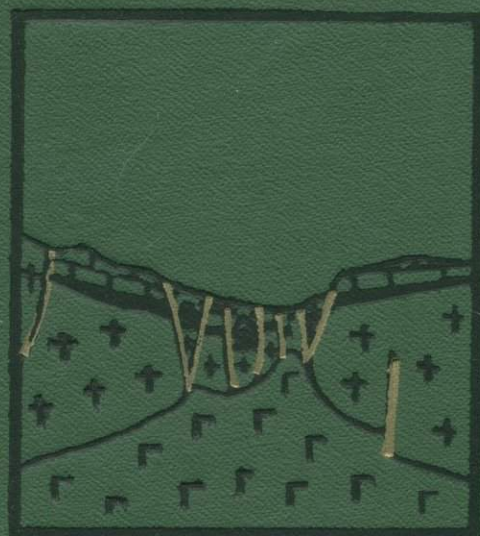


М. А. АХМЕДЖАНОВ, Р. Н. АБДУЛЛАЕВ, О. М. БОРИСОВ

НИЖНИЙ
ПАЛЕОЗОЙ

СРЕДИННОГО И ЮЖНОГО
ТЯНЬ-ШАНЯ



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УЗБЕКСКОЙ ССР
СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ (САИГИМС)

М. А. АХМЕДЖАНОВ, Р. Н. АБДУЛЛАЕВ, О. М. БОРИСОВ

НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ СРЕДИННОГО И ЮЖНОГО ТЯНЬ - ШАНЯ

ТАШКЕНТ, ИЗД-ВО «ФАН» УзССР, 1979.
ТАШКЕНТ—1979



УДК 551.732/733(235.216.1)

М. А. Ахмеджанов, Р. Н. Абдуллаев, О. М. Борисов. **Нижний палеозой Срединного и Южного Тянь-Шаня.** Рис.— 21, табл.— 5, библи.— 189 назв.

В работе приводятся новые данные по строению, составу и мощности кембро-ордовикских отложений. Предлагается корреляционная стратиграфическая схема нижнего палеозоя. На основе выявленных характерных особенностей отложений, специфики их развития доказывается положение о том, что в нижнем палеозое Срединный и Южный Тянь-Шань представляли собой платформу. Это существенно меняет взгляды на историю геологического развития и возможность локализации рудных месторождений в пределах Срединного и Южного Тянь-Шаня.

Книга рассчитана на исследователей в области стратиграфии, тектоники и региональной геологии.

Ответственный редактор
доктор геол.-мин. наук Г. С. ПОРШНЯКОВ

ВВЕДЕНИЕ

Нижний палеозой Срединного и Южного Тянь-Шаня привлекает внимание исследователей по ряду причин. В связи с установлением докембрия появилась возможность найти стратиграфическую границу его с палеозоем и проследить эволюцию органического мира (на примере некоторых организмов). Литолого-петрографические черты осадочных и вулканогенных отложений своеобразны и это привело исследователей к противоречивым выводам об их генезисе и тектоническом режиме формирования. В связи с приуроченностью проявлений фосфора, ванадия, золота, молибдена, марганца и других элементов, а также ряда гидротермальных месторождений цветных и редких металлов к осадочным породам нижнего палеозоя разработка вопросов стратиграфии и тектоники представляется крайне важной.

