато-серых хлорито-серицитовых сланцев с прослоями серых известняков. В последних содержится редкая рассеянная галечка кварца и кремней. В верхней и нижней части имеются прослойки мелкозернистых и грубозернистых полимиктовых песчаников 2,6 м
- 12) переслаивание зеленовато-серых хлорито-серицитовых сланцев и темно-серых глинистых известняков с прослоями плотных грубозернистых песчаников 9,5 м
- 13) алевролиты зеленовато-серые частично рассланцованные с мелкозернистыми песчаниками 15 м
- 14) известняки буровато-лиловые тонкокристаллические 1 м
- 15) алевролиты кварцевые темные зеленовато-серые с прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников и слюдисто-глинистых сланцев 13 м

Они перекрываются светлыми массивными известняками бешташской свиты. В основании ее 20 см прослой кремнисто-серицитовых сланцев.

Очень хорошо обнажен разрез свиты по р. Кумыштаг, где последняя выходит в южном крыле кумыштагской синклинали. Здесь на туфах курганской свиты с размывом лежат:

1) конгломераты крупновалунные с гравийным заполняющим цементом. Обломки хорошо окатаны, округлены, полированы. В их составе известняки, черные кремни, зеленые туфы подстилающей курганской свиты, строматолитовые известняки, красные яшмы. Размер обломков достигает 1,5 м.

Валунные конгломераты составляют нижнюю и верхнюю часть горизонта. В средней части прослой гравелитов и грубозернистых песчаников с включениями рассеянных глыб и валунов. Мощность этих прослоев колеблется от 0,2—0,3 м до 3 м 30 м

2) алевролиты и аргиллиты серого цвета с тончайшей горизонтально линзовидной слоистостью с тонкими прослоями (0,1—0,2 см—2—3 см) более светлого мелкозернистого песчаника. Некоторые более массивные горизонты песчаников начинаются со слоя (3 см мощности) седиментационных брекчий. Удлиненные плоские обломочки подстилающих алевролитов ориентированы параллельно напластованию. В верхней части в них появляются прослой до 7—8 см мощности плотных ржаватых крупнозернистых кварцевых песчаников 25—30 м

3) алевролиты и аргиллиты тонкополосчатые ярко-зеленого и вишневого цвета 2—2,5 м

4) песчаники светло-серые массивные кварцевые с включениями мелкокристаллического пирита 6 м

Перекрываются они известняками бешташской свиты.

По р. Карагайлю (приток р. Ур-Марал) кумыштагская свита перекрывается тиллитоподобными конгломератами конуртобинской свиты. Нижняя часть кумыштагской свиты здесь не выходит на поверхность и поэтому соотношения с подстилающей курганской свитой не наблюдаются. Строение же верхней части свиты здесь таково:

- 1) алевролиты черного и пепельно-черного цвета 30 м
- 2) песчаники светлые средне- и крупнозернистые 5 м
- 3) аргиллиты серые и черные с горизонтами глинисто-кремнистых пород с прослоями серых и черных кремней 40 м
- 4) алевролиты серого цвета плотные с прослоями и линзами кварцевых песчаников 15 м

Перекрываются тиллитоподобными конгломератами.

По левобережью р. Кумыштаг А. А. Колюком выше 30-метрового горизонта конгломератов описывается пачка различных сланцев. Мощность ее достигает 120 м. В нижней части пачки сланцы буровато-черные существенно кремнистые. Вверх они переходят в более светлые разности и становятся известковистыми. На контакте с бешташскими известняками цвет сланцев голубовато-серый, а состав глинисто-известковистый. Кумыштагские известняки лежат на сланцах описываемого горизонта с угловым несогласием.

Эти конгломераты и серые сланцы вместе с подстилающими породами позднее выделенной курганской свиты А. А. Колюком относились к свите «3».

В 90 км восточнее р. Кумыштаг в бассейне р. Чичкан по северному крылу джалобекской антиклинали на туфах кур-

ганской свиты лежит красноцветная толща, именуемая нами джалобекской. Она имеет преимущественно песчаниковый состав, отличается красноцветной окраской. Разрез имеет здесь такое строение (рис. 13):

- 1) песчаники крупнозернистые светлые розоватые 10 м
- 2) пачка полосчатых темно-вишневых аргиллитов и светлых розоватых мелкозернистых песчаников. Слоистость довольно тонкая, преимущественно горизонтальная, реже линзовидная 8 м
- 3) с постепенным переходом пачка 2 сменяется песчаниками массивными вишневыми, которые в нижней части чередуются с алевролитами 20 м
- 4) песчаники светлые грубозернистые, в верхней части чередуются с вишневыми алевролитами 8 м
- 5) известняки массивно-слоистые плотные серовато-голубоватые, иногда рыжеватые 32 м
- 6) аргиллиты вишневые плотные с тоненькими линзовидными прослоями светлых розоватых мелкозернистых песчаников 4 м
- 7) алевролиты темно-вишневые массивные. В них встречаются линзо-ки-прослои светлоокрашенной разновидности той же породы 3 м
- 8) песчаники красноватые, местами голубоватые плотные массивные, местами сливные кварцитовидные. Много рассеянных кристалликов пирита. Содержат редкую рассеянную гальку, чаще всего окатанную и мелкую, размером от нескольких миллиметров до 3—5 см. Очень редко встречается крупная галька розовых эффузивов. Гальки в основном представлены красными и черными кремнями и сиреневатыми туфами подстилающей курганской свиты. Последние почти не окатаны 7 м

На них параллельно налегают светлые массивные с кремоватым оттенком известняки бешташской свиты.

В районе правобережья р. Кумыштаг по северо-восточному крылу кумыштагской синклинали по р. Чон-Конуртобе в верхах курганской свиты обособливается небольшой мощности толща (около 50 м) красноцветных алевролитов. А. Г. Разбойниковым по р. Кичи-Конуртобе в верхах курганской свиты также отмечается толща, имеющая следующее строение:

- 1) алевролиты красноцветные 5 м
- 2) сланцы глинистые красного и зеленого цвета 10 м
- 3) песчаники мелкозернистые красноцветные 10 м
- 4) алевролиты и аргиллиты тонкополосчатые красного и зеленого цвета 17 м
- 5) аргиллиты зеленовато-серого и грязно-серого цвета 20 м
- 6) мелкозернистые песчаники и алевролиты красноцветные плотные 19 м

Перекрываются по рекам Чон- и Кичи-Конуртобе тиллитоподобными конгломератами конуртобинской свиты. Возможно, что эти красноцветные толщи окажутся аналогами джалобекской толщи р. Чичкан.

Соотношение кумыштагской свиты и толщи красноцветных джалобекских песчаников пока окончательно не выяснено. Не исключено, что они занимают один и тот же стратиграфический уровень. Вопрос об их соотношении нуждается в дополнительных исследованиях.

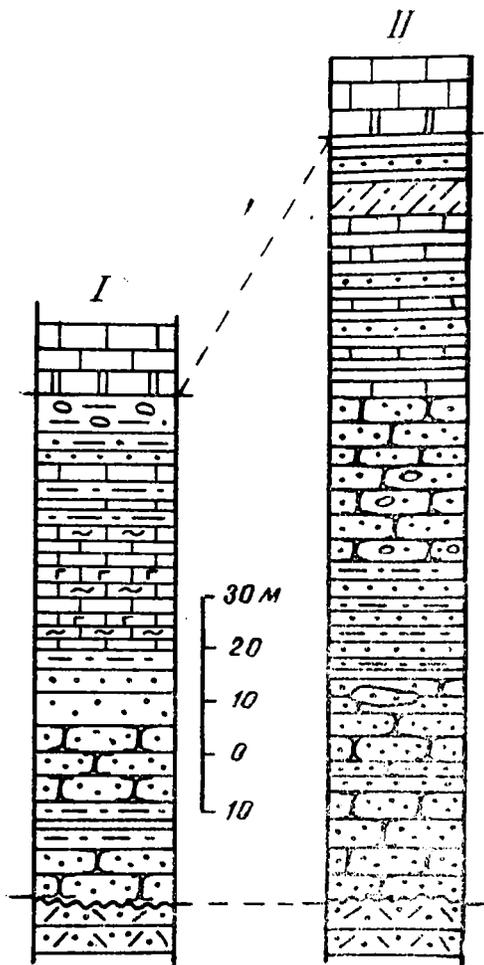


Рис. 13. Строение джалобекской толщи по саю Джалобек, правому притоку р. Чичкан (I) и по р. Кумыштаг (II). Условные литологические знаки на рис. 7.

Конуртобинская свита. Тиллитоподобные конгломераты правобережья р. Кумыштаг выделялись и описывались еще в 1964 г. [Королев В. Г., Максумова Р. А., 1964, 1968]. Сопоставлялись они с джетымской тиллитовой серией. Однако им

было присвоено неудачное название — терексайская свита. Терексайская гравелито-конгломератовая свита была выделена в 1962 г. В. Г. Королевым в бассейне р. Беш-Таш и, как оказалось в дальнейшем, занимает иное, более низкое, стратиграфическое положение, чем тиллитоподобные конгломераты Кумыштага.

В 1973 г. Е. И. Зубцовым и Е. И. Зубцовой [Зубцов Е. И., Зубцова Е. И., 1973] было предложено выделять их под названием конуртобинской свиты. По описанию Е. И. и Е. И. Зубцовых, она имеет явно выраженный мореноподобный облик. В несортированном и неслоистом песчано-глинистом матриксе этих образований беспорядочно рассеяны разновеликие гальки и валуны разнообразных пород. Среди них легко распознаются породы нижележащих толщ вендомия и рифея, а также экзотические обломки гранитов, диабазов, порфиров, метаморфических пород. Большая часть обломков имеет типичную для ледниковых валунов угловато-граненную, иногда отчетливо утюгообразную форму; нередко на их поверхности наблюдается ледниковая штриховка. Галька преимущественно небольшого размера (валуны очень редки), состав ее полимиктовый. Вмещающая гальку масса представлена аргиллитами серого и табачно-зеленого цвета. Мощность свиты достигает 70—100 м. Площадь развития ее невелика: верховья рек Чон- и Кичи-Конуртобе, Карагайлю. Конуртобинская свита несогласно ложится на кумыштагскую и также несогласно перекрывается бешташскими известняками (рис. 14). Конуртобинскими тиллитоподобными породами в Таласском хребте и завершается разрез докембрия. Самая же верхняя часть последнего представлена кыр-шабактинской свитой в Малом Каратау.

Кыр-шабактинская свита. Ранее считалось общепринятым несогласное налегание тамдинских известняков на каройские пестроцветные терригенные образования [Вебер В. Н., 1925; Машкара И. И., 1938; Безруков П. Л., 1954; Гиммельфарб Б. М., 1940; и др.]. Недавно появилось сообщение [Еганов Э. А., Советов Ю. К., 1974] о постепенном переходе разноцветных конгломератов и песчаников каройской серии к доломитам буркутинской свиты в районе фосфоритового месторождения Герес.

Противоречивость мнений о соотношении этих серий происходит из неверного представления об объеме тамдинской серии. Многими исследователями принималась вполне естественной границей между каройской и тамдинской сериями поверхность раздела массивных известняков и пестроцветных, легче разрушающихся на поверхности терригенных пород. Однако, как свидетельствуют результаты многолетних исследова-

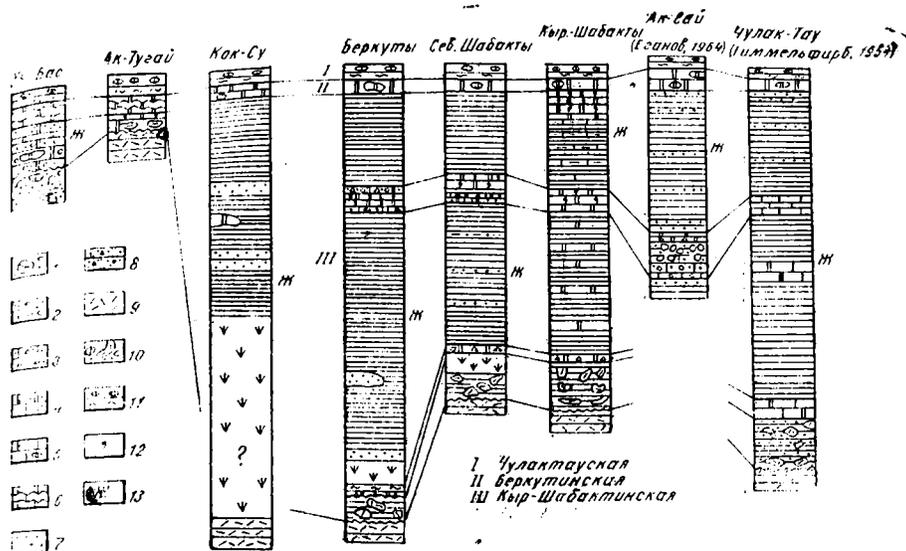


Рис. 15. Разрезы кыр-шабактинской свиты Малого Каратау (масштаб 1:1000). 1 — валунные конгломераты малокаройской серни; 2 — доломиты с включениями гальки подстилающих конгломератов; 3 — брекчированные кремненные доломиты; 4 — доломиты с песчаной примесью; 5 — доломиты с конкрециями и стяжениями кремнезема; 6 — доломиты оползневые; 7 — песчаники кварцево-полевошпатовые и полимиктовые; 8 — песчанистые доломиты с обломками черной кремнисто-фосфатной породы; 9 — вулканогенно-осадочной породы курганской свиты; 10 — брекчия из обломков подстилающей курганской свиты с глинистым цементом; 11 — кремни и фосфориты чулактауской свиты; 12 — породы, содержащие глауконит; 13 — породы с первичной красноцветной окраской.

Максумова Р. А., 1976]. Выходы свиты пространственно приурочены к наиболее северным Аксайской, Батырбайской структурам, урочищу Дегерес, бассейнам рек Кок-Су и Уч-бас.

В разрезе свиты по р. Кыр-Шабакты (Батырбайская структура), который мы принимаем за стратотинический, на рыхлые, измененные в верхней части породы курганской свиты налегают:

1) алевролиты и аргиллиты бурые неслоистые, содержащие окатанные угловатые обломки подстилающих зеленых, реже розовых туфов и туффитов курганской свиты. Сортировка обломочного материала совершенно отсутствует 10—13 м

2) брекчированная карбонатная порода массивная розоватая, сильно кремнезема. В основании имеются обломки зеленых сильно разрушенных туффитов курганской свиты 3 м

3) алевролиты малиновые замещаются по простиранию табачными алевролитами, содержащими тонкие прослои и линзы песчаников 10 м

- 4) доломиты мелко- и тонкокристаллические черные, искрящиеся на сколе, чередуются с табачными алевролитами. В верхней части пачки доломиты преобладают 50 м
- 5) доломиты розоватые известковые глауконитсодержащие с обильной примесью терригенных обломков 10 м
- 6) известняки доломитовые розоватые и табачные тонкозернистые с прослоями табачной глинисто-карбонатной породы. Содержат обильные примазки марганцевых минералов 30 м
- 7) доломиты известковистые розоватые плитчатые с обильным содержанием глауконита 10—12 м
- 8) алевролиты и аргиллиты малиновые 6—7 м

На малиновые алевролиты по резкому контакту налегают плотные массивные и слоистые доломиты беркутинской свиты. Суммарная мощность этого разреза кыр-шабактинской свиты составляет 109—115 м.

Несколько западнее в районе месторождения Беркуты Северный свита имеет более терригенный состав. На осветленные зеленоватые туфы курганской свиты ложатся:

- 1) известняково-доломитовая порода розоватая трещиноватая окремневая. В нее включены различного размера обломки подстилающих пород курганской свиты. В породе содержатся примазки черного, пачкающего руки марганцевого минерала, концентрирующегося в трещинах, пустотках, а местами пропитывающего всю породу 3 м
- 2) алевролиты и аргиллиты красно-бурые, табачные и грязно-зеленые листоватые и тонкощебенчатые; содержат прослой и линзы полевошпатовых кварцевых песчаников 80—100 м
- 3) известняково-доломитовая порода массивная, желтовато-розовая 2 м
- 4) известковистые доломиты розоватые, плитчатые, тонкозернистые, искрящиеся на сколе, в обилии содержащие глауконит. Содержание глауконита в некоторых прослоях достигает 50%. Глауконит темно-зеленый, содержащий большую примесь фосфорного ангидрида. Для доломита характерна примесь песчаного материала, представленного преимущественно хорошо окатанными зернами кварца. В доломитах глауконитовой пачки содержатся микропрослой отмыченной фракции тяжелых аксессуарных минералов (ильменит, лейкоксен, циркон, рутил и др.) (табл. IV) 5 м
- 5) конгломерато-брекчия пестроцветные, состоящие преимущественно из обломков пород подстилающей глауконитовой пачки 1 м
- 6) алевролиты и аргиллиты красно-бурые 40 м

Верхняя красно-бурая пачка венчается горизонтом «нижних» доломитов, выделенных ранее в самостоятельную беркутинскую свиту. Мощность кыр-шабактинской свиты в этом разрезе составляет 114—146 м.

Далее к западу и юго-западу состав свиты становится преимущественно терригенным. По р. Кок-Су свита представлена мощной толщей красно-бурых алевролитов. Значительную часть ее объема занимают красноцветные полимиктовые и кварцевые песчаники от средне- до грубозернистых. И, наконец, в крайней юго-западной точке распространения свиты (урочище Герес) последняя сложена красноцветными поли-

миктовыми конгломератами с карбонатным цементом. Среди них имеются линзы и прослои доломитов. Конгломераты имеют мощность от 25 до 70 м, с размывом ложатся на конгломераты малокаройской серии, по простиранию переходят в красноцветные песчаники и алевролиты. Разрезы кыр-шабактинской свиты и характер ее изменений по площади можно видеть на (рис. 15) и схеме литофаций (рис. 16). Разрезы свиты района Чулак-Тау и Ак-Сая приведены по материалам Б. М. Гиммельфарба (1954) и Э. А. Еганова, (1964). Эта свита ими описывалась в качестве верхнего карбонатного горизонта каройской серии. Необходимо отметить присутствие среди пород свиты по р. Кыр-Шабакты прослоев мелкогалечного фосфоритного конгломерата, состоящего из угловатых зерен черного кремнистого фосфорита, кварца и других обломков. Цементированы они буроватым рассыпающимся доломитом. Содержание P_2O_5 в этом пласте достигает 14%. Мощность кыр-шабактинской свиты колеблется от 5 до 180 м.

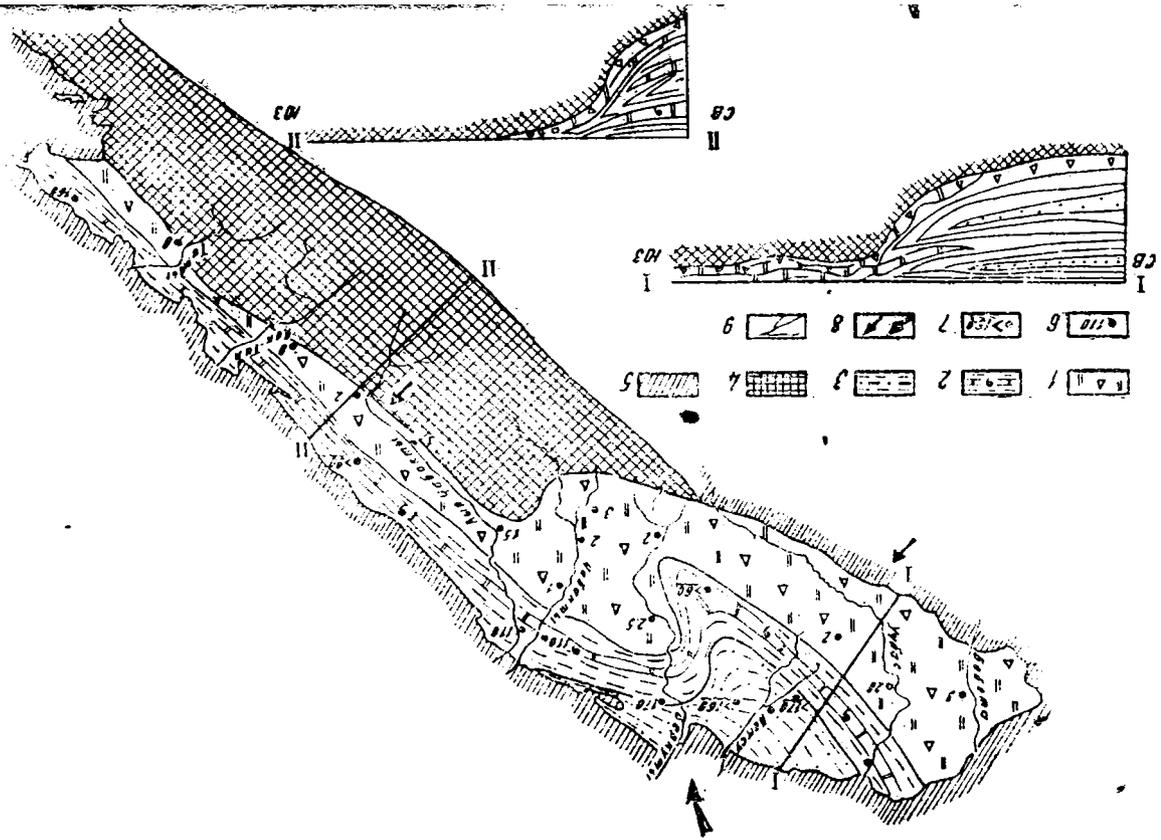
Накоплению осадков кыр-шабактинской свиты предшествовал большой перерыв, во время которого были сформированы коры химического выветривания [Максумова Р. А., 1973]. На этом стратиграфическом уровне в Тянь-Шане аналогичные образования отмечались в хребте Курук-Таг [Хушун, 1958], в бассейне р. Сарыджаз и в хребте Джетым-Тоо [Адышев М. М. и др., 1967], а также на продолжении Тянь-Шаня в хребте Улу-Тау Центрального Казахстана [Ерзалев Г. Х., 1965].

Глауконит содержащийся в самых верхах свиты, имеет возраст $560-570 \pm 30$ млн лет (К—Аг метод, определения М. А. Гаррис).

Свита согласно перекрывается беркутинскими доломитами

Беркутинская свита. Ранее всеми исследователями включалась в состав чулактауской фосфоритоносной свиты в качестве горизонта «нижних» доломитов. Учитывая литологическое единообразие этого горизонта, широкое площадное распространение даже за пределами Таласо-Каратауской структурно-формационной зоны, специфический комплекс органических остатков, заключенных в его породах, резкую, с локальными размывами границу с перекрывающей кремнисто-фосфоритоносной частью разреза чулактауской свиты, В. Г. Королев [Королев В. Г., Максумова Р. А., 1964], предложил выделять этот горизонт в качестве самостоятельной свиты, несмотря на ее малую мощность.

Преобладающий состав свиты — серые массивные доломиты мелко- и тонкозернистой структуры. Кроме того, широко распространены такие разновидности пород, как доломитовые



брекчии, песчаники и гравелиты преимущественно кварцевого состава, глауколитовые песчаники и др.

Беркутинские доломиты изучались многими исследователями. Очень подробно описано их строение, литологические особенности в работах П. Л. Безрукова, Б. М. Гиммельфарба, А. М. Гушиной, А. И. Соколова, В. Н. Холодова, А. С. Корякина. Изучавший их в последнее время Т. Д. Джумалиев приводит несколько типов разрезов этой свиты, отличающихся по мощности и соотношению терригенных и карбонатно-обломочных ее составляющих.

Наименьшую мощность и преобладание терригенных пород имеет саргоуский тип разреза. Он имеет мощность до 2 м, нижнюю его половину составляют конгломераты с доломитовым цементом, гравелиты и песчаники. Обломочные компоненты пород этого типа разреза образованы за счет продуктов разрушения толщ доберкутинского возраста. Кремнистые и кремнисто-фосфатные конкреционные образования здесь отсутствуют.

Джетымтальский тип разреза характеризуется незначительной мощностью (2—5 м), преобладанием песчаных карбонатных пород и наличием в средних частях разреза глауконита псаммито-алевролитовой размерности. Разрез свиты здесь делится на две части. В низах каждой встречаются обломки подстилающих пород и сингенетично перемытых кремнистых, кварцевых, фосфоритовых пород. Верхние их части сложены микро- и тонкокристаллическими доломитами. Оползневые текстуры и кремнистые, кремнисто-фосфатные конкреционные образования наблюдаются редко.

Коксу-Бабатинскому типу разреза присущи средняя мощность (4—12 м), преобладание хомогенных доломитовых пород, наличие кремнистых и кремнисто-фосфатных конкреционных образований и оползневых текстур. Обломочная фракция, состоящая из галечек подстилающих пород, отмечается только в основании разреза. Иногда в средних и верхних частях некоторых разрезов встречаются участки, насыщенные псаммито-алевролитовыми зёрнами кварца, глауконита, халцедона, железистых минералов.

Рис. 16. Схема распределения литофаций в кыр-шабактинское время. 1 — конгломерато-брекчии, сцементированные доломитом; 2 — красноцветные доломито-глинистые породы с глауколитом; 3 — красноцветные песчано-глинистые осадки; 4 — эродируемая суша; 5 — территория, закрытая более молодыми осадками; 6 — места составления разрезов и их мощность; 7 — разрезы с неполной мощностью за счет отсутствия нижней части; 8 — предполагаемое направления сноса терригенного материала; 9 — современная гидросеть.

Джиланский тип разреза имеет среднюю мощность (3 - 30 м), в нем преобладают хомогенные доломитовые породы, присутствуют кремнистые и кремнисто-фосфатные конкреционные образования, оползневые текстуры и доломитовые, кремнисто-фосфатно-доломитовые породы псефитовой структуры. Обломочная фракция в них образована за счет продуктов разрушения пород самой же беркутинской свиты. Разрез имеет двучленное строение.

В Батырбайско-Аксайском типе разреза свита сложена разнокристаллическими доломитами без кремнистых и кремнисто-фосфатных включений. В нижней части иногда содержатся зерна кварца, халцедона и железистых минералов.

Л. Ф. Чербянова (1977) подразделяет горизонт «нижних» доломитов на три слоя, связанных постепенными переходами. В основании лежат доломитовые брекчии с обломками подстилающих пород, средний слой сложен доломитами и линзами гравийно-песчаного материала, он сменяется слоем мелкозернистых доломитов с реликтами биоморфных структур.

В ряде изученных нами разрезов взаимоотношения кыр-шабактинской и вышележащей беркутинской свит очевидны: «нижние» доломиты согласно (а местами с постепенным переходом) залегают на кыр-шабактинскую свиту. В урочище Аю-Саккан и Малый Карой кыр-шабактинская свита как будто исчезает. На разные горизонты курганской свиты сразу ложатся беркутинские доломиты. Но необходимо отметить, что в тех разрезах, где присутствует кыр-шабактинская свита, строение «нижних» доломитов предельно простое. В целом это однородная пачка, состоящая из равномернозернистого криптокристаллического доломита. Мощность его сравнительно невелика. В Малом Карое, где кыр-шабактинская свита отсутствует, «нижние» доломиты имеют двучленное строение (это было замечено еще П. Л. Безруковым), а мощность увеличивается. Нижняя половина «нижних» доломитов — это обычно плохо отсортированная порода с обилием остроугольных обломков подстилающих пород, сцементированных песчаным или карбонатным цементом. По простиранию этот пласт конгломерато-брекчий переходит в песчаники, иногда почти чисто кварцевые. Мощность пласта не превышает 3 м. На этих обломочных породах лежит двухметровая пачка тонкослоистых зеленоватых доломитов с прослоями и линзами песчаника. В этой пачке обычно содержится глауконит. А выше этих двух пачек лежит горизонт массивных доломитов со всеми особенностями, присущими собственно беркутинским доломитам более северных и северо-западных разрезов.