С начала 60-х годов сотрудники лаборатории стратиграфии, палеонтологии и тектоники Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР начали региональные исследования по составу и строению докембрийских образований Срединного и Южного Тянь-Шаня (от Ферганского разлома на востоке до Аральского моря на западе) и прилегающей части Каракумо-Таджикского региона. Получены новые данные по стратиграфии и тектонике региона, позволившие уточнить, а в некоторых случаях и существенно пересмотреть общую картину строения и историю развития земной коры в позднем докембрии и палеозое. Этому способствовали и сведения по геологии, полученные большим коллективом геологов Москвы, Ленинграда и территориальных научно-исследовательских и производственных организаций Узбекистана, Таджикистана, Киргизии и Казахстана. Исследования проводились в содружестве с геологами САИГИМСа, Министерства геологии УзССР и преподавателями Ташкентского политехнического института. Новые факты, существенно уточняющие стратиграфию отложений, их объемы, состав и характер распространения, а также возраст, структурное положение магматических образований и т. п., позволившие пересмотреть и уточнить существующие выводы и представления, дать новым данным современную интерпретацию, получили отражение в монографиях «Докембрий Срединного и Южного Тянь-Шаня» (Ахмеджанов и др., 1975), «Верхний палеозой Срединного и Южного Тянь-Шаня» (Масумов, Борисов, Бенш, 1978).

В основу данной монографии положены результаты исследований авторов в пределах Пскемских и Сандалашских гор, Карачатыра, Туркестанских, Мальгузарских и Нуратинских гор, горных возвышенностей

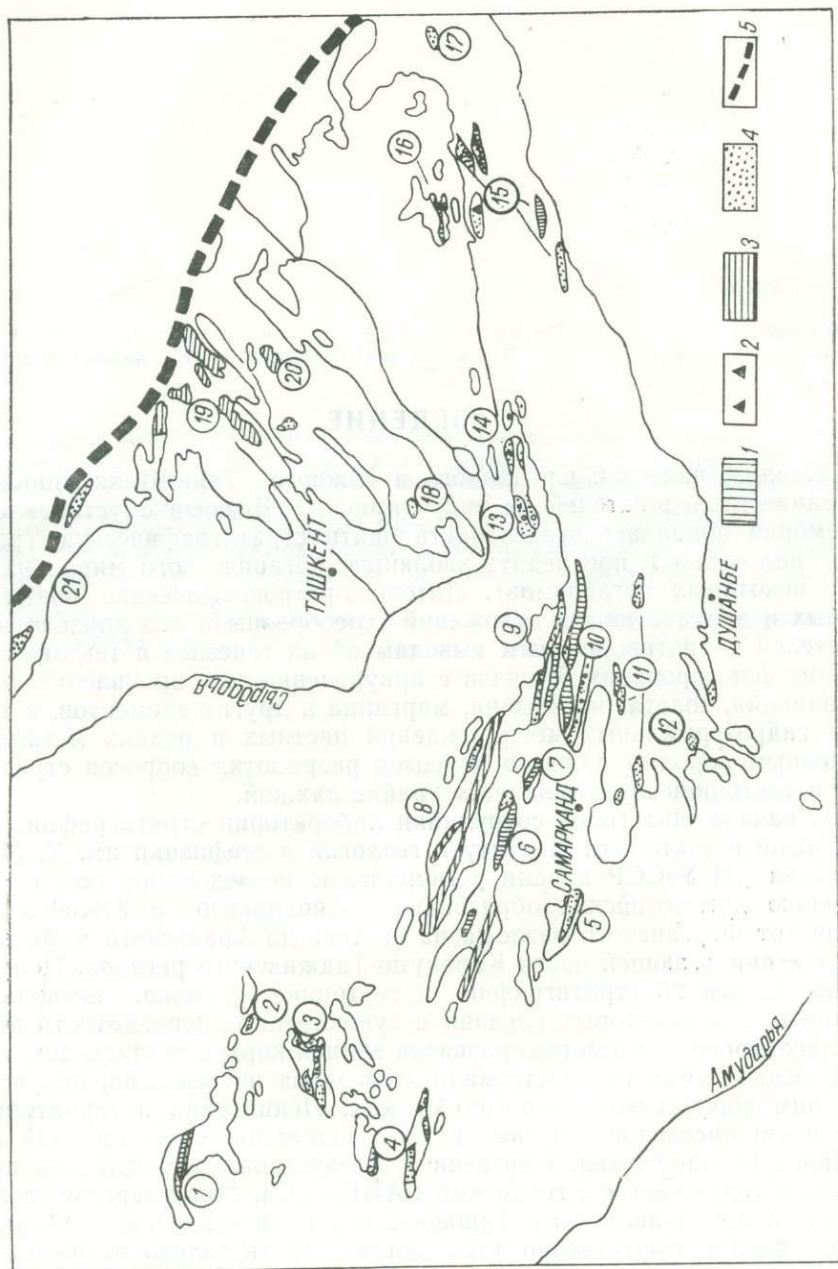


Рис. 1. Схема распространения отложений кембрия и ордовика Срединного и Южного Тянь-Шаня:

1—кембрий; 2—экзотические карбонатные глыбы кембрия; 3—кембро-ордовик; 4—ордовик; 5—Таласо-Ферганский разлом. Цифры в кружках: 1—Букантау, 2—Джетымтау II, 3—Тамдытау, 4—Кальджуктау, 5—Зирабулакские горы, 6—Южный Нуратау (Каракчатау, Каратау), 7—Гобдунтау, 8—Северный Нуратау, 9—Мальгузарские горы, 10—Туркестанский хребет, 11—Зарафшанский хребет, 12—Южный Гиссар, 13—Сулюкта, 14—Шольмир-Мальген, 15—Алайский хребет, 16—Карачатыр, 17—Восточный Алай, 18—Ураминский хребет, 19—Пскемо-Сандалашские горы, 20—Чаткальский хребет, 21—Большой Каратау,

Западного Узбекистана (Гобдунтау, Тамдытау, Букантау), привлечены также другие материалы, что позволило придать работе характер обобщающей сводки (рис. 1).

В процессе исследований произведены новые сборы органических остатков из известных точек, открыт ряд новых. В связи с применением метода химического препарирования в «немых» толщах Южной Ферганы и Западного Узбекистана обнаружены микроорганизмы (хитинозоа, гидрозоа и др.) и обрывки граптолитов. Эта работа начата с 1972 г. в Институте геологии и геофизики АН УзССР Р. Н. Абдуллаевым и О. М. Борисовым, с 1973 г. в Опытной-методической экспедиции САИГИМСа З. М. Абдуазимовой и в химической лаборатории объединения «Самаркандгеология» В. А. Катковой и др. Результаты исследований позволили расчленить эти «немые» толщи до ярусов, подъярусов и зон и произвести их корреляцию с разрезами, обоснованную макроорганикой. Уточнена схема стратиграфии кембрия и ордовика, выявлены некоторые особенности состава и строения осадочных толщ, что позволило наметить основные этапы развития, произвести расшифровку палеогеографической и палеотектонической обстановок и тем самым подойти к выяснению сущности догеосинклинального периода развития герцинид Срединного и Южного Тянь-Шаня.

Собранные авторами коллекции окаменелостей определены З. М. Абдуазимовой, Н. М. Заславской, С. П. Коневой, А. Г. Поспеловым, Х. С. Розман. Помощь в сборе и обработке материалов оказали Г. Исакджанова, Н. И. Ишназаров, Т. П. Радченко. З. М. Абдуазимова и В. Г. Королев при подготовке рукописи к печати высказали ряд замечаний и пожеланий. Всем им авторы приносят благодарность.

Глава I. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Знание состава, строения, объема, мощности отложений кембрия и ордовика, а также наличие или отсутствие в них мощных вулканогенных образований позволяет определить характер развития Срединного и Южного Тянь-Шаня в начальный период каледонского цикла тектогенеза. В зависимости от пополнения сведений у исследователей менялись представления о характере тектонического режима региона.

Историю изучения отложений кембро-ордовика можно разделить на четыре этапа.

Первый этап (1880—1950 гг.). До 20-х годов нашего столетия отложения нижнего палеозоя из-за отсутствия органических остатков включались в состав среднего, а порой и верхнего палеозоя, а если и выделялись, то условно в низах силурийских разрезов.