Приведенные данные позволяют предполагать, что нижняя часть беркутинских доломитов урочища Малый Карой и Аю-

Саккаш является фаціальным аналогом красноцветных терригенно-карбонатных пород кыр-шабактинской свиты северных и северо-западных районов Малого Каратау.

В беркутинской свите встречаются остатки микрофитоцитов, свойственных юдомскому комплексу Сибири (*Vesiculargites ramosus*, *bothrydioformis*, *concretus*, *rectus*; *Vermiculites irregularis*; *Osagia monolamelosa*, *minuta*, *Nubecularites porulius*), а также первые остатки протоконодонтов, встреченных в Сибири в верхах немакит-далдынского горизонта, также охарактеризованного четвертым комплексом микрофитоцитов.

На биостратиграфической шкале беркутинская свита А. М. Мамбетовым отнесена к зоне *Protohertzia* [Королев В. Г. и др., 1974], а многочисленные остатки конодонтоморфных организмов — к зоне *Protohertzina anabarites* Miss., *P. syciformis* Miss. Встречаются единичные *Anabarites ex gr. trisulcatus* Miss. Это несомненно подтверждает правильность корреляции беркутинской свиты с верхней частью юдомской свиты Сибири и ее аналогами в том же регионе.

Стратиграфическое расчленение толщ какого-либо района было бы неполным, если бы мы не попытались найти аналоги выделенных подразделений в соседних районах и возможность выявления надежных корреляционных уровней, зафиксированных в разрезе присутствием информативных пород, толщ, формаций таких, как кварциты, конгломераты, тиллиты, коры выветривания и др.

В позднем докембрии Таласо-Каратауской зоны выделяются несколько таких уровней. Одному из них соответствует накопление тиллитоподобных пород конуртобинской свиты. Хотя еще и не доказана ледниковая природа этих образований, по тем не менее они очень специфичны по составу, отличаются от всех других отложений рассматриваемого интервала времени. Поэтому наиболее обоснованным является сопоставление джетымской и улутавской (без самых пизов) серий хребтов Джетымтау, Улутау и Каратау с кумыштагской и конуртобинской свитами Таласского хребта. Все непосредственно подстилают карбонатную и кремнисто-карбонатную формации кембро-ордовика и содержат тиллитоподобные породы.

Эпоха формирования кор выветривания перед кыр-шабактинским временем является вторым крупным корреляционным уровнем. Реликты этих кор выветривания обнаружены на некоторых участках Таласо-Каратауской [Максумова Р. А., 1973] и Каратау-Чаткало-Нарынской зон [Ху Шу Юн, 1958; Адышев М. М. и др., 1967].

И, наконец, третий корреляционный уровень — это начало мощной тектонической активизации, с которой связано

проявление гранитоидного магматизма (650--670 млн лет) и начало формирования наложенных орогенных прогибов. Последнее событие во многих районах Тянь-Шаня фиксируется накоплением аркозовых песчаников различной мощности (актугайская свита и ее аналоги в Таласо-Каратауской зоне, аркозовые песчаники Бештора в Пскемском хребте и, возможно, толща Сарыбельный-Чонторы в хребте Джетым-Тау).

В Центральном Казахстане этому событию по времени накопления и характеру слагающих формаций отвечает акбулакская серия осадков Байконурского синклиория.

Выявление этих трех уровней в Таласо-Каратауской зоне позволило нам провести корреляцию с отложениями верхнего докембрия соседней с юга Каратау-Чаткало-Нарынской структурно-формационной зоной Срединного Тянь-Шаня (см. рис. 17).

Нижняя возрастная граница тиллитосодержащей улутауской (=джетымской) серии определяется налеганием на кумыстинские граниты с возрастом 670 млн лет, а подошва малокаройской вулканогенно-осадочной серии Таласо-Каратауской структурно-фациальной зоны трассируется на основании акбулакской серии в Улутау, лежащей на актасских гранитах, имеющих возраст 650 млн лет. Обе серии — малокаройская (=акбулакская) и джетымская (=улутавская) — перекрываются байконурскими тиллитами. Последние повсюду в Тянь-Шане непосредственно подстилают нижнекембрийские отложения.

Не исключая варианта прямой корреляции нижнетиллитового комплекса Срединного Тянь-Шаня и малокаройской вулканогенно-осадочной серии венда Северного Тянь-Шаня, мы пока малокаройскую серию помещаем ниже уровня нижних тиллитов (аналогично соотношению ледникового и эффузивного комплексов воынской серии Русской платформы) [Хоментовский В. В., 1976].

При выявлении нижней границы венда и вендомия в нашем регионе мы пытались использовать все существующие в нынешнее время методические приемы расчленения докембрия. Историко-геологический метод позволил нам предположить несколько таких уровней.

Широко распространено мнение о венде, как о важнейшем этапе развития Земли, с которым связана первая обширная морская трансгрессия на древние платформы [Соколов Б. С., 1964, 1968; Келлер Б. М. и др., 1968; Хоментовский В. В., 1974]. Эти палеогеографические изменения интерпретируются как результат структурной перестройки древних платформ на рубеже венд-верхний рифей.

В Тянь-Шане в самых верхах докембрия такая перест-

ройка произошла в начале кыр-шабактинского времени и отвечает началу морской трансгрессии на спивелированную поверхность закончивших свое развитие байкальских геосинклиналей.

Трудно руководствоваться принципом преимущественного терригенного осадконакопления в венде в нашем регионе, поскольку терригенные толщи в пределах многогеосинклинальной зоны начали накапливаться здесь гораздо раньше, еще в верхнем и даже среднем рифее. Однако распространение тиллитовых пород в этом комплексе отложений в Тянь-Шане позволяет нам ограничить снизу вендский комплекс по крайней мере подошвой джетымской серии («нижние тиллиты») и ее аналогов, параллелизуя в данном случае нижние тиллиты с лапландскими. Известно, что под этими тиллитами на Русской платформе к вендомии отнесены еще терригенные отложения верхней части пересыпкинской серии и пачелмская серия, содержащие в породах IV комплекс микропроблематик [Журавлева З. А., Чумаков Н. М., 1968; Ревенко Э. А., 1969; Бессонова В. Я., Нарожных Л. И., 1970; Нарожных Л. И., Постникова И. Е., 1971]. Это заставляет нас рассматривать терригенные толщи постунбулакской и коксуйской свит, содержащих в гальке конгломератов IV комплекс микропроблематик, как возможные аналоги нижневендомийских (кудашских) отложений Русской платформы.

По времени накопления лапландским тиллитам скорее всего будут соответствовать именно «нижние тиллиты» Тянь-Шаня (а не «верхние»), поскольку они пространственно связаны с комплексом вулканогенных отложений, что также характерно и для лапландских тиллитов.

Огромное количество данных свидетельствует о том, что период, отвечающий вендомии, был беспокойным в тектоническом отношении и отличался интенсивностью движений и преимущественным накоплением грубых орогенных формаций.

Байкальские молассы, описанные Ю. Р. Беккером (1968) широко представлены на Южном и Среднем Урале. Широко развиты байкальские молассы по южному и юго-западному обрамлению Сибирской платформы [Анатольева А. И., 1972; Григорьев В. Н., Семихатов М. А., 1958, 1961; Клитин К. А. Постельников Е. С., 1966; 1973]. Поскольку в вендский этап во многих районах прошло завершение байкальской складчатости и формирование моласс, мы имеем возможность предполагать нижнюю границу вендомия в Тянь-Шане также в основании группы молассовых формаций. Однако, как выяснилось, байкальские орогенные молассовые формации Тянь-Шаня подразделяются на молассы, связанные с завершением геосинклинального развития (нижние молассы сагызганской,

Рис. 17. Основные типы разрезов отложений переходных от верхнего рифея к нижнему кембрию. Типы пород (1—15): 1 — конгломераты; 2 — тиллитоподобные конгломераты; 3 — гравелиты; 4 — песчаники; 5 — алевродиты; 6 — аргиллиты; 7 — кремни; 8 — глинисто-кремнистые породы; 9 — фосфориты; 10 — известняки; 11 — доломиты; 12 — туфы кварцевых порфиров; 13 — эффузивы и туфы основного состава; 14 — гематит-магнетитовые руды; 15 — кора выветривания.

Органические остатки (16—23): 16 — трилобиты; 17 — беззамковые брахиоподы; 18 — хиолиты, хиолительминты; 19 — протоконодонты; 20 — строматолиты; 21 — онколиты; 22 — онколиты в гальке конгломератов; 23 — строматолиты в гальке конгломератов; комплексы акритарх: 24 — **немакит-дадынский**; 25 — **доштоваский**; 26 — **люкатинско-вергальский**.

коксуйской, постунбулакской свит и их аналогов) и молассы (отложенных орогенных структур (малокаройская серия). Какой границе отдать предпочтение, еще не совсем ясно.

В Северном Тянь-Шане довольно широко развиты карбонатные толщи, содержащие верхнерифейские строматолиты (*Inzeria*, *Minjagia Gynnozolen*) и IV комплекс микропроблематических остатков (чаткарагайская, джанытасская, айлампатауская свиты). Они с разрывом перекрываются конгломерато-песчанниковой толщей коксуйской и постунбулакской свит. В известняковой гальке конгломератов этих свит содержатся верхнерифейские строматолиты и микрофитолиты IV комплекса. Довольно логичным было бы провести границу вендомия в Северном Тянь-Шане по основанию этих свит. Сами терригенные породы этого комплекса органических остатков не содержат. С верхнерифейскими образованиями они образуют единые складчатые структуры.

По формационному составу и в структурном отношении резко обособливается комплекс отложений малокаройской серии, которая имеет четко выраженное трехчленное строение. Внизу она сложена аркозами базального типа (актугайская свита), которые в Улутау (Южный Казахстан) заведомо моложе актасского комплекса гранитоидов, датированных 650 ± 20 млн лет*. Вышележащая карбонатно-кремнистая толща (чичканская свита), образующая вместе с аркозами надежный стратиграфический репер, включает биогермы и биостромы строматолитов вендского типа по И. Н. Крылову (*Lipella*, *Ratomia* и др.). Верхним членом разрезов является пестроцветная вулканогенно-осадочная толща, в нижней части включающая те же строматолитовые постройки (курганская свита), частично замещающая грубообломочными отложениями. Перекрываются они несогласно герригенной кумыштанской и конуртобинской свитами, содержащими в верхней части разреза тиллиты, которые в Тянь-Шане и Казах-

* Цифра 650 ± 20 млн лет получена U=Pb—Th методом [Зайцев Е. И. и др., 1974].

стане являются надежным маркирующим горизонтом (байконурский горизонт).

В Чаткало-Нарынской зоне между маркирующими базальтовыми аркозами и «верхними (байконурскими) тиллитами» залегает переменчивой мощности толща преимущественно грубообломочных отложений, включающих местами «нижние тиллиты», а на поднятиях субщелочные базальтоиды. Нижний возрастной предел этого комплекса определяется несогласным налеганием на гранитоиды с возрастом 670 ± 20 млн лет* (Кумыстинский массив в Большом Каратау) и наличием в валунах тиллитов микрофитолитов IV комплекса. По положению в разрезе и по сочетанию тиллитов с субщелочными среднеосновными породами представляется возможной корреляция малокарыйской серии «нижних тиллитов» с вольтинской серией венда Русской платформы.

Байконурские («верхние») тиллиты залегают с разрывом на различных подстилающих толщах, максимально приближаясь к границе нижнего кембрия. Тиллиты в целом имеют небольшую мощность, тем не менее распространение их определяется огромной территорией Средней Азии, Казахстана и Китая.

На Русской и Сибирской платформах в этом возрастном интервале отсутствуют следы оледенения. По времени формирования они скорее всего отвечают верхам валдайского горизонта и непосредственно предшествуют немакит-далдынской структурной перестройке, по В. Е. Савицкому [Егорова Л. И., Савицкий В. Е., 1969], на Сибирской платформе. В известняковой гальке «верхних тиллитов» также содержатся микрофитолиты IV комплекса и синие-зеленые водоросли.

Региональным несогласием и корами выветривания отделен самый верхний терригенно-карбонатный комплекс (глауконито-кварцевые песчаники, красноцветные аргиллиты, алевролиты, доломиты кыр-шабактинской и беркутинской свиты и их аналоги). Глаукониты верхов кыр-шабактинской свиты имеют возраст $560-570 \pm 30$ млн лет (определение М. А. Гаррис, К—Аг метод). Беркутинская свита в своей верхней части содержит наряду с микрофитолитами IV комплекса остатки конодонтоморфных организмов, позволяющих параллелизовать эту часть разреза с немакит-далдынским горизонтом юдомской свиты Сибири. Согласно залегающая выше фосфоритоносная чулактауская свита охарактеризована, как уже указывалось, суннагинско-кенядинской ассоциацией зоопроblemатик, по В. В. Миссаржевскому и А. Мамбетову.

* Цифра 670 ± 20 млн лет получена альфа-свинцовым методом [Зайцев Е. И. и др., 1974].

Анализируя принятый вариант корреляции тянь-шаньских разрезов со стратотипическими разрезами вендомия, можно утверждать, что в первой половине вендомия Среднеазиатский и Южноказахстанский регион формировался сходно с Русской платформой и Уралом, во второй половине — с Китайской и затем Сибирской платформами, и является таким образом связующим звеном разрезов вендомия Русской и Сибирской платформ. Следовательно, к нижнему вендомию (кудашу) нами отнесены коксуйская и постунбулакская свиты, к верхнему вендомию или венду — малокаройская серия, кумыштагская, конуртобинская, кыр-шабактинская и беркутинская свиты.

Орогенный комплекс, кроме вендских толщ, включает небольшой мощности отложения верхнерифейского возраста. К ним относятся кызылбельская и сагызганская свиты Таласского хребта и тогузбайская свита Малого Каратау.

БАЙКАЛЬСКИЕ ОРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ТАЛАСО-КАРАТАУСКОЙ ЗОНЫ

В данной работе нет необходимости касаться разбора множества толкований термина «орогенез», поскольку эта большая и противоречивая проблема полно изложена и обсуждена в работах А. А. Богданова, [Богданов А. А. и др., 1972], Н. С. Шатского (1947), Н. П. Хераскова (1963), О. А. Мазаровича (1972, 1973), А. А. Моссаковского (1965, 1968, 1975), М. В. Муратова (1964), В. Е. Хаина, [Муратов М. В., Хайн В. Е., 1968] и многих других исследователей. Необходимо отметить, что «орогенез» в данной работе приравнивается по своему содержанию к понятию «горообразование». Выявление признаков орогенеза, как подчеркивал Н. П. Херасков (1963), возможно при литологическом анализе формаций. Истоки такого подхода можно видеть уже у М. Бертрана, который понятие «орогенез» как «горообразование» связывал с изучением вещественного состава пород. В своих палеогеографических реконструкциях он связывал образование флишевых и молассовых отложений с горным рельефом (Bertrand, 1887). Большинство геологов характерной чертой всех орогенных формационных комплексов считают наличие терригенных отложений преимущественно песчаникового и конгломератового состава. Со временем этот ведущий признак был дополнен целым рядом других характерных особенностей. И, наконец, в последней сводке А. А. Моссаковского (1975) они уже предстают в довольно полном и исчерпывающем виде. Главными критериями установления проявления орогенеза считаются: 1) существование горного расчлененного рельефа, формирующегося на фоне дифференцированного сводово-глыбового поднятия; 2) континентальная, либо прибрежно-морская обстановка седиментации; 3) грубообломочный молассовый тип отложений; 4) накопление их в межгорных впадинах и краевых прогибах, мульдах, грабенах, наложенных на складчатый фундамент; 5) проявление наземного вулканизма основного, среднего и кислого состава; 6) внедрение гранитоидных интрузий; 7) германотипный (складчатоблоковый) стиль тектонических дислокаций.

В основу выделения формаций в данной работе положены принципы парагенетических связей, разработанные Н. С. Шатским (1954, 1955) при изучении конкретных формаций. При выделении формаций учитывался не только состав, но и способ сочетания (строения) пород в той или в иной толще [Херасков Н. П., 1952].

Каждая выделенная формация характеризуется своим специфическим вещественным составом («седиментационным фондом или петрофондом», по И. В. Хворовой (1965), зависящим от его источника и физико-географических условий формирования, коренным образом менявшихся в результате тектонических движений. Формации представляют собой определенный набор литологических комплексов, тесно связанных между собой. Литологические комплексы являются следующими более низкими в иерархическом порядке структурными единицами формаций. Один и тот же комплекс может повторяться как в вертикальном разрезе формации, так и в латеральном направлении. Смена комплексов в пространственном ряду («градации формаций») отражает фациальные изменения в палеогиббах; вертикальная же их смена есть результат общего направленного изменения осадкообразования во времени. Иногда один комплекс пород составляет целую формацию. Некоторые комплексы иногда получают географическое название (карабуринский, коксуйский и др.).

И, наконец, элементарными составляющими формации, следующими за породами, приняты парагенетические породные ассоциации. Необходимость и принципы их выделения, прекрасные примеры описания приведены в работе И. В. Хворовой (1961). В основу выделения породных ассоциаций положены: набор литологических разновидностей пород, их процентное соотношение, характер стратификации, текстурные и структурные особенности.

Некоторые породные ассоциации многократно повторяются в объеме комплекса и являются, таким образом, типичными его членами, другие же — встречаются редко. В данной работе приводится описание типичных породных ассоциаций, составляющих общий облик формации. Определив принятое автором содержание понятий орогенных формаций, перейдем к их конкретному описанию.

Зеленоцветная флишоидно-молассовая карбонатно-терригенная формация

Объединяет отложения сагызганской и кызылбельской свит Таласского хребта и тогузбайской свиты Малого Карагау. Имеет две градации, пространственное развитие кото-

рых определяется существованием в позднем рифее двух краевых поднятий (Джанытасского и Курган-Чичканского) и разделяющего их Центрального Таласо-Каратауского прогиба (рис. 18). Несмотря на имеющиеся явные черты сходства, эти две градации отличаются друг от друга как особенностями состава пород, так и мощностями.

Градация прогиба представлена сагызганской свитой, сложенной песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками и конгломератами. Мощность ее колеблется от 750 до 1050 м.

Песчаники окрашены в зеленоватые, рыжеватые и серые цвета. Зернистость их варьирует от грубой до тонкой, преобладают средне- и крупнозернистые разновидности. По соотношению основных минеральных компонентов песчаники относятся к аркозово-кварцевым из семейства кварцевых песчаников. Иногда встречаются породы, близкие к граувакковым аркозам (подразделения песчаников приняты по классификации А. Г. Коссовской, 1962). Глинистые породы в зависимости от степени вторичных изменений преобразованы в хлоритоглинистые, серицито-хлорито-кремнистые и хлорито-кварцевые сланцы. Среди известняков характерны мелко- и среднекристаллические разновидности. Примесь терригенного материала в них едва достигает 5%, редко встречаются доломитовые известняки. Окраска карбонатных пород светло-серая, иногда — белая, черная, зеленоватая и розоватая.

Характерно присутствие внутри песчаниковых и гравелитовых пачек горизонтов внутриформационных конгломератов. Мощность их иногда достигает 1 м. Крупные почти неокатанные обломки представлены известняками и алевро-аргиллитовыми породами местного происхождения. Размер их колеблется от 2—3 см до 20—30 см. Для заполняющего материала свойственны хорошо окатанные гальки пестроцветных кварцитов небольшого размера.

Широко развиты алевролиты и аргиллиты. Они чаще всего переслаиваются с песчаниками и известняками, редко образуя самостоятельные пачки небольшой мощности. Пачки красноцветных алевролитов и аргиллитов составляют около 7% объема комплекса. Все породы вторично изменены. Характер структурно-минералогических превращений пород позволяет отнести их к стадии метагенеза [Коссовская А. Г., Шутов В. Д., 1955; Коссовская А. Г., 1962]. Структура песчаников является blastической, текстура — сланцеватой. Для пелитовых пород и глинистого цемента песчаников характерна почти полная перекристаллизация с образованием хлорита, серицита, кварца. В распределении минеральных новообразований цемента наблюдается зональность: хлорит и сери-

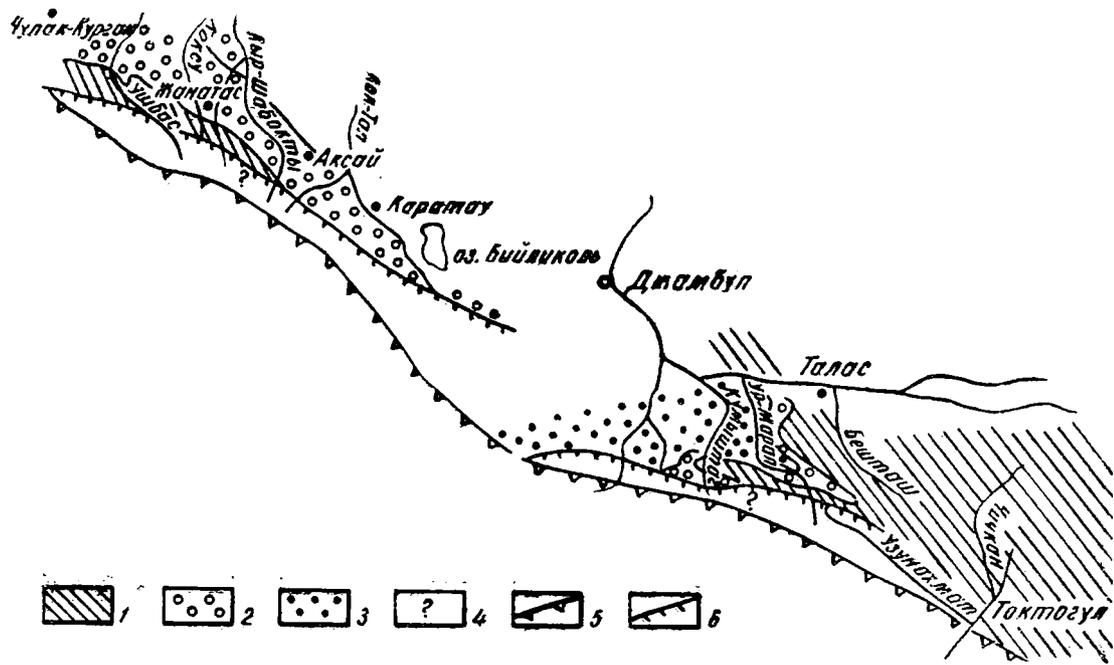


Рис. 18. Схема структурной зональности Таласо-Каратауской зоны в вендское время. 1 — Большекаройско-Кокджотский блок; 2 — Узунахматский блок; 3 — Джанытасская подзона; 4 — Курган-Чичканская подзона; 5 — Центральная Таласо-Каратауская подзона (с Таласской и Малокаройской подзонами); 6 — Таласо-Каратауский разлом; 7 — Кокджотский и Узунахмат-Кумыштагский разлом.

цит концентрируются вокруг обломочных зерен, бледноокрашенный хлорит и кварц выполняют центральную часть пор. Чешуи хлорита и серицита образуют крустификационные каемки вокруг обломков. В песчаниках часто встречаются структуры инкорпорационного внедрения [Копелювич А. В. 1965]. Явления регенерации отмечены редко и только в нижней части разреза.

Основной фон строения толщи создается чередованием пакетов сланцево-карбонатного и сланцево-песчаникового состава. В сланцево-карбонатных пакетах ритмично переслаиваются зеленовато- и буровато-серые, иногда красноцветные глинистые, карбонатно-глинистые и алевроито-глинистые сланцы, микрозернистые глинистые известняки, а в сланцево-песчаниковых — буровато-серые и зеленые разномзернистые песчаники и алевропесчаники с тонкоплитчатыми глинистыми сланцами.

Сланцево-песчаниковые пакеты составляют до 48—50% объема комплекса. Из них 18% приходится на песчаники, 30% — на песчаниково-сланцевое переслаивание. Чередующиеся пакеты построены в четкие крупные ритмы. Максимальная мощность ритма достигает 135 м, минимальная — 25 м. Средние их размеры колеблются от 50 до 70 м. Типовой ритм в основании сложен массивными зеленоватыми песчаниками, содержащими часто внутрiformационные конгломераты. В верхней половине сагызганской свиты песчаников больше, слои их массивнее. Средние части ритмов представлены алевролитами и аргиллитами, иногда красноцветными пачками алевролито-песчаникового переслаивания. Большинство ритмов завершается пачками глинисто-известнякового переслаивания. Последние составляют до 45% объема градиции прогиба. В распределении пачек красноцветных алевролитов и аргиллитов по разрезу выявляется следующая закономерность: в сланцево-песчаниковых пачках они завершают чередование, в глинисто-известняковых — начинают. Песчаники верхних ритмов значительно более грубозернисты, чем нижних.

В сложении формации принимают участие несколько литологических комплексов.

Алевролито-песчаниковый молассовый комплекс. В его составе присутствуют blastopесчаники зеленоватого и серого цвета, средне- и крупногалечные конгломераты с галькой известняка и сланца, blastоалевролиты того же цвета и сланцы серицито-хлорито-глинистого состава, несколько более темной окраски, тонколистоватые. Песчаники образуют массивные прослои (до 10—15 м) среднелзернистых разновидностей. В них совершенно отсутствует градиционная

слоистость. Содержат струи грубозернистых песчаников мощностью до 10—15 см. Слои конгломератов обильно насыщены плохо окатанной галькой — плитками серых известняков и реже сланцев, наклоненными в разные стороны, но в целом ориентированными параллельно напластованию. Размер их от 3—4 до 10 см. Породы слагают ритмы различного порядка. Ритмы обычно двучленные. Первый элемент ритма представляют песчаники массивные (до 5—6 м мощностью) средние крупнозернистые. Часто по простиранию отчетливо выявляется их линзовидное строение. Иногда они содержат линзовидные прослои (до 20—30 см мощностью) конгломератов. Последние, как правило, располагаются в средней части слоя песчаника, иногда тяготея к нижней его трети. Песчаники часто горизонтальнополосчатые. Полосчатость создается чередованием гранулометрических разностей. На поверхностях напластования часто встречается волноприбойная рябь, различного типа и размера бугристость. Второй элемент ритма по мощности намного меньше первого, сложен зеленовато-серыми алевролитами или аргиллитами. Породы его нередко обладают ясно выраженной микроритмичностью вследствие чередования двух указанных разновидностей.

Этот литологический комплекс в целом начинает крупные ритмы, из которых построена толща. Гранулометрически же песчаники верхних ритмов в общем более грубозернисты, чем песчаники нижних ритмов.