Представления о характере геологического развития основывались на гипотезе полициклического разрастания Ангарского материка (Д. В. Наливкин, А. Д. Архангельский, Э. Арган, К. Лейкс, А. П. Марковский, И. В. Мушкетов, В. Н. Вебер, Г. Д. Романовский), по которой заложение и развитие геосинклинали в Тянь-Шане произошло в раннем палеозое или позднем протерозое.

Однако на первых геологических схемах начала XX в. в Срединном и Южном Тянь-Шане породы древнее отложений силура практически не выделялись. Лишь в Султануиздаге, юго-западных отрогах Гиссара и Каратегина предполагались докембрийские образования. В пределах Южного Тянь-Шаня рисовались немые «метаморфические» толщи предположительно среднего и верхнего палеозоя (Ф. Н. Чернышев, И. В. Мушкетов, Г. Д. Романовский и др.). Нижнепалеозойские отложения Срединного Тянь-Шаня (Пскемо-Сандалашские горы) выделены В. А. Николаевым (1933) как «каракасмасская свита» силур-девонского возраста.

На фаунистически охарактеризованные отложения верхнего силура в пределах Алайского хребта указал в 1910 г. В. Н. Вебер, а для западной части Туркестанского хребта Г. Д. Романовский, несколько позже — Л. С. Берг и Я. С. Эдельштейн.

Большое значение в изучении истории геологического развития имели маршрутные исследования Д. И. Мушкетова (1911, 1915). Он пришел к выводу, что Тянь-Шань представляет собой северную окраину морского бассейна Тетис геосинклинального типа, и полагал, что осадконакопление происходило с раннего девона до позднего карбона. Позднее Д. И. Мушкетов указал на известняково-песчаниково-сланце-

вую толщу (1000—2000 м), слагающую «остов всей Тянь-Шаньской системы». О возрасте ее он пишет следующее: «Говорить об отложениях протерозойских определенно мы не можем, а также в большинстве мест не можем расчленить и уточнить громадную толщу преимущественно сланцевых отложений, подчиненных верхнесилурийским известнякам. Но по этому последнему признаку мы можем принимать эту толщу определенно лишь за нижнепалеозойскую, вероятно, кембросилурийскую, так как в восточном простирании, в северных склонах Туркестанского хребта, мною найдена в этой же свите характерная трилобитовая фауна среднего кембрия (Д. И. Мушкетов, 1925), а в горке Кара-Ильгачеку, в том же 1925 г., И. С. Комишаном найдены кембрийские брахиоподы» (1928, стр. 176).

Он считал, что хотя осадконакопление происходило в геосинклинальном бассейне, тектонический режим в этот период был ближе к платформенному (эпоха «туранского древнепалеозойского эпейрогенеза»), а толща смята в результате судетской фазы варисцийского орогенеза.

В пределах Западного Узбекистана на вероятность наличия нижнего палеозоя указал В. А. Николаев (1926). Но впервые нижний палеозой условно выделен в конце 20-х — начале 30-х годов И. П. Герасимовым, П. К. Чихачевым и А. Ф. Соседко на основании залегания толщи песчаников и сланцев стратиграфически ниже фаунистически охарактеризованных отложений силура.

Впервые в Южном Тянь-Шане среднекембрийские органические остатки обнаружены в 1923 г. В. Н. Вебером (1934) в восточном окончании Туркестанского хребта в урочище Шодымир. Среднекембрийские трилобиты, брахиоподы и гастроподы найдены в линзовидных известняках, залегающих среди мелкозернистых песчаников и песчанистых сланцев. Именно эти песчано-сланцевые отложения с линзами органогенных известняков В. Н. Вебер отнес к среднему кембрию.

В 1925 г. в центральной части Туркестанского хребта в бассейне р. Арглы Д. И. Мушкетов, а затем А. П. Марковский (1928, 1937а, б, 1959) обнаружили археоциаты нижнего кембрия и трилобиты, брахиоподы, гастроподы среднего кембрия (определения Е. В. Лермонтовой). Разрез кембрийских отложений по долине р. Рабута (правый приток Арглы) состоит из двух частей. Нижняя часть сложена темно-бурыми сланцами с тонкими прослоями и линзами темного известняка, где найдены археоциаты нижнего кембрия. Верхняя часть разреза представлена переслаивающимися темными сланцами с темными буроватыми известняками с органикой среднего кембрия. Видимая мощность отложений кембрия определялась в 800 м.

В пределах Карачатыра в долине р. Аравана И. С. Комишан (1925, 1928) в тектоническом блоке установил среднекембрийские породы, представленные темно-серыми, черными, тонкослоистыми битуминозными известняками и кремнистыми сланцами с брахиоподами среднего кембрия. Известны небольшие выходы фаунистически охарактеризованных кембрийских отложений глинисто-карбонатного или карбонатного состава мощностью 100—150 м в зонах разломов в междуречье Исфара—Сох, Абшир—Чиле (Поршняков, 1973). В хребте Кызыл-Кунгей среднекембрийские отложения по фаунистическим данным выявил П. А. Грюше (1928). Позже Л. С. Тарасов в этом разрезе выделил три пачки: глинистые и кремнистые сланцы с линзами известняков, содержащих трилобиты среднего кембрия, основные эффузивы, представленные порфиритами, диабазами, туфами, хлорито-кремнистые сланцы и мелкозернистые песчаники общей мощностью до 1200 м.

В пределах высоких предгорий Алая, в верховьях р. Каинды на горе Актур М. В. Занин в 1939 г. впервые обнаружил остатки нижнепалеозойской фауны. В 1948 г. К. Я. Михайлов описал разрез среднекембрийских отложений, сложенный в основном темно-серыми черными окремненными известняками, серыми и светло-серыми доломитами с тонкими и редкими прослоями кремнистых и черных углистых сланцев (900 м). В окремненных известняках выявлены остатки трилобитов среднего кембрия.

Н. А. Смирнов (1937) сообщил о находке археоциат в Северном Нуратау, в верховьях Фаришсая. К кембрию он отнес зеленовато-серые глинистые сланцы с пачками темно-серых песчанистых, тонкоплитчатых известняков мощностью в несколько сот метров.

Новые находки отложений кембрия позволили расширить площади их распространения, но не изменили представления о геосинклинальном характере их образования.

Необходимо отметить, что в этот же период высказаны предположения о наличии жесткой плиты в основании Ферганской долины, аналогичной Таримской плите (Д. И. Мушкетов, В. А. Обручев, Э. Зюсс, Э. Арган). Они сыграли решающую роль в построениях, заложивших основу для отделения Южного Тянь-Шаня от Срединного. Так, по мнению Н. Г. Кассина (1934), в основании Сырдарьинской депрессии располагается «древнейшая материковая часть», которая в кембрии и ордовике выступала над уровнем моря. Южно-Тяньшаньская геосинклиналь через Карамазар сочленялась с Большекаратау-Нарынской. Д. В. Наливкин рассматривал Карамазар и погребенный фундамент Кызылкумов как каледонские, к югу от них размещал герцинскую Гиссаро-Алайскую зону. Эта точка зрения поддержана Н. П. Васильковским и В. К. Огневым. В. И. Попов (1938) выделил Кураминскую зону как область полигенных поднятий, а Южный Тянь-Шань отнес к моногенной зоне, с юга ограниченной Гиссаро-Каратегинским поднятием. В. Н. Николаев (1944) отнес Фергано-Кокшаальскую зону к «внутренней негативной», а Кураминскую — к «внутренней позитивной» типа срединной массы второго рода.