Сланцево-песчаниковый флишевый комплекс. Он типичен для средней части формации и сложен blastопесчаниками зеленоватыми, рыжеватыми, серыми, blastоалевролитами того же цвета, часто с сингенетичными деформациями и сланцами серицито-хлорито-кремнистыми. Эти породы образуют в основном два типа сочетаний. Первый отличается грубой наслоенностью, где пласты песчаников имеют мощность от 0,3 до 1 м. Гранулометрические разновидности песчаников часто распределены внутри пласта в следующем порядке: в основании — наиболее крупнозернистые, выше они переходят в тонкозернистые. Грубый материал в основании пласта слагает нижние части микроритмов (0,5—1 см), благодаря чему создается впечатление тонкой полосчатости этих песчаников. В верхней части пласта в тонкозернистых песчаниках часто имеются включения более крупных обломков. На поверхностях напластования наблюдаются различные гироглифы и неярко выраженная волноприбойная рябь.

Зеленовато-серые сланцы образуют прослои мощностью от 3—5 до 30—40 см. Иногда от сланцевых прослоев остаются только крупные (до 30—40 см в длину) обломки в основании

вышележащих песчаников, т. е. самого прослоя из-за размыва и взмучивания уже литифицированной породы нет, но реликты его остались в виде обломков в вышележащем слое.

В сланцах наблюдается довольно отчетливая тонкая полосчатость, обусловленная чередованием зеленовато-серых и более темных, иногда бурых микрослойков (от долей миллиметра до 2—3 мм). В основном полосчатость горизонтальная. Реже в верхних частях сланцевых прослоев имеются маломощные серые косых слойков. Нижняя поверхность пластов песчаников ровная или пологоволнистая, а чаще причудливой формы, характерной для текстур вдавливания в еще неотвердевшем иле.

Второй тип сочетания отличается более тонкой наслоенностью и большим относительным содержанием blastoalderolites и сланцев.

Аргиллит-известняковый комплекс (карбонатный флиш). Для него характерно преобладание известняков; по своей стратификации и по составу пород он является карбонатным флишем. В его строении участвуют пелитоморфные известняки с различным содержанием терригенной примеси, мелкоблочные известняки (калькарениты), мергели, сланцы глинисто-карбонатные серые и зеленовато-серые, реже малиновые и песчаники полимиктовые с карбонатным цементом.*

Комплекс сложен в основном пачками тонкого чередования известняков и глинисто-карбонатных сланцев. Процентное содержание составляющих пород в пачке колеблется в широких пределах; от преимущественно сланцевых, где известняки в виде отдельных стяжений или тонких линзообразных прослоев составляют до 10% объема, и до преимущественно известняковых, где плитчатые известняки иногда расщепляются маломощными (2—3 мм) сланцевыми прослоечками. Мощность пачек изменяется от 10 до 40 м. Обычно в известняковых прослоях, мощность которых от 2—3 см до 40—50 см, отчетливо наблюдается флишевая стратификация, особенно в калькаренитах. Ритмы построены как типовые флишевые. Для обнажений пород очень характерен эрозионный профиль. Наиболее устойчивыми являются первый и второй элементы ритма, образующие в обнажениях выступающие вперед стенки. На их поверхностях хорошо видны знаки ряби, гиероглифы. Пластичным породам третьего элемента ритма свойственны межпластовые деформации.

Поверхность известняковых прослоев часто бугристая. На поперечных срезах хорошо выражена тонкая косая слоистость диагональная, линзообразная, волнистая, мультяобраз-

ная с трех- и пятисантиметровой мощностью косых серий. Часто встречаются породы с текстурой подводного оползания ила. Сланцы тонкополосчатые. Полосчатость горизонтальная, очень редко косая.

Эпизодически присутствуют пласты полимиктовых песчаников, мощностью от 2—3 см до 10 м. Внутри песчаникового слоя распределение обломочного материала обычное для флишевых образований. В наиболее мощных прослоях имеется ярко выраженная микроритмичность.

Известняковый породный комплекс. Он образован черными и темно-серыми плитчатыми бугристыми известняками с шириной плиток от 2—3 см до 25—30 см, зеленовато-серыми, глинисто-карбонатными и алевролитовыми сланцами, формирующими иногда пачки (6—12 м), обычно же это тонкие прослоечки (1,5—5 см), разделяющие известняками, известняковой брекчией с глыбами и валунами известняка и сланцев размером до 0,8—1,2 м, полимиктовым среднезернистым серовато-бурым песчаником с карбонатным цементом.

Весь комплекс сложен преимущественно плитчатыми, часто бугристыми известняками и реже пачками чередования известняков и глинисто-карбонатных сланцев, где все-таки преобладают известняки. Поверхность пластов бугристая. Известняки представляют собой обломочные разности с примесью песка, алевролита. Известняки, обломочная структура которых хорошо видна невооруженным глазом, имеют типичный флишевый характер распределения обломков. Тот же тип стратификации развит и в редких прослоях карбонатных песчаников. Известняковая брекчия образует несколько горизонтов. В известняках очень часто встречается мелкая косая слоистость, а на поверхностях напластования — крупная ячеистая волновая рябь. Ритмы чаще всего маломощные, преимущественно двухкомпонентные. Очень редко среди глинисто-карбонатных сланцев появляются прослои 8—15 см зеленовато-серых мелкозернистых песчаников.

Градация краевых поднятий представлена аргиллитно-известняковым красноцветным комплексом. Он сложен алевролитами и аргиллитами вишнево-красного и реже зеленоватого цвета, доломитизированными известняками белого, розоватого, зеленоватого цветов, очень редко буроватыми и зеленоватыми песчаниками. Алевролиты обычно средне- и тонкоплитчатые, иногда полосчатые. Полосчатость обусловлена тонким чередованием прослоев мелко- и грубозернистого алевролита. В алевролитах и аргиллитах встречаются характерные округлые пятна бледно-зеленоватого цвета. На поперечных сечениях пород видна мелкая косая слоистость,

текстуры оползания пла. и на поверхностях напластования: обычно мелкая рябь. В монотонной толще алевролитов встречаются пачки тонкого чередования (по 2—7 см) прослоев алевролитов и аргиллитов, алевролитов и линзовидных прослоев мелкозернистых песчаников. Наиболее характерны для комплекса пачки чередования вишнево-красных аргиллитов и известняков. Чередование очень тонкое (от 2—5 мм до 2 см), реже более грубое (от 2 до 40 см), иногда в таких пачках аргиллиты почти полностью вытесняются известняками. В этом случае известняки часто имеют обломочную структуру. Крупные эллипсоидные плитки-обломки без перемещений захороняются в красноцветной глинистой массе. Известняково-аргиллитовые пачки присутствуют то в самых низах, то в верхах комплекса. Мощность таких пачек чередования невелика, колеблется от 3 до 8 м.

Редко аргиллиты слагают самостоятельные маломощные пачки вишнево-красных и зеленовато-серых тонкополосчатых пород. Полосчатость часто горизонтальная. Зеленоватая окраска в красноцветных пачках образует неправильной формы участки, секущие слоистость. Иногда она приурочена к выдержанным по простиранию слоям. Обычно с аргиллитовыми зеленоватыми породами связана медная минерализация. Минимальная мощность этого комплекса замерена по Джанытасской структуре (25 м), в Курган-Чичканской зоне она составляет 50—70 м.

Зеленоцветная флишондно-молассовая карбонатно-терригенная формация в вертикальном ряду сменяет карбонатную флишевую и перекрывается пестроцветной нижней молассой. Такое положение ее в разрезе обусловило присутствие в ней породных комплексов, характерных как для нижележащей флишевой, так и для перекрывающей нижнемолассовой формаций. Основной фонд, т. е. большой объем формации, представлен флишевыми сланцево-песчаниковыми и аргиллитово-известняковыми комплексами. И только 18—20% ее объема составляют песчаниковые комплексы. Стратификация слагающих пород внутри них довольно характерна для моласс. Это и послужило основанием для такого сложного ее названия. Литолого-фашиальная зональность разрезов флишево-молассовой формации обусловлена структурной дифференциацией Таласо-Каратауского многоэпизодического прогиба к концу позднего рифея (см. рис. 18). Формация занимает меньшую площадь распространения, чем подстилающая флишевая, что свидетельствует о замыкании бассейнов флишевой седиментации.

Нижняя морская моласса

Включает в себя отложения постунбулакской свиты Таласского хребта и коксуйскую свиту Малого Каратау. Объединяет два крупных, различных по составу и строению комплексов. Их пространственное размещение отвечает контурам двух подзон Центрального Таласо-Каратауского прогиба: пестроцветный алеволито-песчаниковый (карабуринский) выполняет Таласский прогиб и зеленоцветный конгломерато-гравелито-песчаниковый (коксуйский) комплекс приурочен к Малокаройской подзоне (рис. 18).

Формация резко, местами с разрывом, ложится на подстилающие образования. В известняковой гальке конгломератов нижней части формации содержатся строматолиты верхнего рифея и микрофитолиты верхнего рифея — венда. Других органических остатков в породах данной формации не обнаружено. Мощность ее достигает 2800 м.

Карабуринский комплекс (пестроцветный алеволито-песчаниковый) по объему отвечает постунбулакской свите. Мощность его достигает 2800 м. Четко делится на два подкомплекса: 1) нижний сероцветно-пестроцветный; 2) верхний красноцветный. Более половины объема сероцветно-пестроцветного песчаникового подкомплекса составляют песчаники зеленоватого, серого, рыжеватого и черного цветов средней крупнозернистые. По составу они относятся к группе полевошпатовых граувакк (рис. 19). Пределы колебаний содержания кварца—35—40%, полевого шпата—15—35%, обломков пород—25—35%. Кварцевые обломки обычно хорошо окатаны. Полевые шпаты такие же, как и в подстилающих песчаниках флишевой формации—олигоклазы и андезин-олигоклазы. Несколько возрастает роль микроклина и ортоклаза. Полевые шпаты интенсивно карбонатизированы. Обломки пород представлены преимущественно эффузивами среднего и основного состава. Остальная часть сложена кислыми эффузивами, метаморфическими и глинистыми сланцами. Заметную роль играют слюды. Среди них самыми распространенными являются хлорит, мусковит и коричневато-бурый биотит. Последний обычно обесцвечен по отдельным пакетам, хлоритизирован и аморфизован. Преобладает хлорито-серпичитовый цемент, имеются участки неизменного глинистого цемента. Обломки часто имеют крустификационную кайму. Очень характерна и ассоциация аксессуарных минералов, отличающаяся исключительным разнообразием. Их содержание относительно всей породы увеличивается. Большую часть составляют розовые цирконы, турмалины и очень интересны, но незначительны по содержанию, обломки касситерита.

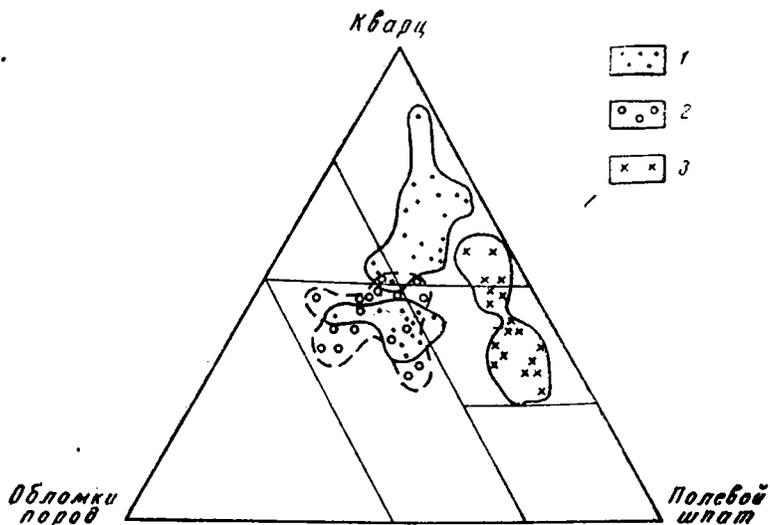


Рис. 19. Диаграмма минерального состава песчаников байкальского орогенного комплекса Таласо-Каратауской зоны. 1 — постсуббулакская свита; 2 — коксуйская свита; 3 — актугайская свита.

Глинистые сланцы разнообразны по окраске (серые, зеленовато-серые, вишневые), имеют в основном кварц-хлорит-серицитоглинистый состав и постоянную алевритовую примесь.

Небольшую, но уже довольно заметную роль относительно подстилающих формаций играют в составе комплекса гравелиты и конгломераты. В них преобладают хорошо окатанные обломки. Местами сланцевая и известняковая галька угловата. Размер галек в конгломератах 5—10 см, некоторые валуны гранитов и известняков достигают 40 см в поперечнике. Сгруженность гальки различная. Крупная галька в конгломератах и гравелитах представлена зеленовато-серыми сланцами, известняками, гранитами, кварцитами различной окраски. Мелкая галечка и обломки в гравелитах более разнообразны по составу. Кроме указанных выше обломков, здесь отмечены андезитовые порфиры, миндалекаменные базальты, кислые щелочные эффузивы и их туфы с различными структурами, среди которых широко представлены аллотриоморфнозернистые, трахитовые, для туфов — пепловые.

Вторичные преобразования пород подкомплекса позволяют относить их к зоне измененного глинистого цемента и начального метатенеза. Характерна раскристаллизация глинистого вещества в агрегат хлорита, серицита, кварца, иногда

встречается халцедон. Образуются крустификационные каемки вокруг обломков. Чешуи слюд интенсивно деформированы.

Подкомплекс состоит из нескольких самостоятельных пачек (или породных парагенетических ассоциаций). Так, четко снизу вверх по разрезу выделяются: 1) гравелито-песчаниковая пачка (колебание мощности от 35 до 180 м); 2) красноватая аргилито-алевролитовая (от 60 до 90 м); 3) конгломерато-песчаниковая (до 40 м); 4) сероцветная алевролит-аргиллитовая (около 70 м); 5) флишеподобная алевролитопесчаниковая (от 60 до 120 м).

Гравелито-песчаниковая ассоциация составляет основание рассматриваемого комплекса. Она сложена мощными пластами горизонтально-слоистых песчаников, разделенных маломощными слоями тонколистоватых зеленовато-серых аргиллитов. Для примера приведем соотношение мощностей в метрах чередующихся прослоев песчаников и аргиллитов трех горизонтов этой пачки.

Песчаники	Аргиллиты	Песчаники	Аргиллиты	Песчаники	Аргиллиты
3	0,05	3	0	1,5	0,25
2	0,02	2	0,02	2,3	0,20
1,7	0,05	1,7	0,05	1,8	0,04
0,4	0,07	0,4	0,07	3,20	0,5
1	0,15	1	0,25	1,20	0,5
2	—	2	—	0,3	0,4
				0,8	—

Примечание. Цифрами указаны мощности слоев в метрах.

Такие горизонты разделены трех- и пятиметровыми пачками зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов, монотонных по сложению. Песчаники преимущественно крупно- и грубозернистые. Часто в основании пластов содержится мелкая (0,5—1 см) полого ориентированная плоская галечка подстилающих аргиллитов и алевролитов. Песчаники массивные серые и розовато-серые. Распределение грубозернистых разновидностей песчаников и гравелитов в слое мелкозернистого песчаника не подчиняется какой-либо закономерности. Они концентрируются то в нижней части слоя, то в средней, то в верхней. Образуют линзовидные тела различной мощности без четких границ разделения с вмещающей массой песчаников. Поверхности напластования песчаников имеют часто крупнобугристую форму.

Красноватая аргиллит-алевролитовая ассоциация представлена довольно монотонной пачкой

тонкого ритмичного чередования вишневого цвета аргиллитов и алевролитов. Мощности чередующихся прослоев колеблются от 2—3 до 5—8 см. Редко появляются зеленовато-серые по окраске пачки того же состава. Иногда по простиранию в этой ассоциации зеленоватые породы занимают большой объем, в них появляются прослои мелкозернистых песчаников. На поверхности песчаниковых пластов широко развиты прекрасные гироглифы (табл. 1).

Конгломерато-песчаниковая пачка, несмотря на свою небольшую мощность, является маркирующей. Ее строение отражает регрессивный характер накопления осадков в это время. Для ее низов обычно довольно тонкое ритмичное чередование прослоев рыжевато-серого средне- и крупнозернистого песчаника, серого алевролита и серого и зеленовато-серого аргиллита. Выше количество песчаников увеличивается, мощности пластов возрастают. Довольно отчетливо наблюдается рассортировка обломочного материала. Верхняя, большая часть пласта представлена массивными плотными черного цвета песчаниками. В их основании содержатся линзовидные прослои гравелитов с нестроцветной окатанно-угловатой галечкой. Гравелиты по простиранию переходят в конгломераты. Последние также образуют линзы в песчаниках, мощностью 1—1,5 м, протяженностью до 3—4 м. Галька в них, как правило, хорошо окатанная, округленная, полированная, за исключением обломков аргиллитов, алевролитов и известняков местного происхождения. Размер галек в основном от 5 до 10 см, некоторые валуны (граниты, известняки) достигают 40 см в поперечнике. Сгруженность гальки в основном большая, рассеянная. Большую часть галек составляют кварц, кварциты красного, белого, зеленого цвета, песчаники, граниты, известняки. Вкост простирания прогиба (с юга на север) отмечается замещение конгломератов гравелитами.

Сероцветная алевролитово-аргиллитовая ассоциация пород очень однообразна по составу, может

Песчаник	Алевролит : аргиллит
0,7	0,01
0,3	0,07
0,1	0,25
0,08	0,20
0,07	0,45
0,18	0,30
0,5	0,09
0,6	0,05

быть маркирующей. Нижняя ее половина сложена тонко- и среднеплитчатыми алевролитами, а верхней половине значительную часть объема составляют аргиллиты. Для пород характерна карандашная отдельность.

Флишеподобная алевролитопесчаниковая ассоциация слагает верх подкомплекса. Сложена средне- и крупнозернистыми песчаниками, иногда гравелитами, алевролитами и аргиллитами вишневого, зеленоватого и серого цвета. Наиболее характерен флишеподобный тип чередования пород. В отличие от флишевых ассоциаций флишевой формации Таласа здесь отмечаются иные соотношения пород в чередованиях. Песчаников по объему больше, чем алевролитов и аргиллитов. Отсутствует отсортированная слоность в песчаниках. Для примера приведем соотношения мощностей слоев песчаника и алевролита+аргиллита в одной из таких флишеподобных пачек по р. Кумыштаг.

На поверхностях напластований пород имеются гнероглифы. Флишеподобные пачки разделяются пластами массивных песчаников, иногда со струями и линзами гравелитов. Эти пласты по своему строению очень напоминают самую нижнюю гравелито-песчаниковую ассоциацию. Нижняя поверхность песчаников крупнобугристая.

Полуколичественный спектральный анализ 20 проб нижнего подкомплекса не выявил какой-либо специализации этой пачки. Содержание всех элементов колеблется в пределах марка.

Довольно значительная по объему верхняя часть постунбулакской свиты (до 250 м) сильно отличается от низов этой свиты по составу, окраске пород и геохимической специализации. Поэтому эта часть выделяется в самостоятельный красочный песчано-аргиллитовый подкомплекс. Он представлен красочными аргиллитами и алевролитами. Это преимущественно глинисто-серицито-хлорито-кварцевые мелкозернистые породы с постоянной алевролитовой примесью, густо пигментированной тонкой сыпью гидроокислов железа и марганца. Песчаники по составу относятся к семейству аркоз (рис. 19). В низах подкомплекса — это группа граувакковых аркозов (содержание кварца — 45—50%, полевого шпата — 18—30%, обломков пород — 20—30%). В верхней части подкомплекса — собственно аркозы (содержание кварца — 65—70%, полевого шпата — 18—30%, обломков пород — 5—15%). В отличие от песчаников низов постунбулакской свиты здесь резко возрастает роль калиевых полевых шпатов (ортоклаза и микроклина). Характерной особенностью песчаников является относительно хорошая окатанность обломочного материала. Песчаники обычно разнозернистые. Основная масса

представлена глинистым материалом с элементами начальной перекристаллизации. По ней развивается мелкочешуйчатый бледно-зеленый хлорит, серицит, карбонаты. Среди карбонатов заметную роль играют доломиты. Иногда встречаются песчаники с кальцито-доломитовым цементом. Тип цементации поровый, соприкосновения, реже базальный. Особенностью песчаников является обилие обломочных чешуеобразован. Среди обломков пород преобладают хорошо окатанные кварциты, пестрые кремни, биотитовые граниты, мраморы.

Довольно часто в строении отдельных пачек участвуют мало мощные прослои светло-серых и розовых песчаных известняков.

Песчаники образуют обычно отдельные редкие мало мощные прослои среди красноцветных алевролитов и аргиллитов иногда же концентрируются в виде отдельных самостоятельных горизонтов мощностью от 3—5 до 7—8 м. В таких горизонтах мощность песчаных слоев колеблется от 5—6 см до 1 м. Они чередуются с алевролито-аргиллитовыми прослоями мощностью от 2—3 см до 0,2 м. Очень редко в песчаниках отмечается нечетко выраженная градационная слоистость. Подошва песчаников имеет пологие карманы. Кое где в песчаниках, иногда и в алевролитах хорошо сохранились признаки сингенетических деформаций — следы сползания ила по наклонному дну. Часто наблюдается тонкая линзовидная, волнистая, косая слоистость. На поверхностях напластования имеются удивительно четкие гирографы, тонкие язычковые струи, бугристость.

Толща в целом делится на ритмы разного порядка. Мощность наиболее крупных достигает 50—60 м. Основания и представлены наиболее мощными песчаными горизонтами. Вблизи подошвы песчаники светлые и темные кварцевые, аркозовые по составу, выше идут зеленоватые и серые песчаники, чередующиеся с алевролитами и аргиллитами. Верхняя часть ритмов завершается вишневыми алевролитами и аргиллитами с пачками зеленоватого цвета. Для вишневых алевролитов и аргиллитов характерны округлые зеленоватые пятна различного размера.

В нижней половине этой толщи в прослоях сероватых известковистых песчаников содержится большое количество халькопирита. Вторичные медистые минералы развиты гораздо шире, встречаются почти во всех разновидностях пород низов толщи.

В верхней части подкомплекса обособляется самостоятельная толща, мощность которой по саям Постунбулак и Байто

бет составляет около 100 м. Нижняя ее половина сходна с подстилающей красноцветной толщей, однако отличается большей насыщенностью аркозовыми песчаниками. Верхняя половина подкомплекса достаточно своеобразна. Это 50—60-метровая пачка серовато-зеленоватых и серых аргиллитов, содержащих слои и линзы плотных серых песчаников, выше появляются лепешкообразные конкреции буроватых плотных известняков. По саяю Байтобет (левобережье р. Кумыштаг) они в свою очередь перекрываются вишневыми аргиллитами, зелеными аргиллитами и алевролитами. В них появляются светлые песчаники, затем настоящие аркозы почти белого и кремового цвета с включениями обломков зеленоватого цвета.

В целом для красноцветного подкомплекса характерны повышенные содержания меди, кобальта, хрома, марганца. По данным спектрального полуколичественного анализа (аналитики Н. Устинова и А. А. Пестрикова, И. Г. АН Кирг. ССР), содержание меди превышает кларковые в 6—10, а в некоторых образцах — в 20, кобальта — в 4—5, хрома — в 8—10, а в самых верхах комплекса — в 30—100, марганца — в 10—18 раз. В одном образце (№ 158/73) алевролита из сая Байтобет выявлено содержание серебра, превышающее кларковое в 50—80 раз. В остальных образцах этого подкомплекса определению серебра мешает большое содержание марганца.

Коксуйский комплекс (зеленоцветный конгломерато-гравелито-песчаниковый) представлен коксуйской свитой. Малого Каратау. В Таласе этот комплекс развит ограничено, в узкой полосе, обрамляющей Курган-Чичканское подытие — конгломераты р. Майлибулак, перевала Табылгаты и р. Постунбулак (рис. 20).

Преобладающая часть комплекса сложена песчаниками и алевролитами (в равном объеме), затем конгломератами и гравелитами. Комплекс в целом напоминает карабуринский, отличается от него меньшей мощностью (максимальная мощность коксуйского комплекса 450 м), большей грубостью славающего материала, гораздо меньшим содержанием красноцветных пород, повсеместным развитием крупной косой слоистости руслового и прибрежно-морского типа.

Песчаники по составу близки постунбулакским и относятся к группе полевошпатовых граувакк из семейства граувакк к группе граувакковых аркоз из семейства аркоз. Пределы колебаний содержаний кварца — 35—55%, полевого шпата — 15—30%, обломков пород — 20—83% (рис. 19).

Алевролиты имеют обычно табачную, зеленоватую, буроватую окраску. Целиком для пород комплекса характерна до-

вольно хорошая сортировка по размеру, большая насыщенность обломками. Цемент в песчаниках, гравелитах и конгломератах чаще всего поровый, по составу глинисто-хлоритовый, реже карбонатный. Заметную роль среди полевых шпатов играют калиевые. В песчаниках довольно часто появляются глауконит и селадонит, чего не наблюдается в пестроцветных конгломератах. Обломки пород как в песчаниках, так и в конгломератах представлены кварцитами белыми, красными, зелеными, черными, кислыми эффузивами, гранитами серицито-глинисто-хлоритовыми, мусковито-хлорито-кварцевыми сланцами, кварцевыми песчаниками, редко эффузивами среднего — основного состава. Конгломераты преимущественно средне- и крупногалечные, редко встречаются валунные. Все конгломераты обильно насыщены гальками. Вмещающая гальки масса представлена песчанником или гравелитом обычно зеленоватого и табачного цветов. Для коксуйского комплекса в отличие от карабуринского характерно полное отсутствие флишевых породных комплексов. В наиболее полных разрезах (р. Кок-Тал и оз. Кульме) снизу вверх выделяются следующие породные ассоциации: 1) пестроцветная алевролито-песчанниковая (мощность 90—120 м); 2) песчанико-гравелито-конгломератовая (50—100 м); 3) алевролито-аргиллитовая (от 0 до 280 м). По площади хребта Малый Каратау развиты не все породные ассоциации. В северо-западном направлении последовательно исчезают алевролито-аргиллитовая, затем пестроцветная алевролито-песчанниковая. В крайних северо-западных точках (р. Уч-бас и р. Кок-Су) весь комплекс представлен одной песчанико-гравелито-конгломератовой породной ассоциацией.

Пестроцветная алевролито-песчанниковая ассоциация составляет основание комплекса в разрезах наибольшей мощности (по р. Кок-Тал и в районе оз. Кульме). Составляет из 15—30-метровых пачек вишневого и табачного аргиллитов и алевролитов, содержащих прослои и линзы буроватых, чаще табачно-зеленых песчанников. Песчанники в основном мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые. Чаще это маломощные прослои среди алевролитов, но иногда наблюдаются обособленные массивные пласты (до 12—14 м). Верх пачек представлены зеленовато-табачными массивными песчанниками. Они образуют слои мощностью от 0,5 до 1 м. Иногда в них отчетливо видна рассортировка обломочного материала по размеру. Песчанники содержат небольшое количество пачек алевролитов и аргиллитов вишневого цвета. Мощность их колеблется от 1 до 2 м. Для песчанников характерно обилие чешуек слюд. Встречаются прослои и линзы более плотного песчанника с кварцевым цементом.

Песчанико-гравелито-конгломератовая ассоциация является наиболее специфичной в коксуйском комплексе. Она построена массивными пластами преимущественно крупнозернистых песчаников, в которых отсутствует градационная слоистость. Ритмичность наблюдается только в чередовании массивных и плитчатых разновидностей песчаников. На нескольких уровнях в них появляются горизонты гравелитов и конгломератов линзовидного сложения, которые делят толщу на несколько крупных ритмов мощностью от 25 до 40 м. Каждый вышележащий горизонт конгломератов относительно нижнего является более грубогалечным. Максимальная мощность конгломератовых прослоев-линз достигает 3 м, обычно же это 0,3—0,7-метровые слои. Все конгломераты имеют косослоистое строение прибрежно-морского и руслового типа. Основания косых серий в гравелитах также представлены конгломератами. Для самих конгломератов типична асимметричная стратификация, редко встречается маятниковая и перевернутая асимметричная. Некоторые горизонты конгломератов ложатся с размывом на подстилающие отложения.

Алевролито-аргиллитовая ассоциация слагает верхи коксуйского комплекса только в Центральной зоне. К северо-западу от озера Кульме она совсем исчезает. Это довольно мощная (до 280 м) толща серых, табачных, зеленоватых, черных с вишневым оттенком алевролитов и аргиллитов. Она делится на две части приблизительно равной мощности. Нижняя более грубая по составу, в ней содержатся маломощные прослои темно-зеленых, иногда почти черных кварцитовидных песчаников. В них часто включены лепешечки подстилающих алевролитов и аргиллитов. На поверхностях напластования имеются гнероглифы. В верхней половине толщи песчаники практически исчезают, редко встречаются тончайшие прослои мелкозернистых зеленых песчаников. В алевролитах иногда обнаруживаются мелкие округлые пятна светло-зеленого цвета.

В краевых частях молассового прогиба во всей Таласо-Каратауской зоне развита только песчаниково-гравелито-конгломератовая ассоциация, отвечающая, по-видимому, времени формирования всего молассового комплекса во внутренних частях прогиба. Сюда отнесены конгломераты Гереса и р. Кок-Су (верховья) в Малом Каратау, гравелиты и конгломераты р. Постунбулак, междуречья Узунахмат — Ур-Марал и р. Майли-Булак в Таласском хребте. Для этих конгломератов в отличие от конгломератов внутренней части прогиба характерны большой процент валунистой фракции, присутствие глыб подстилающих известняков с верхнерифсской-

вендской микропроблематикой, ассоциация с красноцветными алевролитами.

В целом для формации характерно преобладание зеленоцветной окраски слагающих ее пород, красноцветные породы присутствуют в незначительном количестве. Она смята вместе с подстилающей флишевой формацией в линейные узкие складки. По характеру состава, строения и тесной связи с флишевой формацией эта толща скорее всего отвечает нижним морским молассам, как ее понимают А. А. Богданов (1959), М. В. Муратов (1963), А. А. Моссаковский (1965) и др. Она имеет все основные черты молассовых формаций подробно изученных в Предальпийском краевом прогибе [Tercier J., 1947; Наливкин Д. В., 1956] и в Средней Азии [В. И. Попов, 1954]. Такими являются: 1) присутствие в виде основных членов формации песчаников, конгломератов (типа «нагельфлю»), алевролитов, аргиллитов; 2) преобладание среди генетических комплексов прибрежно-морских и континентальных отложений; 3) значительная мощность; 4) наличие медной минерализации. Отмеченные особенности состава формации позволяют сравнивать ее пока только с более молодыми, лучше изученными молассовыми формациями. Это в первую очередь нижнепермская сероцветная нижняя моласса, очень подробно описанная В. Д. Наливкиным (1951), Б. М. Келлером (1955) и И. В. Хворовой (1961), нижняя молассовая формация Предкавказского мезокайнозойского передового прогиба [Гроссгейм В. А., 1959] и миоценовые нижние молассовые формации Прикарпатья [Михайлов А. К., 1951]. Смешение признаков флиша и молассы широко распространено в «гельветском флише», описанном в Альпах [Tercier J., 1947].

Терригенная (аркозовая) формация

Включает актугайскую свиту Малого Каратау и толщу светлых аркозовых песчаников Таласского хребта. По количественному составу слагающих минеральных компонентов в актугайских песчаниках отчетливо выделяются две группы (рис. 19): собственно аркозы, содержащие 65% кварца, 25% полевого шпата, 10% обломков пород и аркозово-кварцевые песчаники (кварца — 51%, полевого шпата — 46%, обломков пород — 3%). Кварцевые обломки преимущественно окатанные изометричные с включениями черной рудной пыли, изредка содержащей довольно крупные кристаллики циркона. Многие окатанные обломки покрыты пленкой рудной пыли. Большую часть полевых шпатов составляют решетчатый микроклин и ортоклаз. Плагноклазы окатаны, очень сильно раз-

рушены. Характерно обилие обломочных чешуек мусковита и биотита. Последний обесцвечен, хлоритизирован. Среди обломков пород преобладают хорошо окатанные зерна кварцитов, пестрых кремней, редко встречаются обломки биотитового гранита. Цемент поровый глинистый, карбонатный и кварцито-рудный. Состав акцессорных минералов песчаников отвечает «гранитному» (циркон, турмалин, рутил, сфен, шпинель, хромшпинелиды, малахит, азурит) и свидетельствует о возникновении их за счет разрушения гранитоидных пород и переотложения осадочных. По степени вторичных преобразований песчаники отнесены к зоне измененного глинистого цемента глубинного эпигенеза [Коссовская А. Г., Шутов В. Д., 1955]. Отчетливо наблюдается перекристаллизация глинистого цемента, при больших увеличениях заметны тонкие чешуйки серицита, бледно-зеленого хлорита, халцедона. Изменения обломочных зерен проявляются в деформации и слабом обесцвечивании биотита, замещении его хлоритом, сопровождаемым выносом рудного вещества, и в сильном разложении плагиоклазов.

Гравелиты и песчаники формации имеют косослоистое сложение (табл. I). Косые слои крупные, наклон их довольно крутой, что позволяет относить песчаники к образованиям, переходным между русловыми и прибрежно-морскими, возможно озерными [Ботвинкина Л. Н., 1962]. Толща состоит из косослойчатых пород, сложенных в серии различного порядка. Элементарный слой имеет мощность от 2 до 5—7 см. В нем довольно часто видна четкая градационная расфасовка зерен, в основании — гравелиты, или крупнозернистые песчаники. Строение ритма в таком случае асимметричное. Элементарные слои собраны в серии косых слоев первого порядка. Мощность серий колеблется от 7 до 18 см. Наклон косых слоев в ней составляет величину от 5 до 35°, наиболее распространенная величина углов наклона 18—20°. Серия первого порядка сложена либо слоями с одинаковой размерностью зерен, либо целиком гравелитами, либо гравелитами и песчаниками с отсортированной слоистостью. Каждая такая серия срезается следующей серией слоев без видимых следов размыва. Ряд элементарных серий (обычно 5—6) объединяется в серии второго порядка. Мощность этих серий колеблется от 0,3 до 3,5 м, наиболее распространенная мощность — 0,4—0,5 м. Каждая серия представляет собой ритм с асимметричной стратификацией. В основании ритма расположены более грубые разнородные породы, иногда конгломераты. Наклон элементарных серий внутри серии второго порядка колеблется от 2—3° до 20°, наиболее распространенная величина наклона 5—10°. Кососло-

истые серии второго порядка часто отделены друг от друга поверхностью размыва. Линии раздела серий второго порядка уже близки к горизонтальным. Косослоистая серия второго порядка в пространстве представляет собой крупную линзу протяженностью до 50 м, мощностью от 0,5 до 3—4 м. Внутри такой линзы иногда содержатся в свою очередь линзы конгломератов. Мощность линз невелика, от 5 до 25—30 см, протяженность от 0,3 до 4 м. Часто на выклинивании линза конгломератов расщепляется на несколько рукавов. Конгломераты мелко-, средне- и крупногалечные. Галька хорошо окатана, округлена, полирована. Насыщенность гальками различная, от плавающей в массе песчаника до плотно упакованной. В целом для конгломератов аркозовой молассы в отличие от подстилающих конгломератов коксуйского комплекса нижней молассы характерна меньшая насыщенность конгломератов галькой. Четко отмечается постепенное исчезновение конгломератов в Малом Каратау и юго-восточном направлении. В наиболее полном разрезе по р. Ак-Тугай в комплексе выделяются четыре крупных ритма. Мощность их снизу вверх соответствует величинам 25, 70, 40, 55 м. Каждый ритм состоит из двух частей. Нижняя большая по мощности (10, 40, 28, 50 м) представлена косослоистыми розоватыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, верхняя — красноцветными, реже табачно-зеленого цвета средне- и мелкозернистыми песчаниками. Песчаники тонко- и среднеплитчатые, содержат большое количество чешуек слюды и крупных обломков розовых полевых шпатов. Косой слоистости в этих песчаниках не наблюдается. Кое-где отмечается тонкая полосчатость, обусловленная чередованием зеленоватых и красно-бурых песчаников. Для толщи характерно увеличение размера галек в конгломератах снизу вверх по разрезу и большая протяженность самих конгломератовых прослоев. Так, самый верхний горизонт конгломератов мощностью до 0,5 м прослежен в видимых пределах на 1200 м.

В самой верхней ритмошаке имеется 0,2—0,3-метровый слой с сильно деформированной слоистостью. Возможно, это явилось результатом кратковременных тектонических подвижек. На поверхностях напластования встречается симметричная и слабо асимметричная крупная волновая рябь.

Мощность всего аркозового комплекса резко сокращается в южном и юго-западном направлениях. В верховьях р. Коксу при ее выходе в долину мощность его едва достигает 25 м. Состав преимущественно конгломератовый.

В Таласском хребте на песчаниках постуибулакской свиты без видимых следов несогласия лежат рыжеватые аркозовые крупнозернистые песчаники, иногда переходящие в гра-

велиты. Для пород характерны средне- и крупноплитчатое сложение, горизонтальная наслоенность. Песчаники включают маломощные слои вишнево-красных алевролитов и аргиллитов.

Не исключено, что актугайской свите Малого Каратау по объему отвечает верхняя половина красноцветного песчанико-аргиллитового комплекса, включенная пока в качестве верхнего подразделения в карабуринский комплекс нижней молассы. Этот красноцветный комплекс вместе с венчающим его 40-метровым горизонтом аркозовых песчаников составляет единую серию осадков. Начинается она вишнево-красными алевролитами и аргиллитами. В нижней ее части появляются маломощные прослои светлых аркозовых песчаников. Затем мощность последних все более возрастает и завершается серия, упомянутым 40-метровым горизонтом светлых аркозовых песчаников. Мощность ее в целом составляет около 150 м.

Толща красноцветных песчано-аргиллитовых пород в Таласском хребте имеет более мористый характер осадков. Об этом свидетельствует появление внутри нее пачки зеленовато-серых аргиллитов с маломощными линзовидными прослоями светлых, очень плотных известняков.

Для актугайской свиты в целом характерно повышенное содержание хрома и марганца, а в актугайских песчаниках Малого Каратау встречен прослой среднезернистого песчаника с россытью мелких зерен хромита.

Туфо-карбонатно-аргиллито-кремнистая формация

Довольно специфична по составу и обособляется как чичканская свита. Сложена чередующимися серицито-кремнистыми аргиллитами и фосфатно-кремнистыми или кремнистыми породами. Среди последних очень хорошо видна первично туфовая пепловая структура. Наиболее четко она сохранилась в породах свиты в Малом Каратау. В Таласском хребте породы свиты подвергались более интенсивным процессам седиментогенного и диагенетического оглинения и катагенетического окварцевания. Поэтому первично туфовая структура пород наблюдается очень редко. На различных уровнях в толще встречаются известняковые горизонты, часто включающие строматолитовые постройки. По известнякам также интенсивно прошло вторичное окремнение и окварцевание. Второстепенными членами формации являются редко встречающиеся маломощные прослои серых мелкозернистых песчаников и эффузивов.

Одним из наиболее широко развитых типов пород являются аргиллиты и их метаморфизованные разновидности — глини-

сто-серицито-кремнистые сланцы, преимущественно зеленовато-того, черного и серого цвета. Под микроскопом порода представлена неполяризующей глинистой массой, в которой началом раскристаллизации обусловлено появление тонких чешуек серицита, реже хлорита и халцедона. Для аргиллитов характерно присутствие алевритовой размерности остроугольных обломков кварца и плагиоклаза. Не исключена возможность образования этих аргиллитов за счет оглинения туфов.

Кремни, углеродисто-кремнистые сланцы и кремнистые аргиллиты — наиболее распространенные разновидности пород в чичканской свите. Отличаются темной окраской: от черной до зеленоватой. Окраска зависит от несколько повышенного содержания закислых форм железа и органического углерода. Максимальное содержание органического углерода имеется в углеродисто-кремнистых сланцах [Уметалиева С. К., 1978]. Состоят они преимущественно из микрокриптокристаллического кварца и халцедона. В кремнях, особенно в низах чичканской свиты Малого Каратау, нередко содержатся мелкие (в основном видны под микроскопом) линзочки, конкреции, сгустки, обломочки, состоящие из смеси кремнезема и фосфата-кальция. Кремни представлены как чистыми, так и глинистыми разностями, причем последние развиты более широко. Глинистая примесь гидрослюдистая или гидрослюдисто-хлоритовая. При большем ее содержании порода переходит в кремнисто-глинистый сланец или кремнистый аргиллит. В фосфатсодержащих кремнях нами обнаружены мелкие органические микрообразования. Кремни по происхождению являются эпигенетическими. Возникли они, по-видимому, за счет кремнезема, освобождающегося при глинизации пепла. Последнее явление очень распространено в породах чичканской свиты и обусловлено малой скоростью осадконакопления в то время. Эпигенетическому окремнению подверглись строматолитовые известняки (при этом прекрасно сохранилась строматолитовая структура), туфы и туффиты. В группу кремнистых пород мы относим различные кремнистые туфы и туффиты, со следами сохранившейся первичной структуры, и сохраняем термин «кремень» для отложений, в генезисе которых мы не уверены.

Для кремнистых пород характерна алевритовая и песчаная примесь. Наблюдается и процесс вторичного эпигенетического окварцевания в кремнистых породах. Порода в этих участках приобретает белый, иногда красный цвет. Обычно процесс окварцевания проходит внутри столбиков строматолитов, в средней части кремнистых пластов. В строматолитовых кремнях идет следующее распределение материала: сами строматолитовые столбики выполнены чистым мелкокристал-

лическим кварцем и халцедоном, пространство между столбиками представлено углисто-гидрослюдисто-кремнистой массой.

Карбонатные породы очень редки в этой формации. Составляют отдельные горизонты до 25 м мощности, или мелкие линзочки. Карбонатный материал представляет собой смесь кальцита и доломита — от крипнокристаллической до крупнокристаллической мраморовидной структуры. Мощные пласты карбонатов по р. Курган в Таласском хребте содержат строматолитовые постройки, чаще всего замещенные кремнистым веществом.

Песчаники в основном мелкозернистые серого цвета с хорошо окатанными округленными обломками кварца, плагиоклаза, ортоклаза и микроклина и серицито-кремнисто-глинистых сланцев. Цемент серицито-кремнистый и кремнистый, иногда кварцево-регенерационный базального и порового типа. По количественному соотношению породообразующих минералов песчаники относятся к ортоклаз-микроклиновым аркозовым песчаникам и реже — к олигомиктово-кварцевым.

Все встреченные разновидности туфов принадлежат туфам кварцевого порфира с прекрасно выраженной пепловой или реликтово-витро-кластической структурой. Сложены целиком рогульчатыми осколками раскристаллизованного стекла и реже мелкими обломками кварца и полевого шпата. Структуры весьма типичны для пепловых туфов кислого состава. В поляризованном свете рогульчатые осколки имеют фельзитовую структуру. Редко встречается кристалловитрокластический туф липаритового порфира с обилием включений гидроокислов железа. Цвета пород зеленовато-серые и ярко-зеленые.

Эффузивы очень редки. Маломощный прослой в разрезе чичканской свиты по р. Ак-Тугай в Малом Каратау является фельзит-порфиром, состоящим из щелочного полевого шпата, кварца, мелких зерен рудного вещества. Структура микропорфировая, аллотриоморфнозернистая и лучистая.

Для пород формации не отмечается какого-либо закономерного чередования, за исключением редких элементарных ритмов для аргиллитов и песчаников или для аргиллитов и кремней. Для последних характерна тонкая горизонтальная полосчатость. Для кремней обычны строматолитовые узорчатые и обломочные структуры.

Терригенно-телепирокластическая формация

Выделяется в объеме курганской свиты. В ее составе различаются [Ильинская М. Н., Максумова Р. А., 1973] туфы, тефроиды, туффиты, песчаники, гравелиты, конгломераты. Все

типы вулканогенно-осадочных пород внешне очень сходны и различаются лишь под микроскопом*. Исходным для образования туфов и тефрондов послужил рыхлый пирокластический материал, издавна получивший название тефра [Ритман А., 1964].

Туфы образовались в результате литификации тефры, не испытавшей существенного перемива и переработки. Среди них выделяются тонко-, мелко-, средне- и крупнообломочные, витрокластические и кристалловитрокластические разновидности. Иногда встречаются крупнообломочные лито-кристалловитрокластические туфы. Слоистые туфовые толщи и образовались при обильном спазматическом поступлении пирокластического материала в открытый морской бассейн. Туфы сложены обломками вулканического стекла, минералов, эффузивных пород и игнимбритов, сцементированных продуктами гидрохимического разложения мельчайших пепловых частиц, как правило, представленных витрокластами. Обычно среди обломков кристалловитрокластических туфов содержится до 70% измененного вулканического стекла и до 30% обломков различных минералов. Для лито-кристалловитрокластических туфов соотношение обломков следующее: литокласты — 30—40%, кристаллокласты — 40—50% и витрокласты — 20%.

Обломки вулканического стекла имеют вид остроугольных, иногда изогнутых черепков и шлаков различного размера. Как правило, крупные обломки (1—1,5 мм) шлаковой структуры бывают округлыми или сплюснутыми с неровными и занозистыми контурами. Часто видны следы коррозии обломков цементирующей массы. Нижний предел размеров витрокластов составляет 0,03—0,05 мм. Более мелкие обломки не сохраняются, они переходят после вторичных преобразований в цементирующую массу. В настоящее время вулканическое стекло полностью преобразовано в агрегат вторичных минералов — альбита, кварца, гидрослюда, гидроокислов железа, хлорита, калиевых полевых шпатов.

Обломки кристаллов угловатой формы представлены удлиненным (от 0,05 до 0,3 мм) сосюритизированным и пелитизированным плагиоклазом, олигоклаз-альбитом, таблитчатым (до 0,2—0,3 мм) буро-розовым ортоклазом и округло-оплавленным или оскольчатый кварцем (0,05—0,8 мм).

Среди обломков пород различаются миндалекаменные трахиты, трахиандезиты, трахилипариты, риолиты, дациты и спекшился туфы. Размер обломков различный, он изменяется от 0,3—0,5 до 1,8—2,0 мм. Преобладают спекшился туфы.

* Номенклатура и классификация пирокластических вулканогенно-осадочных пород принята по Г. С. Дзоцендзе и И. В. Хворовой (1970).

Цементирующая масса светло-зеленой или буро-малиновой окраски представлена кварц-альбит-гематит-гидрослюдистым агрегатом. В незначительном количестве иногда присутствует карбонатный материал. Структура цемента базальная или соприкосновения, часто с элементами коррозии по отношению к обломочному материалу. Иногда цемент довольно скудный и имеет структуру типа выполнсения пор. В нем постоянно в небольшом количестве присутствуют аксессуарные минералы (апатит, циркон, сфен, гранат).

Вторичные преобразования отчетливо прослеживаются по изменению вулканического стекла и по характерному набору вторичных минералов в цементирующей массе. Это, как правило, мелкокристаллический агрегат, сложенный кварцем, альбитом, хлоритом, гидрослюдой (иллит), гидроокислами железа, заместившими аморфное вулканическое стекло. При этом хорошо сохранились все первоначальные структурные особенности, свойственные обломочным образованиям. Кроме минералогических преобразований, прошедших без нарушения первоначальной структуры описываемых пород прослеживаются перемещения компонентов, сформировавшие тонкие прожилки, образованные альбитом, гематитом, кварцем. Местами порода разбита густой сетью трещин шириной 0,2—0,1 мм, выполненных вторичными минералами двух генераций. Первыми образовались трещины, заполненные гематитом или гематитом вместе с альбитом. Последним сложены осевые части прожилков, зальбанды которых выполнены гематитом. Гематит-пылевидное. Альбит имеет пластинчато-спутанное строение. Прожилки первой генерации иногда с мелкими незначительными подвижками пересекаются альбит-кварцевыми прожилками. Строение последних также зональное — центральные части выполнены мелкоагрегатным кварцитоидным кремнистым веществом, а зальбанды — спутанно-пластинчатым альбитом. Порядок выделения вторичных минералов в жилках следующий: гематит — альбит — кварц.

Тефронды в отличие от туфов образовались из тефры, перетерпевшей до литификации перенос в морских условиях и в связи с этим довольно существенно переработанной (сортировку обломков по крупности, окатанность отдельных их фрагментов).

В соответствии с преобладанием определенных гранулометрических фракций выделяются крупно- и среднеобломочные разновидности. Возможно, что существуют и мелкообломочные тефронды, однако их невозможно достоверно отделить от мелкообломочных туфов, так как обломки размером 0,25 мм и меньше при переносе в море слабо окатываются, а сортиров-

ка мелкообломочных туфов на отдельных участках является весьма совершенной.

Тефроиды встречаются в виде маломощных прослоев среди мощных тонкослоистых туфовых толщ. В южных разрезах Малого Каратау (актугайском и беркутинском) прослои тефроидов довольно редки, тогда как в северных (реки Северная Шабакты, Бугунь) их становится значительно больше, а мощность уже достигает 1—1,5 м. В таких разрезах можно проследить слоистость (иногда даже с элементами сортировки). Нередко прослои тефроидов имеют форму плоских сильно вытянутых линз, залегающих среди туфов. Прослои тефроидов в обнажениях отчетливо выделяются цветом и крупностью слагающих фрагментов. В окраске туфовых толщ преобладают темно-зеленые и вишнево-бурые тона, а тефроидам свойствен розовый, кирпично-красный, серозовато-белый, реже розовато-зеленый цвет. К сожалению, из-за неравноценной обнаженности не всегда удается проследить отдельные пласты по простиранию на большом расстоянии.

По составу различаются полимиктовые и аркозовые тефроиды. Последние значительно преобладают. Полимиктовые тефроиды состоят из обломков минералов и пород. Среди обломков пород присутствуют сильно измененные, ожелезненные трахилипариты, дациты, риолиты, игнимбриты, мелко- и тонкообломочные туффиты. Кристаллокласты представлены удлиненными фрагментами кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаза) пластинчатыми калиевыми полевыми шпатами, округло-оскольчатым кварцем, рудными и редко аксессуарными (апатит, циркон, рутил, сфен) минералами. Цемент состоит из мелкоагрегатной массы кремнезема, альбита, гидрослюда, калиевого полевого шпата, гидроокислов железа. В нем имеются участки кальцит-доломитового состава. Почти всегда в цементе сохраняются реликты пенловой структуры.

Туффиты. В группе смешанных обломочных пород различаются ортотуффиты и паратуффиты. Туффиты слоисты, они чередуются с туфами и тефроидами и прослои их имеют мощность от нескольких сантиметров до 0,5—1,0 м. Цвет изменяется от вишнево-бурого до зеленовато-розового и розовато-серого. Туффиты фациально мало изменчивы. Они встречаются на всей площади развития вулканогенно-осадочных комплексов Малого Каратау и Таласского хребта. Среди них присутствуют разности, где вулканогенная составляющая содержится в цементе, а обломки являются терригенными. Градулометрически туффиты изменяются от крупно- до мелкообломочных.

В состав пирокластических обломков входят литокласты (измененные эффузивные породы типа трахилипаритов),

кристаллокласты (удлиненные плагноклазы альбит-олигоклавового состава, оскольчатые и овально-округлые кристаллы кварца, пластинчатые и изометричные калиевые полевые шпаты) и витрокласты с очень характерными оскольчатыми очертаниями (рогульки), иногда имеющие пузыристую или шлаковую структуру. Преобладают кристалловитрокластические разности туффитов. Цементируются они кремнистой, кремнисто-глинистой или глинистой хемогенно-терригенной массой тонкоагрегатного строения. По характеру цементирующей массы выделяются кремнистые, кремнисто-глинистые и глинистые туффиты. Изредка в цементирующей массе присутствует незначительная примесь карбонатного материала. Структура цементации типа выполнения пор, соприкосновения или базальная. Не исключена возможность образования цементирующей массы за счет разложения тонкого витрокластического материала с полной утратой реликтов пепловой структуры. Поэтому отдельные прослои тонкообломочных разностей кремнистых туффитов правильнее было бы называть туфогенными силицитами и соответственно тонкообломочные глинистые туффиты — туфогенными аргиллитами.

Довольно часто (особенно в северных разрезах Малого Каратау) наблюдаются туффиты другого типа, в которых среди обломков присутствуют также, как кремнистые и глинистые сланцы, кварциты, микропегматит, измененные эффузивные породы, спекшиеся туфы. При этом терригенная составляющая, как правило, преобладает над вулканогенной, которая формирует цементирующую массу. Цемент имеет вид кристалловитрокластического туфа, вторично преобразованного в тонко- и мелкозернистый агрегат кремнисто-альбит-полевошпатового состава с примесью хлорита, гидрослюда и гидрокислов железа.

В разрезе по р. Курган в Таласском хребте встречен слой серого диабазового порфирита мощностью 30 см. Редкие и мелкие порфиновые выделения в нем представлены серпентинизированным оливином и зональным плагноклазом. Основная масса состоит из беспорядочно расположенных лейст плагноклаза (андезин № 42—47), угловатые промежутки между которыми заполнены авгитом (акмитом).

Иногда в интерстициях и в виде отдельных участков в породе присутствует слабо раскристаллизованное буроватое стекло. Много зерен магнетита. Структура основной массы микродиабазовая. Наличие среднего плагноклаза в породе свидетельствует о принадлежности ее к промежуточным разностям между андезитом и базальтом.

Породы курганской свиты имеют ряд таких особенностей формирования, которые очень затрудняют однозначное опре-

деление химического состава исходного (родоначального) силикатного расплава. Наиболее существенным препятствием является то, что в нашем распоряжении находятся лишь обломочные вулканические породы (тефрогенные). Поиски эффузивной фации, каких-либо следов вулканических аппаратов или прижерловых образований не дали никаких результатов. Несомненно, что они существовали, но за пределами современных выходов курганской свиты. Решение вопроса о химическом составе осложняется тем, что рассматриваемые породы древние и, несмотря на внешне подкупающую свежесть и сохранность структурных деталей, все они сильно исторично преобразованы, так как преобладают разности, состоящие на 70—90% из аповитрокластов. Но тот факт, что среди обломков преобладают тонко- и мелкообломочная фракция, а породы сохраняют реликты крупных структурных деталей, позволяет допустить, что вулканический материал в виде тонкой и мелкой вулканической пыли приносился воздушным путем издалека и отлагался в открытом морском бассейне. Судя по мощности пород курганской свиты — около 600—700 м — вулканическая деятельность была очень интенсивной и в основном эксплозивной, поэтому вулканический материал поступал в больших количествах и, видимо, за сравнительно короткий интервал времени.