Второй этап (1950—1959 гг.). В 1950 г. А. В. Пейве и В. М. Синицын высказали мнение о существовании под Тянь-Шанем древней платформы, фундамент которой сложен кристаллическими породами, а чехол — платформенными отложениями рифея, и указали на то, что кембрийские отложения также формировались в обстановке платформенного режима, а геосинклинали стали закладываться только с силура.

В 1949 г. Н. М. Синицын, анализируя данные о нижнепалеозойских образованиях, пришел к выводу, что в кембрии тектонический режим Южного Тянь-Шаня «напоминает скорее условия подвижных платформ» (1960). Этот вывод обосновывался малыми мощностями, слабым метаморфизмом, отсутствием вулканогенных пород и локальным распространением нижнепалеозойских образований.

Представления Н. М. Синицына о платформенном характере отложений нижнего палеозоя были поддержаны А. В. Пейве, В. Н. Огневым, Е. И. Зубцовым, А. Е. Довжиковым, В. Г. Королевым, П. Д. Виноградовым, Г. С. Поршняковым, М. М. Кухтиковым и другими. Так, П. Д. Виноградов, А. Е. Довжиков, Е. И. Зубцов, В. Н. Огнев (1958) отметили, что типичная геосинклинальная область прогибания возникла в лландоверийском веке. По В. Н. Огневу (1959), платформенные условия существовали не только в раннем палеозое, но и в позднем докембрии и только в силуре заложилась геосинклиналь Южного Тянь-Шаня.

В 1953 г. среднекембрийские отложения выявлены Д. П. Резвым (1953) в районе Сулюкты на основании находок трилобитов в линзах известняков среди глинистых сланцев, аргиллитов и песчаников (1200 м). По мнению М. М. Кухтикова и И. Н. Черенкова (1960, 1963), известняки с органическими остатками кембрия, известные, по В. Н. Веберу, А. П. Марковскому, Д. П. Резвому, Б. В. Ясковичу, Т. И. Хайруллиной и другим, в районе Сулюкты, Шодымир-Мадыгена, бассейнов рек Арглы и Алтыкола, являются экзотическими, бескорневыми глыбами среди среднекаменноугольных отложений.

В 1949 г. в Восточной Фергане Г. Л. Бельговский нашел фауну верхнего ордовика.

В пределах Пскемо-Сандалашских гор Е. И. Зубцов (1955) на основании находок фауны доказал нижнепалеозойский возраст «каракасмаской свиты», а А. Ф. Степаненко (1958) расчленил нижнепалеозойские отложения на четыре свиты: узунбулакскую, шорашуйскую, сандалашскую и аюторскую. Первые две на основании стратиграфического положения отнесены к нижнему кембрию, сандалашская согласно комплексам органических остатков — к среднему кембрию — среднему ордовика, аюторская — к верхнему ордовика.

В Большом Каратау кембрийская фауна майского яруса впервые была обнаружена в 1956 г. В. В. Эз по р. Арпаозену. Позже шли уточнение и детализация схемы стратиграфии нижнего палеозоя (Макарычев, 1957, 1960; Анкинович, 1961; Королев, 1962; Ергалиев, 1971, и др.).

Третий этап (1959—1967 гг.). Вновь стали развиваться представления о геосинклинальной природе нижнепалеозойских образований Южного Тянь-Шаня. Д. П. Резвой (1959) вернулся к этой идее, основываясь на зональном распространении кембрия, большой их мощности и наличии в разрезе вулканогенных образований. Наибольшую популярность эти представления получили после работ Б. В. Ясковича (1958, 1960, 1962, 1963, 1964, 1968), проводившего с Т. И. Хайруллиной специальные исследования по изучению состава, мощности и условий образования нижнепалеозойских отложений Южного Тянь-Шаня. Кембрийские отложения центральной части Туркестанского хребта (бассейны р. Арглы, Алтыкола) на основании собранной фауны расчленены на следующие свиты: алтыкольскую нижнего кембрия и рабутскую среднего — верхнего кембрия.

Общая мощность кембрийских отложений в центральной части Туркестанского хребта, по данным Б. В. Ясковича (1968), достигает 4000 м. Внутри кембрийского разреза отмечаются несогласия между нижним кембрием и майским ярусом и между майским ярусом и верхним кембрием. На восточном окончании Туркестанского хребта в районе Мадыген-Шодымира и месторождения Сулюкта среднекембрийские отложения Б. В. Яскович (1968) разделил на две свиты: шодымирскую, соответствующую нижней половине амгинского яруса, и сулюктинскую, отнесенную к верхней половине амгинского яруса.

Таким образом, основными критериями геосинклинальности нижнего палеозоя Туркестанского хребта явились большая мощность кембрийских отложений и наличие в их разрезе мощных вулканогенных образований спилито-диабазового состава.

Идея геосинклинального развития Южного Тянь-Шаня в нижнепалеозойское время господствовала в представлениях Б. В. Ясковича (1971а, б, 1972) и при изучении им вулканогенно-осадочных образований елемесашинской свиты Северного Тамдытау. Кембрийская органика впервые обнаружена здесь К. К. Пятковым, И. А. Пяновской и А. К. Бухариным (1964) в известняках, расположенных среди вулкано-

генных образований балпантауской свиты силур-девонского возраста. Эти выходы принимались ими за ядра каледонских антиклинальных структур. По Ш. Ш. Сабдюшеву и др. (1969), кембрийские известняки с вмещающими вулканогенно-осадочными образованиями сингенетичны и выделены под названием «елемесащинской свиты».

Таким образом, и для кембрия Северного Тамдытау Б. В. Яскович установил большую мощность с обильными вулканитами спилито-диабазового состава. Эти два признака и послужили основой для утверждения о геосинклинальном развитии Западного Узбекистана в раннепалеозойское время. Многие исследователи, занимающиеся изучением среднего и верхнего палеозоя, традиционно стали относить образования нижнего палеозоя к геосинклинальному основанию Южного Тянь-Шаня (Пятков, Пяновская, Бухарин, 1967; Гарьковец, 1965; Волочкович, Гаврилин, Ифантопуло, 1973).

В Восточном Алае кембрийские известняки с трилобитами обнаружены в 1961 г. А. В. Яговкиным в среднем течении р. Чон-Казыка. Пачка обнажается в зоне тектонических разрывов.

В Пскемо-Сандалашских горах В. Г. Королев (1962), К. С. Сагындыков (1964) к докембрию отнесли отложения узунбулакской и шорашуйской свит на основании находок нижекембрийской органики в нижних горизонтах сандалашской свиты. Р. Н. Абдуллаев (1965), Р. Н. Абдуллаев, О. Н. Халецкая (1970) на основании сборов и изучения органических остатков уточнили схему стратиграфии нижнего палеозоя: узунбулакская и шорашуйская свиты — докембрий, каракорумская — кембрий — лланвирн, бешторская — лландейло, нижний — средний карадок, аюторская — верхний ордовик.

Важно отметить, что исследователи довольно единодушно относили отложения нижнего палеозоя Большого Каратау, Чаткала и Нарына к миогеосинклинальному типу и предполагали их отсутствие в пределах Кызылкум-Ферганского региона. Так, Х. М. Абдуллаев (1960) отмечал, что в каледонский цикл Кураминская подзона представляла собой срединный массив, а Чаткальская подзона являлась «остаточным прогибом типа межгорного, который в период девона — карбона развился в типичную геосинклиналь» (стр. 37). По его мнению, в нижнем палеозое в пределах первой подзоны имелись локальные геоантиклинальные поднятия, а в пределах второй накапливались карбонатно-терригенные отложения ордовика с небольшими линзами вулканитов основного и среднего состава (р. Кара-Касмак). Он заключил, что «отсутствие каких-либо несогласий внутри рассматриваемого комплекса, значительные мощности отложений, а также их фациальный характер позволяют предполагать, что в нижнем палеозое, в западной зоне существовал сравнительно спокойный тектонический режим...» (стр. 38).