Для того, чтобы возможно ближе подойти к установлению состава магматического расплава, из которого формировались пирокласты рассматриваемых нами толщ [Ильинская М. Н., Максумова Р. А., 1970], были изучены методом полного силикатного химического анализа витро- и кристалловитрокластические туфы (табл. 2). При этом для анализа отбирались образцы пород, наиболее насыщенные кристалло- и витрокластами и наименее измененные. Данные химических анализов (табл. 2) были пересчитаны по методу А. Н. Зава-рицкого (1952).

Числовые характеристики позволяют судить об исследованных породах, как о пересыщенных кремнекислотой, т. е. о наличии в них свободного кремнезема в виде кварца, так как величина везде большая и положительная ($45 > Q > 15$). Отношение $v: (a+c+Q) < 1$ (в среднем 4:50), характеризующее состояние лейкократовых и темноцветных компонентов, свидетельствует о резком преобладании лейкократовой ($a+c+Q$) составляющей над меланократовой (v). Величина $p \leq 65$ указывает на наличие в породе калиевых полевых шпатов. Постоянное высокое значение f' по сравнению с p' предполагает низкотемпературные условия образования пород. Очень высокое отношение $a:c$ свидетельствует о насы-

Химический состав вулканогенно-осадочных (обломочных) пород курганской свиты (анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР)

№ обр.	Данные химического анализа												Числовые характеристики по А. И. Заварицкому												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	a	c	v	s	a'	l'	m'	c'	n	φ	l	Q	a:c
1	63,84	0,32	18,27	2,36	0,98	0,68	1,61	0,01	5,06	1,30	2,84	Нет	17,0	0,9	10,7	71,4	47,8	27,0	25,2	—	69,9	18,2	0,3	7,9	18,8
2	79,60	0,33	11,24	1,08	0,43	0,67	0,03	0,02	5,97	0,29	0,04	0,02	12,8	0,7	1,3	85,2	—	95,2	0,0	4,8	97,0	66,6	0,3	44,1	18,3
3	74,59	0,38	11,84	0,97	0,61	2,32	Нет	0,07	5,75	0,24	2,31	0,03	12,7	1,4	2,8	83,1	—	51,2	0,0	48,8	97,0	29,2	0,4	39,4	9,0
4	71,43	0,61	12,50	2,22	1,21	0,73	1,02	0,05	0,96	6,36	2,44	0,11	11,0	0,9	8,3	79,6	43,2	36,8	20,0	—	19,0	22,4	0,7	36,7	12,2
5	69,90	0,89	15,05	2,37	0,29	0,79	0,02	0,04	4,69	4,32	1,08	0,14	16,0	1,0	3,4	70,6	34,0	66,0	0,0	—	63,5	58,0	0,9	23,0	16,8
6	75,62	0,51	11,94	1,18	0,74	1,04	0,20	0,03	3,53	3,95	1,03	0,16	13,1	1,2	2,0	83,7	—	80,0	16,7	3,9	58,1	46,7	0,4	40,0	10,9
7	68,20	0,40	14,34	2,24	0,89	0,65	1,24	0,03	1,27	7,16	3,08	Нет	12,8	0,8	10,7	73,70	55,6	25,0	19,4	—	21,3	17,5	0,4	25,0	16,0
8	71,60	0,52	14,08	1,0	0,75	0,65	0,64	0,05	4,37	3,77	2,31	Нет	14,6	0,7	4,0	79,9	44,3	33,3	22,2	—	64,0	18,0	0,5	29,9	21,0
9	76,50	0,38	10,29	2,09	0,84	0,83	0,43	0,03	3,31	3,46	1,35	Нет	11,7	0,8	3,3	84,2	—	72,5	21,6	5,9	59,0	50,7	0,4	44,2	14,6
10	74,37	0,40	13,47	0,65	0,78	0,65	0,35	0,03	6,64	1,16	0,99	Нет	16,8	0,8	1,9	81,3	—	70,0	30,0	0	89,2	30,0	0,4	30,6	19,7
11	83,82	0,35	8,30	0,69	0,58	0,59	0,17	0,01	4,54	0,18	0,37	Нет	9,6	0,3	1,6	88,5	—	64,0	16,0	20,0	97,4	32,0	0,3	58,5	32,0
12	70,73	0,56	14,58	1,00	0,51	0,68	0,72	0,01	7,33	1,61	1,76	Нет	18,0	0,5	2,8	78,7	—	45,2	42,9	11,9	87,4	28,5	0,6	20,2	35,0
13	71,94	0,35	9,62	0,67	0,69	5,62	0,14	0,17	5,20	0,18	4,80	Нет	11,7	0,5	8,0	80,8	—	17,1	3,4	79,5	97,7	6,8	0,1	36,7	23,4
14	73,27	0,43	11,47	0,89	2,14	0,69	1,15	0,07	5,15	1,10	2,86	0,09	12,7	4,8	1,1	81,4	1,4	59,2	39,4	—	83,0	16,9	0,4	32,6	2,6
15	71,83	0,64	10,58	4,09	2,36	1,57	0,46	0,08	3,51	2,45	2,44	Нет	10,8	1,6	7,0	80,6	—	83,5	10,7	5,8	68,0	50,5	0,7	38,0	6,7
16	71,13	0,69	11,57	9,27	1,89	1,56	1,01	0,03	1,65	4,29	2,45	0,23	9,7	2,0	8,0	80,3	22,0	57,0	21,0	—	36,5	26,2	0,7	39,2	4,85
17	69,19	0,21	15,40	2,16	0,92	0,84	0,31	0,03	3,51	6,10	1,12	0,13	16,3	1,1	5,1	77,5	39,5	51,3	9,2	—	53,7	35,4	0,3	21,3	14,8
18	80,43	0,21	8,69	1,52	0,70	1,29	0,35	0,04	2,45	3,01	0,96	0,14	9,6	0,8	3,0	88,6	—	60,9	17,4	21,7	55,2	39,1	0,2	53,2	12,0
19	79,91	0,51	10,54	3,94	0,78	0,91	0,65	0,04	2,60	3,15	2,75	0,14	9,9	2,1	6,6	81,4	24,0	60,0	16,0	—	55,6	49,0	0,5	40,9	4,7
20	69,51	0,42	14,63	3,42	1,10	2,28	0,43	0,08	4,45	2,03	1,45	0,11	3,9	2,9	15,0	78,2	68,8	26,2	5,0	—	72,5	19,0	0,4	45,7	1,3
21	78,47	0,43	0,59	1,41	0,88	0,64	0,62	0,04	1,20	4,27	1,68	0,11	8,4	0,8	5,5	85,3	41,2	35,3	23,5	—	29,4	11,2	0,4	53,0	10,5
22	74,14	0,55	11,6	2,54	1,20	1,04	1,00	0,04	2,91	2,75	1,99	0,11	10,0	1,3	7,3	81,4	33,3	44,2	22,5	—	61,4	28,8	0,5	41,5	7,7
23	78,53	0,47	11,00	1,35	0,44	1,23	0,28	0,07	4,86	0,34	0,87	0,10	10,6	1,5	2,6	85,3	22,5	60,0	17,5	—	95,7	42,5	0,4	47,9	7,0

Образцы 1, 3, 9, 11, 12, 14, 16, 17, 21 — кристалло-витрокластические туфы; обр. 4, 6, 15 — витрокластические туфы; обр. 18 — лито-витрокристаллокластические туфы; обр. 2, 5, 10, 13, 20, 22, 23 — аркозовые тефронды; обр. 8 — полимиктовые тефронды; обр. 19 — туффиты; обр. 7 — туфогенные аргиллиты.

щении пород щелочами. Низкое значение характеристики «с» указывает на пересыщенность пород щелочами.

Анализируя наши данные и сравнивая их со стандартными [Заварицкий А. Н., 1952; Четвериков С. Д., 1956], полученными на большом фактическом материале, можно сделать вывод о химическом составе исходного силикатного расплава. По данным химических анализов и по числовым характеристикам, он ближе всего соответствует породам трахитового ряда, иногда с уклоном в дациты. Отклонение от стандартного состава можно связывать с тем, что в породах интенсивно идут процессы вторичного преобразования на уровне регионального метаморфизма с элементами метасоматоза.

Вторичные преобразования рассматриваемых пород проявились в виде двух процессов. Один из них — аутометаморфизм — существенно не изменил обломочную структуру и химический состав и выразился в преобразовании всех пород обогащенных витрокластами, по которым развился мелкозернистый агрегат из гидрослюда, кварца, альбита, ортоклаза и гидроокислов железа. Второй — гидротермальный метасоматоз — прошел с привнесением титана, фосфора, фтора, циркония, железа, бария и многих других элементов одновременно с интенсивным развитием альбитизации, калишпатизации, оварцевания, баритизации и ожелезнения. Степень развития каждого из этих преобразований неравнозначна. Зоны интенсивной калишпатизации, альбитизации и ожелезнения образуют линзообразные стратифицированные довольно протяженные (до десятков метров) тела пород розового и кирпично-красного цвета. Реже эти зоны в виде даек и жил секут прослои туфов под разными углами. В наиболее интенсивно измененных породах, утративших почти полностью характерные черты пепловой структуры, участками прослеживаются неравномерные скопления единичных кристаллов или сростков апатита. Иногда — это мономинеральные включения, но чаще совместно с апатитом присутствуют рутил, циркон, ильменит и лейкоксен (табл. III). Эти минералы заполняют поры пустоты, трещинки в породах, образуя мелкие (0,1—0,3 мм) друзовидные скопления кристаллов. Как правило, крупные зерна гематита (0,5—0,8 мм) густо прорастают мутноватыми кристаллами апатита размером до 0,2 мм.

Необходимо особо отметить проявление на отдельных участках интенсивной баритизации. Барит присутствует в виде крупных таблитчатых кристаллов в цементе туфов, а также вместе с альбитом и ортоклазом — в прожилках. Наиболее интенсивно процессы метасоматического преобразования про-

явились в крупнообломочных, т. е. в более пористых и легче проницаемых породах.

Очень характерным компонентом формации являются песчаники, гравелиты и конгломераты. Количественные соотношения между вулканогенными и терригенными породами существенно варьируют. В Малом Каратау имеется несколько горизонтов гравелитов и песчаников, равномерно разделяющих толщу вулканогенных пород курганской свиты на отдельные пачки. В Таласском хребте гравелиты и конгломераты концентрируются в нижней половине формации и образуют довольно мощные горизонты.

Песчаники и гравелиты обычно плотные, иногда сливные, зеленоватого, розоватого и иногда почти белого цвета, от грубо- до мелкозернистых разностей. Песчаники косослоистые, на поверхностях напластования наблюдается крупная бугристость, волноприбойные знаки. Нередки поверхности внутренних размывов.

По минералогическому составу песчаники относятся к различным семействам. Наиболее широко распространена ассоциация ортоклаз-микрклиновых аркозовых и олигомиктово-кварцевых песчаников [Максумова Р. А., 1967].

Заметную часть среди терригенных пород занимают конгломераты. Состав и размер обломков в конгломератах постоянный для всей площади распространения формации. Общим признаком для всех конгломератов является хорошая окатанность обломков и присутствие среди них красных и зеленых кислых эффузивов, их туфов, светлых розоватых гранитов, а также обломков светлых кварцитов. Размер и состав остальных обломков меняется от места к месту. Состав цемента варьирует от существенно кварцевого до известково-песчано-глинистого.

Конгломераты в Таласском хребте образуют толстопаковые тела мощностью до 3—4 м. Переход в песчаники осуществляется за счет быстрого уменьшения количества крупных обломков в песчаниковом цементе. Песчаники тонкоплитчатые (3—5 см), тонкополосчатые. Полосчатость горизонтальная и волнистая. Конгломераты с песчаниками образуют пласты от 5 до 0,5 м. Когда среди них появляются алевролиты (от 5 см до 3 м), то чередование грубообломочных пород с ними носит элементы грубой флишевой стратификации. Каждый ритм состоит обычно из двух резко отделяющихся пластов. Нижний представлен конгломератами, в основании — более грубообломочными, в кровле — песчаниками. Переходы между гранулометрическими разностями постепенные. Второй пласт — это обычно лучше сортированная песчаниковая, а сверху алевролитовая порода. Алевролиты гряз-

но-серого и черного цветов. Часто в них хорошо выражена горизонтальная, волнистая и косая слоистость. Каждый слой грубой породы с размывом ложится на предыдущий, образуя характерные карманообразные линии контактов. Наряду с чаще развитой асимметричной, встречаются и пласты с ясно выраженной маятниковой стратификацией.

В Малом Каратау большую часть терригенных пород составляют песчаники, затем — гравелиты, меньшую — конгломераты. Они слагают микроритмы, мощностью 0,2—0,7 м. Последние имеют мощность от 2—3 до 7—8 м и образуют 5—7 горизонтов внутри вулканогенной толщи. Каждый такой пласт состоит из серии косых слоев, в основании которых залегают маломощные (5—8 см) конгломераты.

Пестроцветный вулканогенно-осадочный комплекс образован несколькими сложно построенными многопородными литологическими элементарными породными ассоциациями. Различаются они между собой как набором литологических разновидностей пород, так и типом чередования.

Туффиито-туфовая ассоциация распространена в вулканогенно-осадочной формации очень широко и определяет, по существу, ее облик. Прекрасные обнажения пород этой ассоциации слагают всю Аксайско-Батырбайскую, частично Малокаройскую структуру Малого Каратау и почти целиком выходы курганской свиты в Таласском хребте. В строении участвуют: кристалловитрокластические, витрокластические туфы, туффиты, тефроиды, алевролиты, аргиллиты и туфосилциты. Окраска пород ярко-зеленая, розовая и вишневая. Перечисленные породы слагают мощные толсто- и тонко-неравномерно горизонтально наслоенные серии. Асимметрично-ритмичная стратификация за редким исключением отсутствует. Грубо- и крупнозернистые разновидности пород образуют мощные пласты (1,5—3 м). Когда же породы тонкозернисты, то чередование становится тонким, вплоть до тончайшей полостчатости. Мощность чередующихся прослоев измеряется миллиметрами.

Песчано-алевролитово-туфовая ассоциация распространена в низах курганской свиты. Она состоит из песчаников аркозового состава, витрокластических и кристалловитрокластических туфов, алевролитов, тефроидов, агломератовых туфов и туффитов, построенных в правильные асимметричные ритмы. Основание ритма составляют коричневатые на поверхности, пестрые, зеленовато-бурые на сколах грубо- и крупнозернистые песчаники. Часто они содержат крупные (от 0,5—1 до 20 см) неокатанные обломки подстилающих пород, ориентированные по напластованию, сосредоточенные главным образом в нижней и средней частях слоя

песчаника. В нем довольно отчетливо наблюдается отсортированная слоистость. В некоторых ритмах в верхней части слоев грубозернистых песчаников наблюдаются нарушения структуры слоистости с различными загибами, завихрениями. Мощность этой части ритма от 20—30 см до 80 см. Непосредственно выше песчаников идут осветленные на поверхности, розоватые, зеленоватые и серые на сколе, очень плотные витрокластические туфы, иногда карбонатизированные. Они часто имеют полосчатую окраску. Полосчатость нечеткая, распыленная, окраска пятнистая. Местами наблюдается деформация слоистости. Мощность этих слоев (второй элемент ритма) колеблется от 30—40 см до 1—1,5 м. И, наконец, третий элемент ритма представлен табачного цвета алевролитами с прослоями и линзами тефроидов. Его мощность в различных ритмах колеблется в пределах 1—3 м. Эта породная ассоциация в несколько другом варианте повторяется в низах верхней половины комплекса. Формировалась она, по-видимому, в условиях наиболее активной вулканической деятельности. В разрезе появляются несколько горизонтов агломератовых туфов. Это зеленовато-розовые и серые массивные образования, состоящие из нагромождения мелких и крупных (до 15 см) обломков разнообразных пелловых туфов. Обломки угловаты, но со сглаженными гранями. Связующая масса представлена кристалловитрокластическим грубым туфом. Мощности этих прослоев достигают 0,5 м. Увеличивается общий объем грубозернистых туфов. Песчаники, или гравелиты, начинающие ритм в этой ассоциации, часто косослоистые. В средней и в верхней частях такого ритма (многослоя) в туфах и туфопеллитах нередко отчетливо выражена отсортированная слоистость. Мощности чередующихся прослоев различной зернистости колеблются от нескольких миллиметров до 5—6 см. Слоистость здесь правильная горизонтальная, лишь изредка нарушаемая небольшими оползневыми складочками в тонкозернистых породах. Однако такая стратификация в этой породной ассоциации не универсальна. Многие слои туфов имеют симметричное строение. Происхождение подобных многослоев с отсортированной слоистостью И. В. Хворова [Хворова И. В., Ильинская М. Н., 1961, 1963] объясняет действием турбидных течений.

В основном же чередование пород в обеих ассоциациях обусловлено периодическим поступлением эксплозивного материала, который разносился волнениями и течениями по площади бассейна, где происходило отложение глинисто-кремнистых и кремнистых илов и спазматическое поступление грубого терригенного материала. На поверхностях напласто-

вания содержится волновая рябь, иногда сочетающаяся с трещинами усыхания.

Малокаройская пестроцветная терригенно-телепирокластическая формация имеет тесные пространственную и генетическую связи с подстилающими аркозовой и туфо-карбонатно-аргиллито-кремнистой формациями. От перекрывающей красноцветной терригенно-карбонатной формации, составляющей основание эпибайкальского платформенного чехла, отделена крупным несогласием. По характеру своего состава и строения она может стоять в ряду вулканогенно-красноцветных формаций [Лучицкий И. В., 1971], представленных сложными ассоциациями красноцветных, преимущественно терригенных пород с вулканогенными пирокластическими породами и различного состава лавами. Такого типа формации известны в различных районах мира и образовались в очень широком интервале времени. Но главная их масса сосредоточена и лучше изучена среди девонских отложений [Анатольева А. И., 1960; Лучицкий И. В., 1960; Бровков Г. Н. и др., 1967]. Вулканогенные породы этих формаций представлены в одном случае базальтами, в другом — кварцевыми и бескварцевыми порфирами и разнообразными порфиритами, а также соответствующего состава туфами. В отличие от них в малокаройской формации практически отсутствуют лавы.

В однотипной формации этого же стратиграфического уровня в Южном Улугтау среди туфов и туффитов кислого состава появляются покровы базальтовых порфиритов [Зайцев Ю. А., Хераскова Т. Н., 1971]. Редкие залежи базальтов отмечены и в Малом Каратау, но природа их пока не выяснена. Источники пеплового материала предполагаются лишь гипотетически. К формации более всего подходит название осадочно-телепирокластической, предложенное Г. Н. Бровковым.

Ближе всего по составу, строению и мощности малокаройская формация соответствует нижнекаменноугольной карбонатно-терригенно-телепирокластической красно-сероцветной формации Минусинского прогиба [Бровков Г. Н. и др., 1967]. Последняя отличается большим объемом содержания карбонатных пород. Кроме того, она очень близка к формациям, выделенным Н. С. Шатским (1955) под названием кремнисто-сланцевых формаций «успенского типа». Состав одной из них подробно описан А. А. Богдановым (1948) и С. В. Колотухиной на примере успенской свиты нижнего карбона Центрального Казахстана. Прекрасное описание формаций герцинской Джунгаро-Балхашской складчатой системы и ее каледонского обрамления приведено в книге М. И. Александровой, Н. А. Пупышева и Е. Н. Сизовой (1974). Формации, аналогичные

малокарройской, описаны ими под названием красноцветной вулканогенно-молассовой. Накопление одной из них происходило в начале позднего (орогенного) этапа развития геосинклинали в живецко-франское время, другой — в конце позднего этапа в наложенных эпикаледонских структурах в среднедевонско-франское время.

Малокарройская пестроцветная терригенно-телепирокластическая позднебайкальская формация отличается от аналогичных формаций более молодого возраста значительно меньшей мощностью, более высокой зрелостью и тонкозернистостью осадочного компонента (что свидетельствует о вялости тектонических движений) и преимущественно эксплозивным характером вулканизма.

Верхняя молассовая формация

Распространена только в пределах Таласского хребта. Объединяет кумыштагскую и конуртобинскую свиты. Сложена преимущественно грубообломочными породами, образовавшимися в результате разрушения горных сооружений, возникших в конце байкальского орогенного этапа развития Северо-Тяньшаньской геосинклинальной области. В пределах рассматриваемого Таласо-Каратауского прогиба она имеет небольшую мощность. Наиболее полно и мощно развита в пределах Улутау-Каратау-Чаткало-Нарынского позднедокембрийского прогиба заложившегося по краю Южно-Тяньшаньской платформы. В составе формации выделяются два комплекса: кумыштагский аргиллито-песчанико-конгломератовый и конуртобинский тиллитоподобных конгломератов.

В долине р. Кумыштаг установлены отложения двух комплексов, слагающих крылья Кумыштагской синклинали. Кумыштагский комплекс представлен 150-метровой толщей, состоящей из двух пачек: нижней — песчано-конгломератовой, сложенной полимиктовыми конгломератами, аркозовыми песчаниками и красноцветными алевритами, и верхней — известняково-аргиллитовой, состоящей из серых, редко красноцветных аргиллитов, плотных афанитовых и мелкокристаллических известняков с прослоями мелкозернистых кварцевых песчаников.

Восточнее, по р. Чичкан, по северному крылу джалобьской антиклинали строение нижней части комплекса несколько иное; это толща преимущественно красноцветных средних и крупнозернистых песчаников. Среди них встречаются горизонты тех же песчаников с редкими включениями хорошо окатанной гальки красных и зеленых кварцитов.

Конуртобинский комплекс однообразен по составу. Эта толща грязно-зеленого, серого цвета мусористых аргиллитов и алевролитов. В них рассеяна угловато-граненная галька различного размера. Состав галек в конгломератах приведен в разделе стратиграфии. По мнению Е. И. и Е. И. Зубцовых, толща имеет явно мореноподобный облик. Она развита только в районе р. Кумыштаг. Конгломераты, слагающие нижнюю часть формации, характеризуются в целом слабой сортировкой обломков. Выделяются крупно-, средне- и мелкогалечные разности. Обломки в целом имеют высокую степень окатанности, которая зависит от состава и размера. Среди обломков много подстилающих пород малокаройской серии. Сгруженность галек высокая. Цемент скудный, представлен гравийным и псаммитовым материалом того же состава, что и гальки. Гравелиты и песчаники серого, зеленовато-серого, красного цвета имеют аркозовый состав. Обломочный материал почти целиком заимствован из продуктов разрушения курганских туфов. Обломки прекрасно окатаны. Представлены кварцем, плагиоклазом, розовым калишпатом. Среди обломков пород наиболее часто встречаются кислые эффузивы, их туфы, кварциты, серицито-кремнистые сланцы. Цемент в песчаниках скудный серицитового или серицит-кремнистого состава. Алевролиты и аргиллиты имеют серицито-кремнистый, иногда с примесью хлорита состав.

Песчаники верхней части комплекса образуют маломощные прослои средне- и мелкозернистых разновидностей среди серых аргиллитов или алевролитов. Часто имеют линзовидное сложение. Несмотря на малый размер обломков, окатанность их хорошая. Кроме кварца, среди обломков отмечаются плагиоклазы, кварциты, слюды. Цемент базального типа серицито-кремнистого, глинисто-серицитового, лимонитового состава. Аргиллиты и алевролиты составляют заметную часть объема формации. Их окраска преимущественно серая, зеленоватая, красная, иногда черная. Состав глинисто-серицито-кремнистый. Примесь хлорита незначительна. Обломочный материал алевролитов представлен почти целиком кварцем, чешуйками слюды.

Вмещающая масса тилитоподобных конгломератов также имеет серицито-кремнистый состав с включениями мелких остроугольных обломков пород и серые, табачно-зеленые тона окраски.

Общее построение разреза формации регрессивное, от дельно взятого кумыштагского комплекса — трансгрессивное. Породы кумыштагского комплекса имеют грубо ритмичное строение. Ритмы асимметричные, как правило, двухкомпо-

нентные. Для первого элемента ритма характерны более грубообломочный состав и большая мощность, чем для второго, Мощности ритмов колеблются от 3—4 до 25 м.

С запада на восток обособливаются две градации верхнемолассовой формации. Западная (район Кумыштага) отличается большей полнотой разреза. Здесь в ее строении принимают участие оба комплекса. Нижняя часть кумыштагского комплекса имеет грубообломочный состав, преобладающие серые и зеленоватые окраски пород. Восточная градация (р. Чичкан) построена только кумыштагским комплексом, который в этом районе сложен красноцветными песчаниками (джолобекские песчаники). Верхняя часть комплекса (известняково-аргиллитовая пачка) имеет сходное строение и состав в обеих градациях. Для пород этой пачки характерно присутствие в большом количестве включений кристаллов пирита.

Верхняя молассовая формация сверху и снизу ограничена поверхностями крупных несогласий. Внутри нее также имеется несколько несогласий, наиболее существенным среди которых является несогласие под конуртобинским комплексом тиллитоподобных конгломератов.

Латерально и, по-видимому, палеогеографически она тесно связана с мощной формацией тиллитоподобных конгломератов Каратау-Чаткало-Нарынской структурно-формационной зоны.

Спектральные анализы определяют общий, несколько повышенный фон содержания меди и марганца, хотя собственно значительные положительные аномалии их концентраций приурочены к трещинам-нарушениям в породах формации. Интересна общая, превышающая в пять раз кларковые содержания зараженность оловом пород верхней части кумыштагского комплекса.

Гидрослюдистая кора выветривания Малого Каратау

Развита по породам курганской свиты низов венда [Королев В. Г., Максумова Р. А., 1968], перекрывается кыр-шабактинской и беркутинской свитами. Абсолютный возраст глауконитов из кыр-шабактинской свиты отвечает 570 ± 30 млн лет [Королев В. Г., Максумова Р. А., Мамбетов А. М., 1971]. В беркутинской свите встречаются микрофитолиты, свойственные юдомскому комплексу Сибири. Хиолиты и трилобиты из вышележащей чулактауской свиты принадлежат самым нижним горизонтам кембрия [Келлер Б. М., Покровская Н. В., 1965; Мамбетов А. М., Миссаржевский В. В., 1971]. Кора выветривания сохранилась по р. Кыр-шабакты (Батырбайская

структура), в районе месторождения Беркуты Северная и по правому борту р. Шабакты (малокаройская структура). Она образована по породам курганской свиты, которая в верхней своей части сложена преимущественно пепловыми туфами трахилипаритового состава и туффитами [Ильинская М. И., Максумова Р. А., 1970, 1973].

Наиболее полно кора выветривания сохранилась на некоторых участках Малокаройской структуры, представляющей собой во время ее формирования отчетливо выраженное в рельефе поднятие, ограниченное с северо-востока зоной относительных прогибаний (Батырбайско-Аксайская структура). Наличие этих сопряженных элементов рельефа предопределило своеобразие процессов выветривания на территории Малого Каратау. Так, на малокаройском поднятии развивалась кора выветривания, а в понижениях рельефа накапливались брекчиевидные продукты разрушения, сносимые с этой структуры.

Наиболее полный профиль коры выветривания изучен по р. Шабакты. Здесь в элювии туфов курганской свиты наблюдается постепенный переход от плотных зеленовато-серых окремелых туфов к рыхлым бледно-зеленоватым и красным глинам. Все породы подвержены вторичным изменениям до стадии глубинного эпигенеза. Большая часть глинистых минералов перекристаллизована в агрегат серицита, хлорита, кварца, альбита. Породы практически не поддаются механической дезинтеграции. С большим трудом были выделены остатки глинистых минералов, не затронутых процессами перекристаллизации. По совокупности структурного, минералогического и химического признаков в профиле коры выветривания выделяются три зоны [Максумова Р. А., 1973].

Зона начальной дезинтеграции представлена трещиноватой, легко разрушающейся в современных обнажениях породой. Окраска ее по сравнению с окраской неизмененных пород становится более светлой — зеленоватой и бледно-салатной, а в верхней части зоны — пятнистой. Под микроскопом видно, что реликты «обломки» малозмененных пепловых и пеплово-кристаллокластических туфов и туффитов образуют брекчиевидную структуру. Полевые шпаты в них сильно изменены, часто замещены чешуйками слюды и погружены в ярко-зеленую гидрослюдистую массу. Среди последней установлены чешуйки бесцветной гидрослюды и более крупные пластинки зеленого селадонита. «Обломки» постепенно переходят в темную слабополярную массу глинистых минералов, в составе которых термографическим и рентгенографическим методами установлена гидрослюда с при-

месью монтмориллонита. Мощность этой зоны сравнительно невелика и колеблется от 0,3 до 1 м.

Гидрослюдистая зона постепенно сменяет предыдущую. В обнажении это красноцветные, бурые, коричневатые, реже бледно-зеленые аргиллиты и алевролиты с редкими маломощными прослоями слабоизмененных туфов. Породы довольно прочные и с трудом поддаются механической дезинтеграции. Под микроскопом они представляют собой темную слабополяризовую массу глинистых минералов. Отчетливо видны только тонкие чешуйки ярко-зеленого селадонита, образующего иногда значительные скопления, и тонкие чешуйки гидрослюды. Алевритовую примесь образуют обломки кварца и полевых шпатов. Термическим и рентгеноструктурным анализами среди глинистых минералов установлены смешанослойные гидрослюды, монтмориллонит и хлорит. Такая ассоциация формируется при эпигенетической переработке триоктаэдрических гидрослюдов [Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А., 1963], составляющих основную массу глинистого вещества пород, образующихся за счет неполного разрушения пород кислого и среднего состава. Мощность зоны достигает 30 м.

В каолинит-гидрослюдистой зоне порода представлена пятнистой буроватой и бледно-салатной рыхлой глинистой массой. В сухом виде глинистые продукты легко растираются в тонкий порошок, оставляющий на пальцах шелковистый блеск. В шлифе видно, что порода имеет алевролитовую структуру. Редкая алевритовая примесь состоит из корродированных обломочков кварца и разрушенного калишпата. Наблюдают ярко-зеленые чешуйки селадонита.

В глинистой фракции рентгеновским методом установлены смешанослойные гидрослюдисто-монтмориллонитовые минералы, монтмориллонит, следы хлорита. Наличие на дебаеграммах глины отражений $cd = \text{около } 7,0 - 7,1 \text{ кх}$ и $cd = 3,53 - 3,56$ свидетельствует о присутствии в них незначительного количества минералов ряда каолинит-галлуазита. Поскольку при прокаливании препарата до 550°C эти рефлексы исчезают, можно с уверенностью считать, что это не минералы группы хлорита. Последние, как показано Г. А. Ковалевым (1952), при такой обработке не изменяются. Дальнейшее преобразование глины, очевидно, идет в сторону формирования минералов группы каолинит-галлуазита, где ее мощность незначительна и составляет 0,2—0,3 м. Каолинит-гидрослюдистая зона сохранилась только в одном месте Малокаройской структуры, на остальной площади района породы этой зоны уничтожены последующим размывом.

Породы зоны вторично изменены, однако их преимущественно глинистый состав обусловил невысокую степень преобразований по сравнению с грубозернистыми отложениями.

Кора выветривания в районе р. Шабакты перекрыта конгломерато-брекчиями, песчаниками, доломитами беркутинской свиты. В них присутствуют продукты разрушения коры выветривания, а также неизмененных пород курганской свиты.

В коре выветривания Малого Каратау происходит значительное перераспределение отдельных компонентов (см. табл. 3). В конечных продуктах описанного профиля по р. Шабакты отмечается вынос SiO_2 и Na_2O . Содержания Al_2O_3 и окислов железа вначале резко возрастают, а на последних этапах формирования коры выветривания начинают уменьшаться. При этом железо частично переходит из двухвалентной формы в трехвалентную. Содержание K_2O постепенно увеличивается от свежих пород к выветрелым — закономерность, отмеченная для древних кор выветривания многих районов [Веселовская М. М., 1957; Гершойг Ю. Г., 1970; и др.]. Поведение CaO и MgO не совсем обычно. Вначале они довольно интенсивно выносятся. Но в самой верхней зоне количество этих окислов увеличивается, в несколько раз превышая содержание их в неизмененных породах курганской свиты. Этот процесс выразился появлением кальцита и доломита. Накопление карбонатов в верхней зоне коры выветривания в значительной мере является вторичным, эпигенетическим процессом. Это явление, широко распространенное в вендско-кембрийских толщах Малого Каратау, описано В. Н. Холодовым (1969). Близко синхронно с корой выветривания за счет ее механического разрушения формировалась своеобразная брекчиевидная толща. Ее можно было бы именовать аллохтонной корой выветривания. Она развита в пределах Батырбайско-Аксайской структуры и представлена 30—50-метровым горизонтом пестроцветных (красных и зеленых) массивных неслоистых брекчий, содержащих продукты механического разрушения пород коры выветривания и сцементированных зеленоватым и красноватым глинистым материалом. Среди обломков встречаются как с хорошо сохранившейся структурой и текстурой туфы, так и нацело разложившиеся, рассыпающиеся светлые минеральные образования глинистого, преимущественно гидрослюдистого состава. Разрез этой брекчиевидной толщи прямо отражает зональность профиля выветривания поднятой Малокаройской структуры. По р. Кыр-шабакты нижняя часть его мощностью 11 м состоит из

Таблица 3

Химический состав продуктов выветривания туфов
курганской свиты шабактинского разреза в Малом Каратау, вес %*

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	п. п. п.	Σ
1	43,68	0,19	15,08	11,61	0,57	0,19	1,54	7,14	6,5	0,25	3,08	0,15	12,93	99,83
2	46,06	0,20	16,08	7,08	0,92	0,068	1,54	7,29	7,0	0,3	3,14	0,10	13,41	100,02
3	62,06	0,11	17,68	5,07	1,9	0,02	0,63	0,54	4,3	5,5	0,58	0,14	2,11	99,96
4	72,31	0,38	9,58	3,54	2,92	0,01	0,18	0,98	7,0	1,25	0,46	0,17	1,13	99,45
5	74,32	0,47	8,44	4,68	3,06	0,09	0,33	1,35	2,5	2,25	0,46	0,29	2,32	100,1
6	80,43	0,21	8,69	1,52	0,70	0,04	0,35	1,29	3,01	1,45	0,96	0,14	0,12	100,01

* Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии АН Киргизской ССР
Р. Н. Чучмановой.

обломков слабо измененных зеленоватых пород курганской свиты, представляющих зону начальной дезинтеграции. Выше залегает пачка таких же брекчий малиновой окраски мощностью 10—13 м. Обломки разложены сильнее, туфровая структура в них сохраняется очень редко. Глинистый компонент аргиллитовых и алевролитовых малиновых пород, вмещающих обломки, имеет гидрослюдистый и монтмориллонитовый состав. Совершенно очевидно, что эта пачка образована за счет переотложения пород гидрослюдистой зоны.

Продукты переотложения верхней зоны коры выветривания встречены в нормальных морских отложениях вышележащей кыр-шабактинской свиты. Глинистая составляющая этих пород представлена в основном гидрослюдами, реже — монтмориллонитом и каолином. Последний распространен широко в породах, залегающих выше беркутинской и чулактауской свит [Еганов Э. А., 1964; Бушинский Г. И., 1966; Холодов В. Н., 1970]. Вещественный состав и наблюдаемая зональность древней коры выветривания Малого Каратау свидетельствует о формировании ее в условиях влажного теплого климата, при относительно спокойном тектоническом режиме слабо расчлененной территории. Химизм образования коры выветривания еще не совсем ясен. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в Малом Каратау выветривание протекало в условиях щелочной среды, создавшей пестроцветную литофацию структурного элювия.

Наличие крупного несогласия под отложениями кембрия и верхов докембрия, а также остатки древних кор выветривания (преимущественно нижних их горизонтов) известны и в других районах Малого Каратау и Таласского хребта.

Автохтонная красноцветная карбонатно-терригенная формация

Объединяет породы кыр-шабактинской и беркутинской свит хребта Малый Каратау. Крупным несогласием отделена от подстилающих формаций, содержащих вендские строматолиты, и согласно перекрывается нижнекембрийской фосфоритоносной формацией. Абсолютный возраст глауконита из пород верхней части формации М. А. Гаррис определен в 570 ± 30 млн лет.

Структурно и формационно тесно связана с фосфоритоносной и вышележащей известняковой формациями. Вместе они образуют пологие куполовидные складки. Более сложный характер деформаций этих отложений наблюдается только в приразломных зонах. Максимальная мощность — 180 м.

В строении формации принимают участие два четко обособленных породных комплекса: красноцветный терригенный и сменяющий его сверху доломитовый. Распространение этих комплексов по площади Таласо-Каратауской зоны неравномерно. Особенно это касается нижнего красноцветного терригенного комплекса. В то же время почти повсеместное развитие доломитового комплекса отмечается не только для территории Таласо-Каратауской зоны, но и для соседней Чаткало-Нарынской. В целом для формации характерен карбонатно-терригенный состав слагающих пород. Среди терригенных пород широко распространены красноцветные алевролиты, аргиллиты (от 50 до 90%), реже песчаники и гравелиты (10—20%), среди карбонатных — известняки, доломиты (10—50%). Очень редко встречаются прослои конгломерато-брекчий.

На территории Малого Каратау состав формации изменяется от терригенного в западных и северо-западных частях до преимущественно карбонатного на востоке и юго-востоке.

Пелитовые и алевролитовые породы представлены малиновыми, реже серыми, табачными, черными и зеленовато-серыми глинистыми и серицито-хлорито-кремнистыми сланцами. Глинистые породы имеют преимущественно гидрослюдистый состав с примесью каолинита. Значительна примесь тонкораспыленного лимонита. В глинистой массе намечаются участки перекристаллизации. Чуть заметны бледно-зеленые чешуйки хлорита, серицита, мелкокристаллического кварца. В пелитовой массе обычна примесь обломков алевролитовой размерности кварца, полевого шпата.

Карбонатные породы формации представлены доломитами и известняками (см. табл. 4), в нижней части формации — сильно окремнелыми. Карбонатные породы имеют светлую, розоватую, светло-серую, желтоватую окраску, средне- и тонкоплитчатое, иногда массивное линзовидное сложение. Всем разновидностям карбонатных пород присуща в той или иной степени примесь терригенных компонентов. Среди них присутствуют обломки кварца, которые составляют до 80% всего обломочного материала, обломки кварцитов, сильно измененных кварцевых порфиров, глинистых и кремнистых пород. В верхней части формации появляются прослои розоватых и серых тонкокристаллических плитчатых доломитов, доломитизированных известняков, искрящихся на сколе, очень плотных, содержащих прослои, обогащенные глауконитом. Глауконитовые зерна являются сингенетичными, имеют микроагрегатное строение, яркий травяно-зеленый цвет, неравномерно, иногда пятнисто распределенный внутри зерна. Неравномерность окраски, отчетливо заметная в сечениях зерен глау-

Состав карбонатных пород кыр-шабактинской свиты хр. Малый Каратау,
%*

№ образца, название породы	MnO	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	P ₂ O ₅	CaCO ₃	MgCO ₃	Изб. MgO	Апатит Ca ₃ (PO ₄) ₂	Доломит CaMg (CO ₃) ₂	Каль- цит CaCO ₃
80/67 алевритовый известковый доломит	46,41	6,30	17,04	5,87	15,34	4,60	20,73	11,90	0,18	10,04	26,37	6,26
105/67 алевритовый известковый доломит	48,59	3,55	17,23	6,65	20,45	0,09	30,59	13,37	0,26	0,20	29,15	14,81
109/67 алевритовый известняк	22,41	5,80	37,60	1,14	29,65	1,49	64,74	2,18	0,10	3,25	4,76	62,16
112/67 алевритовый доломитовый известняк	41,04	4,60	24,24	4,04	22,80	0,22	42,85	7,53	0,41	0,48	16,48	33,90

* Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР.
Обр. 80/67 — р. Беркуты; обр. 105/67 — р. Шабакты; обр. 109/67, 112/67 — р. Бугунь.

Химический состав глауконита из кыр-шабактинской свиты Малого Каратау*

Таблица 5

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	C
51,23	0,12	10,64	17,17	0,53	Нет	0,21	5,20	0,43	7,50	6,88	Нет

* Анализ выполнен в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР

коннта объясняется теснейшим срастанием микрозернистого глауконита с микрозернистым фосфоритом.

В химическом выражении примесь фосфата кальция оценивается для чистой глауконитовой фракции присутствием P_2O_5 от 7,65 до 10,09%. Показатели преломления глауконита ($Ng' = 1,624$; $Np' = 1,619$) являются несколько повышенными по сравнению со средними стандартами, что, по-видимому, также объясняется примесью тонкодисперсного фосфорита. Химический состав глауконита в окончательном виде (табл. 5) установлен способом пересчета молекулярных количеств всех компонентов. Все глауконитовые зерна одеты тонкой непрозрачной пленкой гидроокислов железа и пересекаются трещинами синерезиса. Размер зерен изменяется от 0,1 до 1 мм, чаще 0,4—0,6 мм. В среднем глаукониты составляют до 30—40% объема породы в прослоях алевролитовых известняков и отличаются в гранулометрическом отношении своей крупнозернистостью от мелкозернистой массы остальной части породы. Основную массу породы составляет кальцит, имеющий крупнокристаллическое пластинчатое строение со сложным сочленением отдельных зерен вплоть до стилолитоподобных швов. Заметно, что он корродирует, а иногда и полностью замещает глауконит и даже кварц, оставляя лишь непрозрачную оболочку гидроокислов железа. Характерно, что описанные прослои, обогащенные глауконитом и фосфоритом, содержат незначительное количество доломита, а местами лишены его полностью (установлено путем окрашивания открытых шлифов).

В алевролитовых известняках глауконитовой пачки довольно интересны микропрослои, содержащие в большом количестве мелкие зерна гематита, ильменита, лейкоксена, циркона, рутила и других минералов, представляющие собой древние россыпи (табл. IV). Появление их вполне закономерно, поскольку осадки этой формации накапливались в условиях морской трансгрессии на площадь, которая перед этим подвергалась процессам интенсивного химического выветривания. Следует заметить, что минеральный состав россыпей почти полностью заимствован из нижележащей курганской свиты, в поствулканически измененной части которой они в обилии содержатся.

Среди карбонатных пород встречаются прослои, содержащие окатанную или угловатую галечку черных кремнистых фосфоритов. Содержание P_2O_5 в таких прослоях достигает 13,6%. Кроме того, в некоторых разрезах карбонатные породы несут в себе марганцевую минерализацию (псиломелан, псиломелан-вад).

В некоторых разрезах в основании кыр-шабактинской сви-

ты, а иногда еще и внутри свиты (в верхней части глауконитовой пачки) имеются маломощные (от 0,5 до 2 м) слои конгломерато-брекчий. В составе обломков преобладают подстилающие туфы, алевролиты, известняки. Среди принесенных издалека пород выделяются хорошо окатанные обломки кварца белого, зеленого и красного цвета, розоватых порфиров, гранитоидов и осадочных терригенных пород. Насыщенность породы обломками невелика. Основная масса преобладает, сложена она розоватым или зеленоватым карбонатным алевропесчаником.

Песчаники в составе формации имеют небольшое развитие. Но тем не менее они очень характерны, поскольку сильно отличаются от песчаников всех подстилающих формаций. Соотношение породообразующих минералов в них таково: кварц — до 90%, полевые шпаты и обломки пород составляют в сумме около 10%. Такой состав позволяет относить их к группе мономинеральных кварцевых песчаников. Кварц в них обычно мутный, хорошо окатанный (табл. IV), часто с черными рудными включениями, калиевые полевые шпаты интенсивно пелитизированы. Из плагиоклазов встречается преимущественно альбит. Обломки пород представлены кварцитом, гранитом, сиенит-аплитом, состоящим целиком из калишпата с аллотриоморфнозернистой структурой, пегматит с типичной клиновидной структурой. Цемент в песчаниках скудный. Состав его меняется от чисто карбонатного (кальцит-доломитового) до глинистого. В песчаниках довольно значительно содержание глауконита, а также аксессуарных минералов. Среди последних широко развиты: магнетит, ильменит, лейкоксен, гематит, циркон, рутил, гранат, сфен и др. Песчаники образуют линзообразные прослои, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до 1,5—2 м.

Характер вторичных преобразований песчаников позволяет отнести породы этой формации к зоне неизмененного глинистого цемента начального эпигенеза. В глинистой массе заметны следы начальной раскristаллизации: появляются тонкие чешуйки серицита, бледно-зеленого хлорита. Наличие таких минералов, как глауконит и франколит в фосфоритах также свидетельствует о незначительной степени вторичных преобразований пород.

Верхний доломитовый комплекс обособливается в самостоятельную беркутинскую свиту. Доломиты преимущественно среднезернистые светлые розоватые и желтоватые, иногда зеленоватые. Породы массивные, реже среднеплитчатые. Породы довольно интенсивно окремнены. Доломитовый комплекс имеет двучленное строение в урочищах Малый Карой

и Аулие-Тогай и одночленное — по северным площадям развития комплекса.

Нижняя часть комплекса — это обычно сильно мусористые карбонатные породы с прослоями и линзами полевошпато-кварцевых и кварцевых песчаников, обломками и гальками подстилающих пород и линзами, в обилии содержащими мелкую галечку и песчинки кремнисто-фосфатной породы. В этой части разреза комплекса довольно часто наблюдаются следы сингенетических пластических деформаций, встречаются крупные глыбы доломита. Верхняя часть комплекса состоит, как правило, из плотного массивного, реже плитчатого, светлого доломита со стяжениями и желваками кремнезема.

Способ сочетания пород этой формации очень резко отличается от всех подстилающих образований. Отсутствуют самые элементарные типы ритмичного чередования пород, столь характерных для породных ассоциаций этапа геосинклинального и орогенического развития Таласо-Каратауской зоны. Только в районах наиболее полного развития формации слабо намечаются два крупных ритма, начинающихся доломитами с включениями гальки подстилающих образований и завершающихся горизонты плотных массивных доломитов. Завершением верхнего ритма являются беркутинские доломиты. Средняя наиболее мощная часть этих ритмов составлена красноцветными глинистыми и глинисто-алевролитовыми породами с редкими включениями линзообразных пластов песчаника. В целом породы формации, особенно нижнего красноцветного комплекса, представляют собой в разрезе очень крупные линзы, постепенно выклинивающиеся к Кокджотско-Большекарройскому поднятию. Постепенно в этом же направлении выклинивается и вся красноцветная кыр-шабактинская свита.

Характер отлагавшихся в это время осадков свидетельствует о том, что они образовывались в морском водоеме. Бассейн, по-видимому, был чрезвычайно мелководным и имел нормальную соленость, что подтверждает широкое распространение глауконита. К началу времени накопления отложений кыр-шабактинской свиты в южной части исследуемой территории существовало Кокджотско-Большекарройское поднятие. Оно, по-видимому, представляло собой цепененизированную сушу и поставляло в морской бассейн незначительное количество терригенного материала. Ограниченное распространение кыр-шабактинской свиты на территории фосфоритоносного бассейна не позволяет проследить все фациальные особенности возникших осадков. Известно лишь, что в направлении с северо-запада на юго-восток количество тер-

ригенного материала в этих отложениях постепенно убывает и соответственно возрастает карбонатность осадков. Эти фациальные изменения косвенно указывают на существование к север-северо-западу от нашего района размываемой суши, которая являлась значительно более мощным поставщиком материала, чем Кокджотско-Большекарройское поднятие. Обращает на себя внимание довольно высокая зрелость терригенного материала, поступавшего с севера. Характерно, что к северо-западу возрастает также общее количество глауконита в породах этой формации.

Последующая эпоха отложения «нижних» доломитов была эпохой дальнейшего погружения различных частей фосфоритоносного бассейна и развития трансгрессии. В это время по-прежнему на территории Малого Каратау существовало крупное Кокджотско-Большекарройское поднятие (рис. 18). К северо-востоку от него располагался Аксайско-Чулактауский прогиб; он имел сложную конфигурацию и осложнялся двумя более мелкими впадинами.

Характер слагающих формацию пород, их строение, общая незначительная мощность (максимум 170 м) свидетельствуют о стабилизации тектонического режима Таласо-Каратауской зоны, наступившей после эпохи формирования мolas и активного вулканизма и почти полной нивелировки рельефа. Появление в породах формации такого диагенетического минерала, как глауконит, совершенно отсутствующего во всех подстилающих образованиях, также характеризует замедленное осадконакопление в эту эпоху. Довольно зрелый терригенный материал, поступающий с области сноса, является свидетелем снивелированной суши, подвергавшейся интенсивному выветриванию. Каких-либо аналогов красной терригенно-карбонатной формации севернее Таласо-Каратауской зоны неизвестно. Возможным ее аналогом в пределах Чаткало-Нарынской зоны может быть горизонт доломитов, залегающих в верхних тиллитах и перекрывающихся кремнисто-ванадиеносной толщей нижнего кембрия.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОГО ОРОГЕНЕЗА В СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ И ЮЖНОМ КАЗАХСТАНЕ

Состав и строение описанных выше формаций однозначно свидетельствуют об их молассовой и вулканогенно-молассовой природе. Особенности состава и типом деформаций среди них выделяются три крупных комплекса, разделенных поверхностями региональных несогласий (рис. 21): 1) комплекс нижних моласс, включающий зеленоцветную флишево-молассовую формацию верхнего рифея (I) и нижнюю молассу кудаша (I¹); 2) комплекс вулканогенных моласс (II) в составе терригенной (аркозовой), туфо-карбонатно-аргиллитокремнистой и терригенно-телепирокластической формаций венда; 3) комплекс верхних моласс венда (III). Подстилает их флишевая формация верхнего рифея геосинклинальной стадии развития (Г) и перекрывают автохтонная красноцветная терригенно-карбонатная, карбонатно-кремнистая фосфоритоносная, углисто-кремнистая ванадиеносная, известняковая формации верхов венда и кембрия эпибайкальского платформенного чехла (II).

Отмирание геосинклинального режима в Северотяньшаньской байкальской геосинклинальной области началось в позднем рифее и происходило постепенно в направлении с севера на юг. Первой в инверсионный режим была вовлечена Киргизско-Терскайская зона, в которой прошло активное внедрение интрузий, общее воздымание. К этим интрузиям, по-видимому, могут быть отнесены тасакеминский, ирдыкский, каиндинский верхнерифейские гранодиоритовые и джаинский, кумбельский, айторский вендские щелочно-гранитные комплексы [Жуков Ю. В. и др., 1978]. Продукты разрушения слагающих поднятый блок вулканогенных толщ накапливались в образовавшемся южнее (I стадия, рис. 21) Таласо-Каратауском флишевом прогибе [Максумова Р. А., 1967]. Флишевая формация этого прогиба, мощностью до 3 км, имеет трехчленное строение [Максумова Р. А., 1970; Королев В. Г., Максумова Р. А., 1978]. Низы ее сложены двухкомпонентным терригенным флишем. Осадки несут следы накопления

в относительно глубоководном бассейне. Средняя ее часть образована трехкомпонентным терригенно-карбонатным флишем, сменяющимся вверх карбонатным. Осадки верхней карбонатной флишевой субформации, особенно верхней ее части, несут следы образования в мелководной обстановке. Характерны красноцветная окраска пород, текстуры мелководной косой и линзовидной слойчатости, кое-где наблюдаются трещины усыхания. Внутри флишевого трога появляются структуры относительного поднятия, что нашло свое отражение в формировании двух типов разрезов верхнего рифея в Таласо-Каратауской зоне. Курган-Карагаинское и Джанытасское поднятия характеризуются преимущественным накоплением мелководных карбонатных осадков, включающих биогермы строматолитов. Отмирание флишевого прогиба фиксируется накоплением маломощных красноцветных известняково-доломитово-аргиллитовых осадков кызылбельской и тогузбайской свит. В разделяющих поднятия прогибах шло накопление флишоидно-молассовых отложений (сагызганская свита). Слагающий свиту терригенный материал заимствован из окружающих поднятий.

На фоне дальнего общего воздымания возникли разобщенные молассовые прогибы: Карабуринский в Таласе, Коктальский в Малом Каратау (II стадия, рис. 21). Унаследованность этих прогибов выражается в общем согласном залегании флишевой, флишоидно-молассовой и нижнемолассовой формаций, общих черт их литологического состава, и близкого характера деформаций геосинклинального и орогенного комплексов, хотя в пределах Малого Каратау эти черты сходства менее отчетливы.

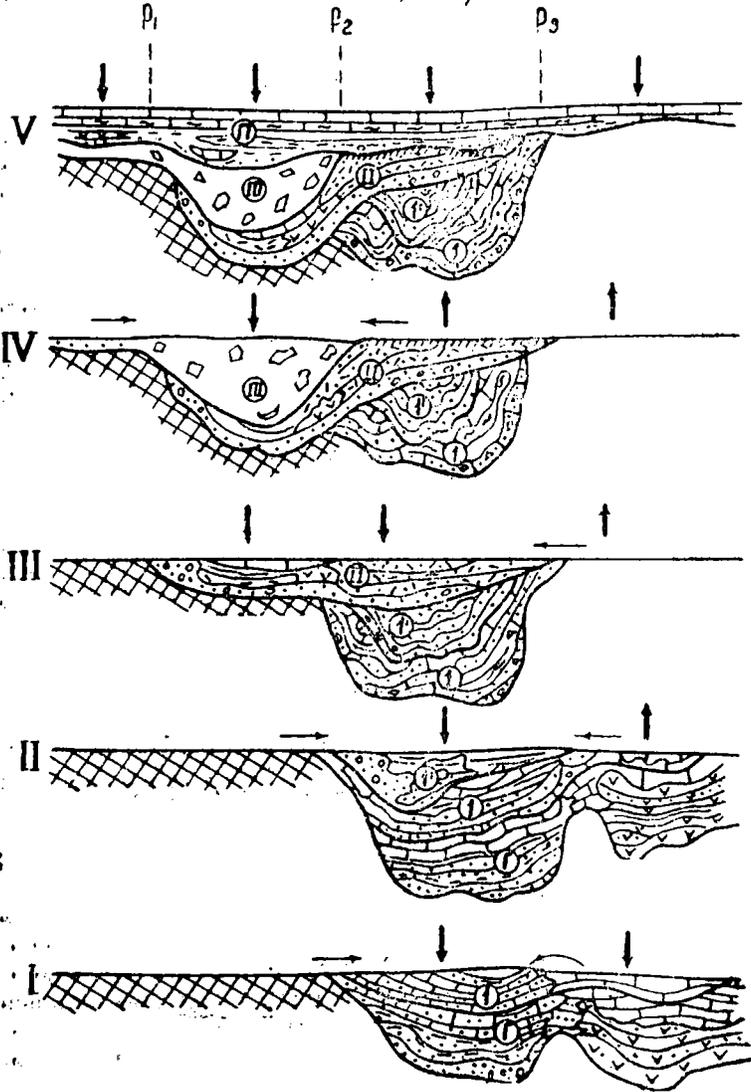
Карабуринский прогиб заполняется зеленоцветной флишоидно-молассовой и нижнемолассовой формациями (сагызганская, постунбулакская свиты), Коктальский прогиб — континентальной молассовой формацией (коксуйская свита). Мощность отложений унаследованных прогибов достигает 4000 м.

В конгломератах коксуйской и постунбулакской свит имеется галька, содержащая строматолиты верхнего рифея и микрофитолиты IV комплекса. Это пока дает основание считать их возраст верхнеперифейско-вендским. Отмечается накопление меди в красноцветных породных ассоциациях нижней молассы, полиметаллов и барита в мелководноморских известняково-доломитовых фациальных комплексах флишоидно-молассовой формации.

Вышележащий пестроцветный вулканогенно-терригенный молассовый комплекс (II, рис. 21) отделен от подстилающего

Структурно-формационные зоны

Южный Тянь-Шань Каратау-Чаткале Нарынская Таласо-Каратауская Киргизско-Герсейская



несогласием, местами даже угловым. Этому несогласию предшествует внедрение интрузий с возрастом 650—670 млн лет (актасские и кумыстинские граниты и граносениты) и общее поднятие. Базальные слои вулканогенно-терригенного комплекса во многих районах сложены продуктами разрушения упомянутых гранитов. Подошва малокарыйского комплекса принимается нами [Королев В. Г., Максумова Р. А., 1968] за основание вендского комплекса в Тянь-Шане. Этой границе раздела придается важное стратиграфическое и структурное значение.

Строматолиты, содержащиеся в чичканской и курганской свитах, отнесены И. Н. Крыловым к вендским [Крылов И. Н., 1967]. Вулканогенно-молассовый комплекс по площади развит значительно шире предыдущего и занимает всю территорию позднерифейского Таласо-Каратауского миегеосинклинального прогиба. В прогибание вовлекается также соседняя с юго-запада окраинно-платформенная зона, где на различном по возрасту фундаменте возникает ряд прогибов. Они заполнялись сходными терригенными (аркозовыми по составу) и местами вулканогенными формациями (акбулакская серия в Улуту, ранская свита в Большом Каратау, толща аркозовых песчаников и щелочных базальтоидов в Пскемском хребте и толща Сарыбельных-Чонторы в хребте Джетымтау).

Таласо-Каратауский прогиб выполняется (III стадия, рис. 21) субконтинентальной гравелито-песчаниковой аркозой молассовой, туфо-карбонатно-аргиллито-кремнистой и терригенно-тектоникокластической формациями (малокарыйская серия). Суммарная мощность их составляет 1000—1500 м.

Рис. 21. Миграция зон максимального прогибания орогенных структур в позднем докембрии в районе сочленения Северо-Тяньшаньской геосинклинальной и Южно-Тяньшаньской платформенной областей. I—V — этапы орогенного развития. Структурно-вещественные комплексы: Г — флишевая и спилит-диабазовая формации геосинклинальной стадии; I и II — молассовые комплексы; I — сагызганский переходный флише-молассовый, (R₃); II — нустубулакско-кокусуйский нижнемолассовый (R₃—V); III — вулканогенно-терригенная моласса (V) — малокарыйский, ранский комплексы; III — тиллитоподобные конгломераты («дикий флиш») — «нижнестиллитовый», шорашуйский, улутавский комплексы (V); IV — красноватая терригенно-кремнистая ванадиеносная, известняковая формации платформенной стадии (V—O₂).

Разломы: P₁ — Южно-Ферганский, P₂ — Таласо-Каратауский, P₃ — Ничелетау-Сусамырский. Стрелками показано направление преимущественного сноса материала, двойные стрелки указывают знак движения блоков.

Наложенный характер прогибов, выполненных вулканогенно-терригенными отложениями венда, подчеркивается резким различием состава формаций с подстилающими отложениями, гетерогенным характером фундамента и иным, более простым, типом деформаций. Если для подстилающих отложений флишеидно-молассовой и нижнемолассовой формаций вместе с флишевой формацией геосинклинального этапа присущ линейный тип складчатости, то отложения вулканогенно-терригенного комплекса смяты в очень пологие брахиформные складки.

Аналоги вулканогенно-молассового комплекса пока не известны во внутренних частях геосинклинальной области, однако упоминающиеся Ю. А. Зайцевым и Т. Н. Херасковой (1977) байэпшинская и кенелинская свиты Актауско-Джунгарского геоантиклинального поднятия в Казахстане имеют многие черты сходства с формациями вулканогенно-молассовой стадии.

К минерогенической характеристике формаций этого этапа следует отнести появление следов россыпных накоплений в континентальной аркозовой молассе, повышенное содержание ванадия, фосфора, алюмофосфатов, марганца в углесто-кремнистых формациях и метасоматически измененных туфах вулканогенно-терригенных отложений.

Третий верхний комплекс (III, рис. 21) отделен несогласием от подстилающих отложений и имеет в составе обломочного материала продукты их разрушения. Представлен специфическими отложениями, включающими тиллитоподобные конгломераты венда. Максимальное осадконакопление того времени смещается в сторону платформы (IV стадия) заполняя площади Байконурского прогиба в Улутау, Ранского в северо-западном Каратау (улутавская серия), Каракасмакского в Сандалашском хребте (шорашуйская свита) и Нарынского на востоке Среднего Тянь-Шаня (джетымская серия).

Отложения прогибов имеют среднюю мощность около 1200 м, а в хребте Джетымтау достигает 3000 м. Состав осадков сходный на большом протяжении от хребта Улутау в Центральном Казахстане до хребта Джетымтау на востоке Тянь-Шаня. Различное генетическое толкование этих отложений, несмотря на их литологическое сходство — континентальная франгломератовая моласса [Королев В. Г., 1960] спарагмитовая формация [Хераскова Т. Н., 1971], вулканогенно-осадочная формация [Сагындыков К. С., 1976] — свидетельствует о полигенном происхождении этих образований.

Комплекс залегает согласно на аркозовых песчаниках, сопряженных иногда с вулканическими породами. Основание

его сложено повсюду так называемым горизонтом «нижних тиллитов» (сатанская свита, тиллиты ранской свиты, ц'орашуйская свита и свита Джетымтау).

В хребте Джетымтау породы свиты Джетымтау вмещают крупное железорудное месторождение. Рудопроявления такого же типа отмечены и в сатанской свите Улутау. Кровлю комплекса составляют тиллитоподобные конгломераты байконурского горизонта. Галька нижних и верхних тиллитоподобных конгломератов содержит микрофитолиты IV комплекса. Межтиллитовые толщи имеют повсюду сходный терригенный и терригенно-карбонатный состав.

На разделяющих прогибы поднятиях отложения улутау-джетымского стратиграфического уровня или вообще отсутствуют или же имеется небольшой мощности толща тиллитоподобных конгломератов (Центральный Каратау, Пскемский хребет). Аналогичного состава и такой же небольшой мощности толща тиллитоподобных конгломератов появляется и во внутренних частях геосинклинальной области (тиллиты Западного Прибалхашья, текелийская свита Джунгарского Алатау, Атасу-Моинтинского водораздела, Чуилийских гор). В Таласо-Каратауской зоне джетымской серии отвечают песчаники и конгломераты кумыштагской и тиллитоподобные конгломераты конуртобинской свит. Тиллитоподобные конгломераты небольшой мощности появляются и на широких пространствах обрамляющей геосинклинальную область с юга и юго-запада платформы (тиллиты Кызыл-Кумов, Южного Тянь-Шаня, Таримской платформы). Пока остается неясным, отвечает ли небольшой мощности тиллитоподобная толща внутренних частей геосинклинали и платформы всему тиллитосодержащему комплексу осадков Улутау-Каратау-Чаткало-Нарынской орогенической зоны или же только верхнему байконурскому стратиграфическому уровню.

Тиллитовый комплекс Тянь-Шаня сопоставляется нами с волынской серией Восточно-Европейской платформы. Вулканические и ледниковые образования этой серии разобщены на площади. Это является обоснованием для различных стратиграфических построений и корреляций. Таким же дискуссионным является вопрос о соотношении вулканогенно-осадочной малокарбонатной с тиллитосодержащей джетымской серий.

Самый верхний (байконурский) тиллитосодержащий горизонт тесно связан с перекрывающими фосфорито-кремнистой и карбонатной формациями кембро-ордовика платформенного чехла. Накоплением тиллитоподобных конгломератов байконурской свиты заканчивается существование байкальских орогенных прогибов в Тянь-Шане и Казахстане. Вся территория вовлекается в поднятие. Огромные простран-

ства попадают в область денудации, формируются коры химического выветривания, реликты которых сохранились в некоторых районах Тянь-Шаня [Ху Шу Юн, 1958; Адышев М. М. и др., 1958; Максумова Р. А., 1973].

Новое поздневендское погружение (V стадия, рис. 21) и морская трансгрессия привели к накоплению маломощных, но очень выдержанных на огромных пространствах (см. табл. 6) бывшей байкальской геосинклинальной области Казахстана и Тянь-Шаня, а также Южно-Тяньшаньской и Таримской платформ фосфорито-кремнистой и карбонатной платформенных формаций кембрия [Королев В. Г. и др., 1974; Максумова Р. А., 1975]. Основание молодого платформенного чехла в пределах Таласо-Каратауской зоны (II, рис. 21) представлено автохтонной красноцветной терригенно-карбонатной формацией (кыр-шабактинская и беркутинская свиты) небольшой мощности [Королев В. Г., Максумова Р. А., 1976]. Глаукониты, содержащиеся в известняках верхней ее части, имеют возраст 560—570 млн лет. В известняках содержатся микрофитолиты IV комплекса и первые конодонтоморфные организмы. Перекрывается терригенно-карбонатная формация чулактауской фосфоритоносной свитой, содержащей в массовом количестве остатки первых скелетных организмов самых низов кембрия.

Таким образом, возраст байкальских орогенных формаций Тянь-Шаня и Южного Казахстана целиком позднедокембрийский. Возрастной интервал их колеблется от самых верхов верхнего рифея по венд включительно.

Разрез верхнего рифея-венда Таласо-Каратауской зоны как наиболее полный (в силу своего пространственно-структурного расположения в краевой части Южно-Казахстан-Северотяньшаньской геосинклинальной области на границе с платформой) может быть опорным для верхов позднего докембрия.

Выявление трех корреляционных уровней в разрезе верхов верхнего рифея-венда в Таласо-Каратауской зоне позволило провести сопоставление с отложениями верхнего докембрия соседних районов. Эти уровни зафиксированы информативными толщами такими, как: 1) тиллитоподобные конгломераты, непосредственно подпирающие снизу карбонатные и кремнисто-карбонатные формации нижнего кембрия; 2) коры выветривания, предшествующие накоплению терригенно-карбонатных отложений, содержащих в своих верхах глаукониты с возрастом 570 млн лет и первые редкие конодонтоморфные органические остатки; 3) формации аркозовых песчаников, часто сопряженные с вулканическими комплексами с высокощелочной (в частности калиевой) геохимической специализа-

цией. Накопление их происходит в результате разрушения гранитов с возрастом 650—670 млн лет.

Терригенные и вулканогенно-терригенные отложения верхов докембрия Северного Тянь-Шаня и Южного Казахстана вполне возможно рассматривать в схеме корреляции с главнейшими разрезами СССР. Используя выделенные опорные уровни распространения различных комплексов органических остатков, цифр абсолютного возраста и информативные литологические формации (тиллиты, коры выветривания и др.), можно с уверенностью утверждать, что к верхам верхнего рифея относятся кызылбельская и сагызганская свиты, к нижнему вендомии (кудашу) — коксуйская и постунбулакская свиты, к верхнему вендомии или венду — малокаройская серия, кумыштагская, конуртобинская, кыр-шабактинская и беркутинская свиты.

Накоплением байкальских молассовых отложений большой мощности закончила свое существование Таласо-Каратауская геосинклинальная зона. В результате байкальского орогенеза тектонический режим здесь стабилизировался, и эта зона прицленилась с севера к окраине Южнотяньшаньской платформы. После накопления платформенных формаций кембро-ордовика этот блок земной коры был поднят и более никогда не испытывал погружений.

В каледонский этап в пределах Таласо-Каратауского блока формировался субплатформенный чехол. Варисскому и затем альпийскому орогенезу Таласо-Каратауское поднятие отвечало возникновением узких изолированных грабенов, заполнявшихся континентальными отложениями небольшой мощности. Заложение их пространственно приурочено к разломам северо-западного простирания.

Современная структура Таласского хребта, Ичкелетау и Малого Каратау является результатом байкальского, наложенных каледонского, герцинского и альпийского орогенезов. Каледонскому орогенезу эта территория обязана возникновением пологих складчатых деформаций. Герцинскому и альпийскому — возникновением ряда северо-западных разломов, создавших современную глыбовую структуру этого района. Все это, безусловно, затушевывает характер структур, созданных байкальским орогенезом. Тем не менее довольно отчетливо вырисовывается общая структура Таласо-Каратауского региона для позднерифейско-вендского времени, которая скорее всего может интерпретироваться как краевой прогиб. Не исключено, что он протягивался и далее в район Улугтау. Однако, значительная удаленность этих территорий друг от друга, отсутствие выходов складчатого фундамента в промежутке пока не позволяет считать это предположение достаточно

Система комплекса	Отдел	Ярус нижнего кембрия Сибири	Горизонты нижнего кембрия Алтае-Саянской области	Таласо-Кератауская зона Тянь-Шаня	Кельпинская зона Таримской платформы	Куруктагская зона Восточного Тянь-Шаня	Багун-Шань южная часть Китайской платформы	Южно-Китайская платформа												
								Западный Хунань	Северный Гуйчжоу	Северо-восточный Юньнань										
Кембрийские	Нижний	Ленский	Обручевский солонцовский	Тамцзинская свита - известняки, доломиты - до 200 м	Слои с <i>Ptychoparia</i> .	Известняки с <i>Redlichia</i> , <i>Kootenia</i> , <i>Palaeolepus</i> - 50 м	Свита Маньтоу фиолетовые сланцы, известняки с <i>Redlichia</i> <i>Kootenia</i> - 250-300 м	Известняки Шундун с археоциатами и <i>Redlichia</i> <i>huphehensis</i> - 200 м	Свита Цзиньдиншань-глинистые сланцы, песчаники, известняки, сверху <i>Ptychoparia</i> - 200-300 м	Свита Луньянмяодолмиты, известняки, зона <i>Ptychoparia</i> - 200-300 м	Свита Цанланпунесчаники, сланцы <i>Palaeolepus</i> , <i>Redlichia</i> - 60-80 м									
		Ботомский	Санаштык-гольский									Слои с <i>Kootenia</i> <i>Redlichia chinensis</i> .	Слои с <i>Ushbaeria</i>	Кремнистые породы, андезиты, туфы - 230-700 м	Слои Байхаошань-сланцы, песчаники, известняки, сверху <i>Ushbaeria</i> внизу <i>Oboloparia</i> "хиолиты" - 70 - 100 м	Сланцы Шириньшань сверху с <i>Palaeolepus</i> , внизу с <i>Palaeolepus</i> <i>Redlichia</i> <i>huphehensis</i> - 30-170 м	Свита Миньшаньси-глинистые сланцы с <i>Palaeolepus</i> , <i>Redlichia</i> - 300 м	Свита Цянжусичерные сланцы, глауконитовые песчаники, зона <i>Yunp. nosophalus</i> <i>Wutingaeria</i> - 50-200 м		
		Атдабанский	Базанхский, Кундатский									Слои с <i>Netediscus</i> <i>Pagetiaellus</i> .	Слои с <i>Witingaeria</i>						Фосфориты, кремни - 0,5-2 м	Фосфориты и сланцы Ютшань - 0-20 м
		Томмотский										Чулактауская свита - фосфориты, кремни <i>Hyolithellus</i> - 0-50 м						Фосфориты		
Вендский				Беркутинская свита - доломиты, брекчи с микрофитолитами - 0 - 30 м	Нижние доломиты доломитизированные известняки, прослои песчаников, конгломератов.	Известняки глинистые, фосфатсодержащие, внизу с примесью кварцевого песка - 2-5 м	Глинистые сланцы, продукты выветривания - до 1,5 м	Доломит Дэнбин, прослои кремней, сланцев, строматолиты - 500-700 м	Доломит Дэнбин фосфатные горизонты - 100-200 м	Свита Дэнбин - фосфатизированные доломиты со строматолитами - 300-400 м	Свита Доушаньто-фосфатизированные сланцы известняки, кремни - 100-200 м	Свита Доушаньто-сланцы, фосфориты, внизу гравелиты - 0-50 м	Свита Доушаньто-кварциты, просло известняков, гравелиты - до 200 м							
														Кыршабактинская свита - красные песчаники, аргиллиты, известняки, доломиты - 0 - 150 м	Красные песчаники, глинистые сланцы, мерзели, базальные конгломераты.	Тиллиты - 300 м	Конгломерат Фантай известняковый - 20-80 м	Свита Наньто-тиллит - до 80 м	Тиллит Наньто - 5-300 м	Тиллит Наньто - 0-50 м
														Тиллиты, конгломераты, песчаники - до 300 м	Зеленые песчаники, алевролиты					
														Малокаргойская серия - пестроцветные терригенные и туфокремнистые породы - до 1000 м						
Рифей				Известняки, сланцы с <i>Gulmsolen</i>							Серия Куньянфиллиты, кварц-песчанистые известняки, доломиты.									

обоснованным. Признаками, позволяющими относить эту структуру к краевому прогибу, являются: возникновение прогиба в период заключительного для этой территории позднедокембрийского орогенеза, заложение его во внешней миеогеосинклинальной зоне байкальской геосинклинали на границе с платформенной областью, перемещение максимальной седиментации во времени в сторону платформы, большая роль флишоидных, молассовых толщ, заполнивших этот прогиб, и, наконец, незначительное присутствие вулканогенно-осадочных отложений. Собственно Таласо-Каратауская зона представляет собой «геосинклинальную» часть краевого прогиба, «платформенной» же его частью, является Каратау-Чаткало-Нарынская структурно-формационная зона, куда сместилось прогибание и мощное осадконакопление во второй половине байкальского орогенного этапа. По мнению Ю. М. Пушаровского (1959), все краевые прогибы, заложившиеся вдоль окраин древних платформ, имеют смешанное (частично платформенное, частично геосинклинальное) основание.

Возникновение байкальского краевого прогиба на границе Улугтау-Северотяньшаньской геосинклинальной области и Южнотяньшаньской платформы свидетельствует о том, что характер структурных связей между геосинклиналью и платформой довольно типовой для более поздних этапов геологической истории, не исключается также и для позднедокембрийского времени.

Байкальские орогенные прогибы Тянь-Шаня и Южного Казахстана имеют очень много сходных черт с орогенными структурами каледонид и варисцид, возникшими на стадии общего замыкания геосинклинальных систем. К этим общим чертам, в первую очередь, относится сходное общее трехчленное построение орогенных комплексов [Моссаковский А. А., 1975]. Основание тех и других представлено различными нижнемолассовыми формациями, завершающими собственно геосинклинальный этап развития складчатых областей. В качестве примера можно привести комплекс нижних орогенных вулканических и морских молассовых формаций намюра и башкирского яруса нижнего — среднего карбона Среднего Тянь-Шаня и Джунгаро-Балхашской области, Иртыш-Зайсанской области и многих других районов варисцидийских складчатых областей, нижние преимущественно морские молассы верхнего ордовика и силура Центрального Казахстана, хребта Чингиз, горного Алтая и других районов каледонских складчатых областей, флишоидно-молассовые толщи низов чингасанской серии и ослинской серии юдомния Енисейского кряжа и других районов байкалид. В нашем районе к этому

этапу отнесены флишоидно-молассовая и нижнемолассовая формации верхнего рифея-венда Таласского хребта и Миласо Каратау.

Общей чертой всех этих нижнемолассовых комплексов является то, что они формировались в прогибах, закладывавшихся в зонах относительно ранней консолидации еще тогда, когда в соседних геосинклинальных прогибах продолжался главный этап их прогибания. Так, Таласо-Каратауский раннеорогенный прогиб имел, по-видимому, довольно тесную палеогеографическую связь с соседним Киргизско-Терскойским морским геосинклинальным бассейном, что отразилось на морском характере накопившихся нижних моласс и переходе последних по простиранию к северу в морскую терригенно-карбонатную формацию (учкошойская серия и ее аналоги).

Средняя часть орогенных комплексов обычно представлена мощными вулканогенно-молассовыми формациями. Примерами их могут служить средне-верхнекарбоновые нижнепермские вулканогенно-молассовые формации варисцид Среднего Тянь-Шаня, Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской областей и вулканогенно-молассовые формации девона каледонид Центрального Казахстана, хребта Чингиз, Кузнецко-Саяно-Тувинской области и многих других районов. В байкальских орогенных структурах Тянь-Шаня, Казахстана это место занимают аркозовые и вулканогенно-терригенные формации венда Таласо-Каратауской зоны, восточного крыла Байконурского синклинория, северо-запада Большого Каратау, Сандалашского хребта, хребта Жетым-Тоо, Актау-Моиптинского антиклинория. Вулканогенно-молассовые формации заполняют обычно другой тип орогенных структур, названных позднеорогенными [Зайцев Н. С., 1963 а, б; Моссаковский А. А. 1975]. Начало формирования этих прогибов совпадает с эпохами горообразования, охватившими всю геосинклинальную систему, что определяет несогласный наложенный характер структурных взаимоотношений этих прогибов с фундаментом. Возраст фундамента может быть самый разнообразный. Характерно вовлечение в прогибание больших территорий, чем для предыдущего раннеорогенного этапа, заложение их на разном по возрасту складчатости фундаменте. Отличием байкальских вулканогенно-молассовых формаций Тянь-Шаня и Казахстана от более молодых позднеорогенных образований палеозойд является меньшая их мощность и небольшой процент вулканогенных составляющих этих формаций, хотя, как уже говорилось, почти не изучен этот этап во внутренних частях геосинклинальной области.

Таласо-Каратауский прогиб отличается от всех вышеуказанных байкальских позднеорогенных прогибов Тянь-Шаня и

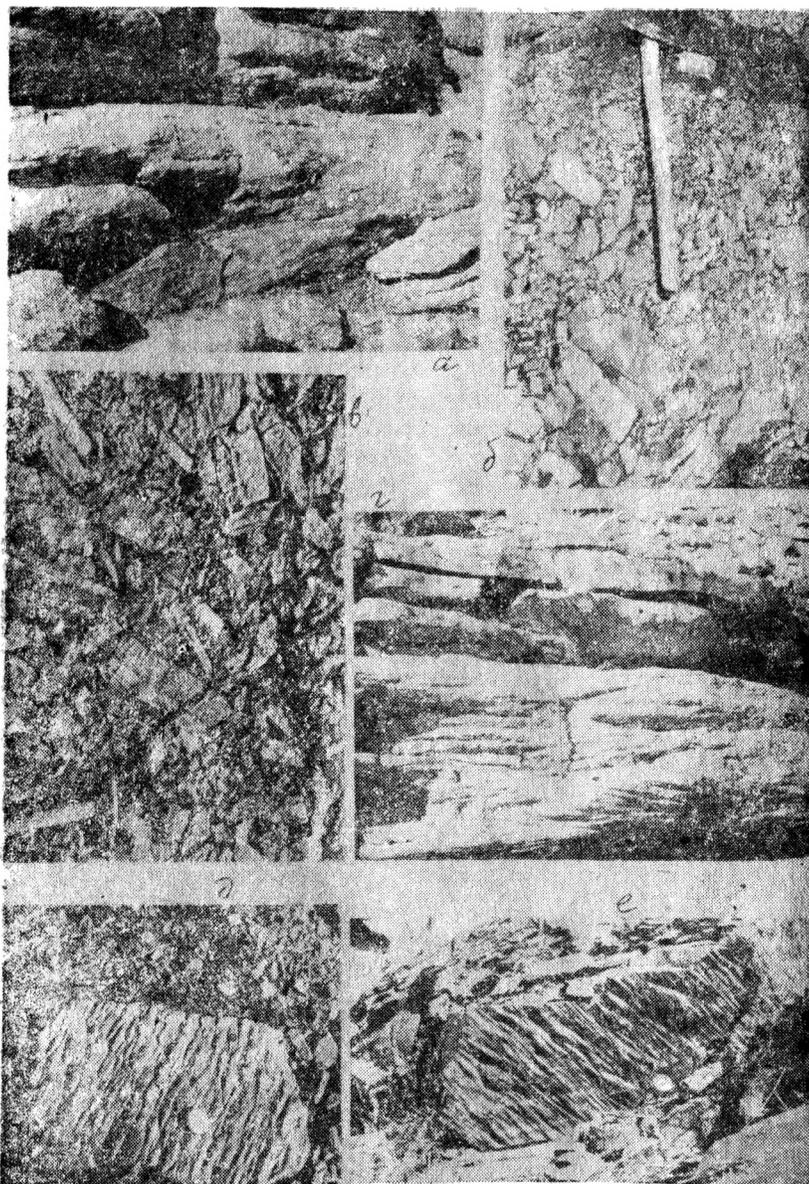
Казахстана тем, что формирование в нем вулканогенно-молассового вендского комплекса контролировалось уже со зданной к этому времени структурой и не изменило наметившуюся тенденцию к интенсивному прогибанию данного участка. Вулканогенно-молассовый комплекс вложен в готовую синклиналию. В этом заключается унаследованный стиль развития данного прогиба.

По простиранию и вверх по разрезу вулканогенно-молассовые комплексы в орогенных прогибах байкалид, каледонид, варисцид сменяются сероцветными и красноцветными континентальными молассовыми формациями. Место верхних моласс в байкальских орогенных прогибах Южноказахстанской, Северотяньшаньской геосинклиналии области занимают своеобразные толщи, содержащие горизонты тиллитоподобных конгломератов и собственно тиллитов. Наличие тиллитоподобных пород является спецификой позднеорогенных формаций байкалид во всех известных районах их распространения. Кроме того, формирование толщ верхнемолассового комплекса происходит как в наложенных прогибах вслед за вулканогенно-молассовым комплексом, так и в самостоятельных прогибах, закладывающихся на самый различный по возрасту складчатости фундамент. Прогибы закладываются во многих районах геосинклиналии системы и расположенной к югу и юго-западу платформенной области, край которой подвергается наиболее интенсивному погружению.

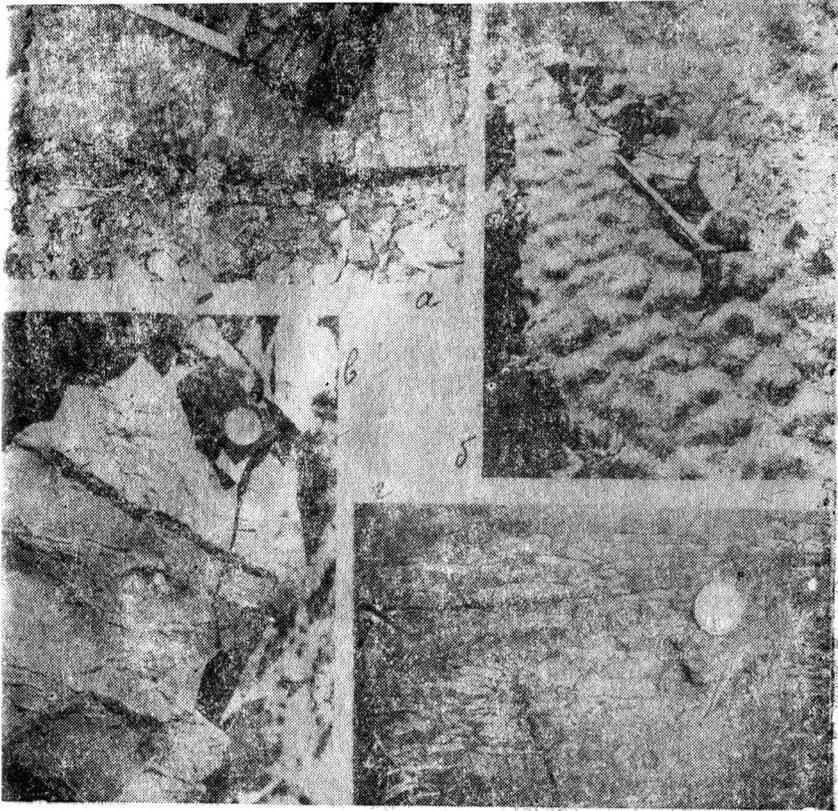
Тиллитсодержащий верхнемолассовый комплекс в структурном отношении довольно тесно связан с кремнисто-карбонатными и карбонатными формациями кембрия чехла Южно-тяньшаньской и Таримской платформ и аналогичными одновозрастными субплатформенными формациями этапа тектонической стабилизации внутренних районов геосинклиналии области. Это дало основание Ю. А. Зайцеву и Т. Н. Херасковой (1977) относить спарагмитовую формацию вместе с подстилающей вулканогенно-терригенной формацией к основанию ряда казахстанских каледонских геосинклиналей.

В целом для байкальского орогенного комплекса Северного Тянь-Шаня и Южного Казахстана характерны большая мощность молассовых формаций, заполняющих раннеорогенные прогибы (собственно только один позднерифейский Таласо-Каратауский прогиб); тесная связь их с подстилающими геосинклиналиями формациями; относительно небольшая мощность и небольшой объем вулканических пород вулканогенно-молассового комплекса венда наложенных орогенных структур; присутствие тиллитов и тиллитоподобных конгломератов в верхнемолассовом комплексе и тесная структурная

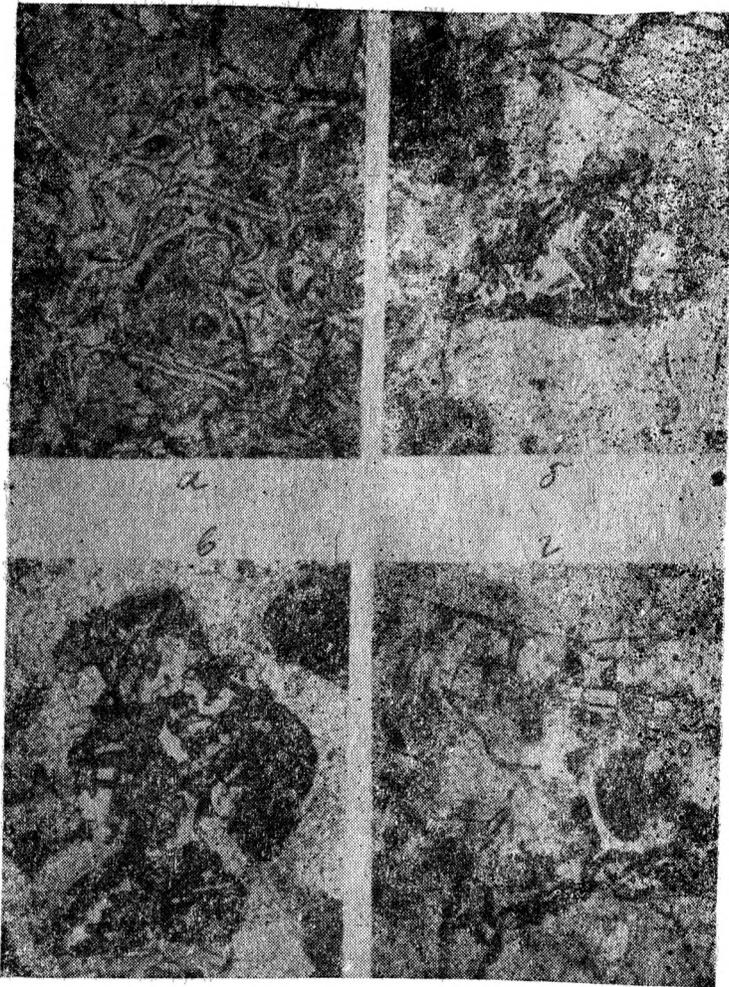
его связь с формациями чехла Южнотяньшаньской и Таримской платформ и субплатформенными формациями поздневендско-раннекембрийского этапа стабилизации внутри геосинклинальной области.



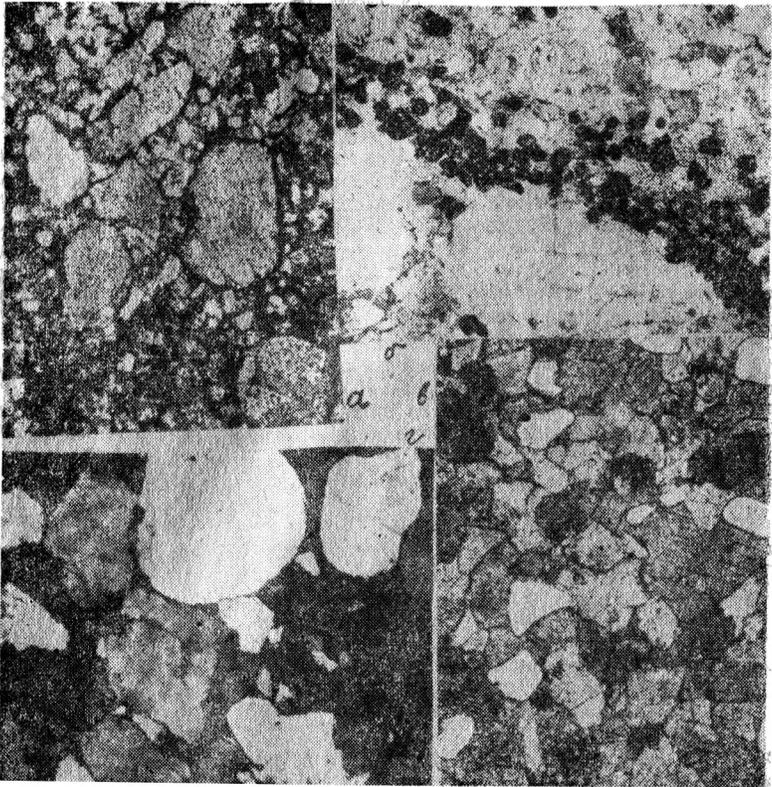
Структуры и текстуры молассовых отложений: *а, г* — косяя слоистость актугайских аркозовых песчаников Малого Каратау; *б, в* — конгломераты постунбулакской свиты в Таласском хребте и в районе перевала Табылгаты; *д, е* — знаки струй течения на поверхности мелкозернистых песчаников постунбулакской свиты в Таласском хребте по р. Кара-Бура.



Текстуры и структуры туфов курганской свиты: *a* — тончайшая полосчатость пепловых туфов; *б* — волноприбойная ячеистая рябь на поверхности туфов; *в* — трещины усыхания на поверхности туфа; *г* — мелкообломочный агломератовый туф.



Поствулканическая минерализация туфов курганской свиты: а — кристалловитрокластический туф; б, в, г — поствулканическая минерализация туфов; б, в — друзы мелких кристаллов рутила, циркона, апатита в поровом пространстве кристаллокластического туфа; г — кристаллы апатита в связующей массе кристалловитрокластического туфа.



Типы песчаников верхнемолассовых отложений и сублатформенного комплекса: *a, б, г* — кварцево-глауколитовый песчаник кыр-шабактинской свиты (V); *a* — глауколит в виде обломков; *б* — россыпь ильменита; *г* — аркозный песчаник актугайской свиты (V).

ЛИТЕРАТУРА

- Адышев М. М., Шабалин В. В., Калмурзаев К. Е. Древняя кора выветривания в кровле тиллитоподобных пород позднего докембрия Тянь-Шаня. — Докл. АН СССР, т. 172, 1976.
- Александрова М. И., Пупышев Н. А., Сизова Е. Н. Среднепалеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Центрального Казахстана. — Л.: Недра, 1974.
- Анатольева А. И. Стратиграфия и некоторые вопросы палеогеографии девона Минусинского межгорного прогиба. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 2, 1960.
- Анатольева А. И. Домезозойские красноцветные формации. Тр. Сиб. отд. Ин-та геол. и геофиз. АН СССР, 1972, вып. 190.
- Апкинович С. Г. К стратиграфии нижнего палеозоя Джебаглы-Каратау-Улутауской зоны. Тр. сов. по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1960.
- Апкинович С. Г. Нижний палеозой впадинно-посонного бассейна Северного Тянь-Шаня и Западной окраины Центрального Казахстана. — Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 1961.
- Бакиров А. Б., Королев В. Г. Докембрийские складчатые комплексы Тянь-Шаня и Южного Казахстана как основа стратиграфической корреляции. — В кн.: Докембрий и нижний палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974.
- Безруков П. Л. Геологическое строение фосфоритоносного бассейна Каратау и основные результаты геолого-поисковых работ. — В кн.: Фосфориты Каратау. Алма-Ата: Изд-во Каз. ССР, 1954.
- Беккер Ю. Р. Позднедокембрийская меласса Южного Урала. — Л.: Недра, 1968.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Стратиграфия и тектоника докембрия Средней Азии. — Тр. XXII сессии МГК, проблема 10/Докл. сов. геологов. М.: Недра, 1964.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Кангро О. Г. Докембрий Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов. М.: Недра, 1972.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Тащиллов А. Ф. Докембрий Среднего Тянь-Шаня. — М.: Недра, 1969.
- Бессонова В. Я., Нарожных Л. И. Микрофитолиты доломито-терригенной толщи верхнего докембрия Белоруссии. — Докл. АН СССР, 1970, 14, № 1.
- Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. — В кн.: Тектоника СССР. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1948, т. 1.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. — Бюлл. МОИП, отд. геол., М., 1959, 34, вып. 1.
- Богданов А. А. [и др.] Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. — Геотектоника, 1972, № 5.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. — Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 59.
- Бровков Г. Н. [и др.] Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадины востока Саяно-Алтайской складчатой области. — М.: Наука, 1967.

- Бушинов И. И.** Древние фосфориты Азии и их генезис. — Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1966, вып. 149.
- Вебер В. Н.** Восточный Каратау. Аулеатинский уезд (Туркестан). — Изв. Геолкома, 1925, т. 44, вып. 9.
- Вебер В. Н.** Геологическая карта Средней Азии. — Тр. ЦНИГРИ. М., 1936, вып. 67.
- Веселовская М. М.** Доинжуралеозойская кора выветривания на Русской платформе. — Изв. АН СССР, сер., геол., 1957, № 2.
- Гершойг Ю. Г., Каплин Е. Н.** Древняя метаморфизованная кора выветривания магматических пород Криворожского бассейна. — ДАН СССР, сер. геол., 1970, т. 196, № 4.
- Гиммельфарб Б. М.** Краткая характеристика фосфоритных месторождений «Кок-Су» и «Ак-Сай». — В кн.: Фосфориты Каратау. Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 1954.
- Гиммельфарб Б. М.** Фосфоритоносный бассейн Каратау и перспективы его освоения. — Сов. геология, 1946, № 10.
- Григорьев В. Н., Семихатов М. А.** К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 11.
- Григорьев В. Н., Семихатов М. А.** Основные типы формаций нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 1.
- Гроссгейм В. А.** Некоторые черты петрографии и палеогеографии осадков геосинклинальных формаций (на примере Кавказской складчатой области). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 7.
- Дзоценидзе Г. С., Хворова И. В.** Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенно-обломочных пород. — В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. (Мат-лы Всесоюз. семинара). Тбилиси, 1970.
- Додонова Т. А.** К стратиграфии нижнепалеозойских и докембрийских отложений Таласского Алатау. — Тр. ИНГ АН Кирг. ССР, 1957, вып. IX.
- Додонова Т. А.** Новые данные к стратиграфии нижнепалеозойских отложений Таласского Алатау. — Тр. Упр. геол. и охр. недр при Совмине Кирг. ССР, сб. 1, Фрунзе, 1962.
- Докембрий континентов.** (Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии). Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1978.
- Еганов Э. А.** Случай формирования пластовых фосфоритов на регрессивных стадиях осадконакопления. Геология и геофизика, 1964, № 3.
- Еганов Э. А., Советов Ю. К.** Соотношение тамдинской и каройской серий в северо-западной части Малого Каратау (Казахстан). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1974, № 8.
- Егорова Л. И., Савицкий В. Е.** Стратиграфия и биофация кембрия Сибирской платформы (Западное Принабарье). — Тр. Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, 1969, вып. 43.
- Ергалиев Г. К.** К стратиграфии венда и кембрия Байконур-Каратау--Джебаглинской зоны. — Изв. АН Каз. ССР, сер. геол. 1965, вып. 6.
- Жуков Ю. В.** [и др.]. Магматические комплексы байкальского и каледонского тектоно-магматических циклов Северного и Среднего Тянь-Шаня. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение. (Мат-лы III Среднеаз. петрограф. совещ.). Фрунзе: Илим, 1978.
- Журавлева З. А., Чумаков Н. М.** Катаграфии, онколиты и строматолиты из позднего докембрия Восточной Белоруссии. — Докл. АН СССР, 1968, 178, № 3.
- Заварицкий А. Н.** Введение в петрохимию изверженных пород. — М.: Изд-во АН СССР, 1952.

- Зайцев Н. С. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое. — В кн.: Проблемы региональной тектоники Евразии. /Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 92.
- Зайцев Ю. А., Хераскова Т. П. Строение и условия накопления верхнедокембрийских и нижнепалеозойских толщ восточного крыла Байконурского синклиория. — В сб.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. /Мат-лы по геол. Центрального Казахстана. М., 1971, т. X.
- Зайцев Ю. А., Хераскова Т. Н. Везд. Центрального Казахстана и проблема байкальской складчатости.—В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977
- Зубцов Е. И., Зубцова Е. Новые данные по стратиграфии кембрийских и докембрийских отложений Таласского хребта (Северный Тянь-Шань).—ДАН СССР, 1973, № 5, т. 211.
- Ильинская М. Н., Максумова Р. А. Состав, особенности формирования и вторичная минерализация пород курганской свиты (Южный Казахстан).—ДАН СССР, 1970, № 3, т. 195.
- Ильинская М. Н., Максумова Р. А. Телепирокластические отложения в составе курганской свиты (везд.) Таласо-Каратауской зоны. — Литология и полезные ископаемые, 1973, № 1.
- Келлер Б. М. Генетические ряды формаций на примерах Урала и Кавказа. /Мат-лы Новосибирск, конф. по учению о геологич. формациях. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1955.
- Келлер Б. М. Везд. юдомий и терминальный рифей (вездомий). Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 1.
- Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов Н. Н. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 4.
- Келлер Б. М. [и др.]. Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР. — В кн.: Геология докембрия. М.: Наука, 1968.
- Келлер Б. М., Покровская Н. В. Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 6.
- Келлер Б. М., Соколов Б. С. Вездкий комплекс — первое подразделение палеозойской группы. — В кн.: Состояние по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. /Тез. докл. Новосибирск, 1962.
- Киселев В. В., Королев В. Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе: Изд. 1972.
- Клигин К. А., Постельников Е. С. Орогенные образования байкалид Восточной Сибири. — Геотектоника, 1966, № 6.
- Кнауф В. И. Закономерности проявления каледонской орогении в Тянь-Шане. — Сб. докл. сов. геол. на XXI сессии МГК, пробл. 19 М.: Наука, 1960.
- Ковалев Г. А. Исследование кристаллических веществ с помощью рентгеновских лучей. — Тр. Всесоюз. сов. минерал. петрограф. лабораторий Мин. геол. и охраны недр СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1952.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965.
- Королев В. Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. III.
- Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. — Изв. Кирг. Всесоюз. географ. о-ва, 1961, вып. 3.
- Королев В. Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. — Мат-лы по геол. Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН Кирг. ССР, вып. 3, 1962.
- Королев В. Г. [и др.] Особенности геологического развития и условия

- фосфоритонакопления в Таласо-Каратауской зоне. — В кн.: Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М.: Наука, 1973.
- Королев В. Г., Максумова Р. А. Поздний докембрий Таласского Ала-Тоо. — Тр. ФПИ, геология, горное дело. Фрунзе, 1964, вып. 19.
- Королев В. Г., Максумова Р. А. Аналоги вендского комплекса в Малом Каратау (Южный Казахстан). — Тр. ФПИ, геология, горное дело. Фрунзе: Мектеп, 1968, вып. 24.
- Королев В. Г., Максумова Р. А. Кыр-шабактинская свита и соотношение каройской и тамдинской серий хр. Малый Каратау. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 7.
- Королев В. Г., Максумова Р. А. Флишевая формация верхнего рифея Таласского хребта (Тянь-Шань). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1978, № 12.
- Королев В. Г., Максумова Р. А., Мамбетов А. М. Аналоги вендского комплекса и «бестрилобитные слои», нижнего кембрия в Средней Азии и Южном Казахстане. — В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана. Алма-Ата, 1971.
- Королев В. Г., Максумова Р. А., Мамбетов А. М. Венд и томмотский ярус нижнего кембрия в Средней Азии и Южном Казахстане. — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Т. 1. Алма-Ата: Наука, 1974.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. — Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 63.
- Коссовская А. Г. К вопросу о классификации песчаных пород по минералогическому составу. — В кн.: Вопросы литологии и палеогеографии, 1962, вып. 12.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зоны энгенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья. — ДАН СССР, 1955, 103, № 6.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы-индикаторы глубинного изменения терригенных пород. — В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М.: Наука, 1963.
- Крылов И. Н. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. — М.: Наука, 1967.
- Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971.
- Макарычев Г. И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978.
- Мазарович О. А. Геотектонические условия формирования моласс. — Геотектоника, 1972, № 1.
- Мазарович О. А. Геология девонских моласс каледонид Центрального Казахстана и общие вопросы образования молассовых формаций. — Автореф. докт. дисс. М.: 1973.
- Максумова Р. А. Стратиграфия и литология верхнего протерозоя юго-восточной части Таласо-Каратауской зоны. — Автореф. канд. дисс. Фрунзе, 1967.
- Максумова Р. А. Развитие восточной части Таласо-Каратауской геосинклинали в позднем рифесе. — В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970.
- Максумова Р. А. Вендские коры выветривания в хребте Каратау (Южный Казахстан). — Литология и полезные ископаемые, 1973, № 4.
- Максумова Р. А. Формационная характеристика, особенности фосфоритонакопления и источники фосфора в верхнем докембрии — ниж-

- нем кембрия Малого Каратау. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 1. М.: Наука, 1975.
- Мамбетов А. М., Миссаржевский В. В. Новые данные об окаменелостях из фосфоритоносных толщ Малого Каратау. — В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971.
- Машкара И. И. К стратиграфии и тектонике северо-восточной ветви хребта Каратау. — Проблемы советской геологии, 1938, № 1, т. 8
- Михайлов А. К. Основные этапы развития Предкарпатского передового прогиба. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1951, 26, вып. 3.
- Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. — Геотектоника, 1965, № 2.
- Моссаковский А. А. Тектоника и вулканизм орогенного этапа развития геосинклинальных областей. — В кн.: Докл. сов. геол. на XXIII сессии МГК. Проблема 2. Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоя Евразии. — Тр. геол. ин-та АН СССР. М.: Наука, 1975, вып. 268.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития складчатых геосинклинальных областей. — Изв. АН СССР, сер. геол. 1963, № 6.
- Муратов М. В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей. — В кн.: Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК. Проблема 4. М.: Наука, 1964.
- Муратов М. В., Хани В. Е. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношения во времени и пространстве. — В кн.: Докл. сов. геол. на XXIII сессии МГК. Проблема 3. М.: Наука, 1968.
- Паливкин Д. В. Молассовые фации Юрезане-Сызвенской депрессии на Урале. Геол. сборник № 1 (IV), ВНИГРИ. М.: 1951.
- Паливкин Д. В. Учение о фациях — М.: Изд-во АН СССР. 1956, т. 2.
- Нарожных Л. И., Постникова И. Е. Сравнительная характеристика комплексов микрофитоцитов полеской и сердобской серий. — ДАН СССР, 1971, 198, № 6.
- Николаев В. А. Предварительный отчет за 1924 г. — Изв. Геол. ком., 1924, № 3.
- Николаев В. А. Докембрий Средней Азии. Стратиграфия СССР. — Докембрий СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1939, т. 1.
- Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. — Ташкент: Изд-во АН Уз. ССР, 1954, ч. 1.
- Постельников Е. С. Байкальский орогенез. Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1973, вып. 243.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. — Тр. ГИН АН СССР, 1959, вып. 28.
- Ревенко Э. А. Биостратиграфическая характеристика карбонатных толщ рифея Волго-Уральской области. — В кн.: Мат-лы конфер. молодых ученых. М., 1969.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964.
- Саблюшев Ш. Ш., Коренчук Л. В. К вопросу о стратиграфии и тектонике докембрия Таласского хребта. — В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1967.
- Сагындыков К. С. Строение и состав мурашской и джетымской серий Среднего Тянь-Шаня. — Изв. АН Киргиз. ССР, 1976, № 1.
- Соколов Б. С. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. — В кн.: Геология докембрия. Докл. сов. геол. XXII сессии МГК. М.: Недра, 1964.
- Соколов Б. С. Стратиграфические границы нижнепалеозойских си-

- стем. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Центр. Европы. М.: Наука, 1968.
- Смирнов В. И. Закономерности распределения оруденения и методы поисков в Таласском Алатау. — Тр. МГРИ, т. 16, 1939.
- Стратиграфический словарь СССР. М.—Л.: Недра, 1956.
- Уметаллева С. К. Определение органического углерода в осадочных породах верхнего кембрия Каратау-Таласской зоны. (Северный Тянь-Шань). — Изв. АН Киргиз. ССР, 1978, № 1.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. Изд-во АН СССР, 1961, вып. 37.
- Хворова И. В., Ильинская М. Н. Некоторые вопросы механизма формирования туфовых накоплений ирендыкской свиты. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 11.
- Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. — Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, вып. 5.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. — Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.
- Хераскова Т. Н. Строение и условные образования вендских и кембрийских отложений Байконурского синклиория. — Автореф. канд. дисс. М.: Изд-во МГУ, 1971.
- Холодов В. Н. К вопросу о вторичных изменениях пластовых фосфоритов Малого Каратау в зоне гипергенеза. — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 3.
- Холодов В. Н. О ванадиеносных фтанитах и чулуктауской свите Малого Каратау. — ДАН СССР, 1970, № 6, т. 193.
- Хоментовский В. В. Принципы выделения венда как системы палеозоя. — В кн.: Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1974.
- Хоментовский В. В. Венд. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сибир. отд. АН СССР. Новосибирск: Наука, 1976, вып. 243.
- Ху, Шу Юн. Геологический ежемесячник (Dishi yuekan), № 7, 1958.
- Чербянова Л. Ф. Литологические особенности и условия формирования фосфоритоносной толщи хр. Малого Каратау. — Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1977.
- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 3.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 5.
- Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 1.
- Шатский Н. С. О марганценосных формациях и металлогении марганца. Ст. 1. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 4.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. — В кн.: Сопоставление по осадочным породам, вып. 2, М.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Barth T. F. W. Oxygen of rocks: A basis of petrographic calculations. — Journ. of geology, vol. 56, jan—vow, 1948.
- Bertrand M. La Chaîne des Alpes et la formation du Continent Européen. — Bull. Soc. geol. France, ser. 3, 15, 1887.
- Claud R. E., J. R., Licari G. R., Wright L. A., Troxel B. W. Proterozoic eucaryotes from eastern California.—Proc. Nat. Acad. Sci. USA, 1969, 62, № 3.

- Schopf J. William. Recent advonses in Precambrian paleobiology.—
Grana palynol. 1969, 9, № 1—3.
- Schopf J. William. Precambrian micro-organisms and evolutionary
events prior to the origin of vascular plants. — Bull. REVS Camb-
ridge Phis. Soc, 1970, 45, № 3.
- Torgier J. Le Flish dans la sedimentation apline — Eclogae geol. helv.,
1947, 40, № 2.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК	5
СТРАТИГРАФИЯ БАЙКАЛЬСКОГО ОРОГЕННОГО КОМПЛЕКСА ТАЛАССКОГО ХРЕБТА И МАЛОГО КАРАТАУ	16
Верхний рифей (R ₃)	20
Жудаш (R ₃ —V)	33
Венд (V)	42
БАЙКАЛЬСКИЕ ОРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ТАЛАСО-КАРАТАУСКОЙ ЗОНЫ	78
Зеленоцветная флишондно-молассовая карбонатно-терригенная формация	79
Нижняя морская моласса	87
Терригенная (аркозовая) формация	97
Туфо-карбонатно-аргиллито-кремнистая формация	100
Терригенно-телепирокластическая формация	102
Верхняя молассовая формация	113
Гидрослюдистая кора выветривания Малого Каратау	115
Автохтонная красноцветная карбонатно-терригенная формация	120
НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОГО ОРОГЕНЕЗА В СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ И ЮЖНОМ КАЗАХСТАНЕ	128
Литература	144

Рена Абдуллаевна Максумова

**БАЙКАЛЬСКИЙ ОРОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС
СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА**

Редактор издательства *Л. М. Стрельникова*
Технический редактор *Э. К. Гаврина*
Обложка художника *В. Ф. Роека*
Корректор *Н. А. Гафурова*

ИБ № 456

Подписано в печать 21.10.80. Д—03628. Формат бумаги
60×90 1/16. Литературная гарнитура. Высокая печать. Объем
10,5 п. л., 10,1 уч.-изд. л. Тираж 400 экз. Цена 1 руб. 62 коп.
Заказ 77.

Издательство Академии наук Киргизской ССР,
г. Фрунзе, Ленинский проспект, 265 а

Типография Академии наук Киргизской ССР,
г. Фрунзе, ул. Пушкина, 144