Однако, как и все другие исследователи, Х. М. Абдуллаев рассматривал спокойное развитие региона в рамках общего геосинклинального режима. Но позже (Абдуллаев, Борисов, Лордкипанидзе, 1960; Абдуллаев, Борисов, 1964) тектонический режим срединного массива охарактеризован как субгеосинклинальный, а Чаткальской подзоны — как миогеосинклинальный.

Четвертый этап (с 1967 г.). Детальное изучение разрезов палеозоя в пределах Южного Тянь-Шаня при геологосъемочных и тематических работах в конце 60-х и начале 70-х годов показало, что в объем кембрия иногда ошибочно включались отложения докембрия, ордовика, силура, девона и карбона. Так, по данным В. Л. Клишевича, в пределах Карачатыра в хребте Кызыл-Кунгей значительная часть среднекембрийских, а точнее, большая часть первой и две верхние пачки по

Л. С. Тарасову, сложенные терригенно-кремнисто-вулканогенными породами мощностью свыше 1000 м, отнесены по граптолитам к силуру, а вулканиты с кремнями к девону. Обнаружено, что кембрийские породы имеют крайне ограниченное распространение и небольшую мощность. Кроме того, в 1971—1973 гг. Б. В. Яскович и др. в районе гряды Улугтау и на левом борту р. Аравана в полосе распространения отложений среднего кембрия установили толщу (до 270 м) верхнего ордовика терригенно-вулканогенно-карбонатного состава, охарактеризованную многочисленными органическими остатками. По Г. С. Поршнякову, в высоких предгорьях Алая, в верховьях р. Каинды мощность среднекембрийских отложений намного завышена за счет включения в разрез пород ордовика и неточной расшифровке структур.

В районе Сулюкты в 1959 г. Л. В. Фомченко, а несколько позднее М. М. Кухтиков и И. Н. Черенков (1963) в нижней части сулюктинской свиты кембрия обнаружили микрофауну нижнего — среднего карбона. Эти данные позволили М. М. Кухтикову предположить, что линзы кембрийских известняков — экзотические глыбы, захороненные в верхнепалеозойских терригенных толщах. В песчаниках сулюктинской свиты Ю. С. Бискэ и Д. А. Старшинин (1965) обнаружили граптолиты силура и установили, что силурийские песчаники с глыбами кембрийских известняков залегают по надвигу на каменноугольных отложениях. В 1971—1973 гг. Б. В. Яскович и др. в песчаниках, относимых к сулюктинской свите, обнаружили граптолиты среднего ордовика. Таким образом, в сулюктинскую свиту «кембрия» были включены разновозрастные породы ордовика, силура и карбона. К среднему кембрию в основном отнесены глыбы битуминозных известняков мощностью 20—30 м.

В Мадыген-Шодымирском районе в песчано-глинистых сланцах шодымирской свиты (амгинский ярус среднего кембрия) А. П. Марковский, а в 50-х годах В. М. Петров обнаружили граптолиты лландовери. Следовательно, и здесь к кембрию отнесены только глыбы известняков. Вулканогенные же образования верхней подсвиты шодымирской свиты Р. Н. Абдуллаев, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, М. И. Кадыров (1972), Г. С. Поршняков (1973) и др. выделили в самостоятельную толщу, залегающую в виде покрова на граптолитовых сланцах силура. Возраст вулканогенных пород определялся предположительно как силурийский. Но, возможно, здесь развиты две вулканогенные толщи — силурийская и нижнекаменноугольная (Резвой, 1972). Нижнекаменноугольная органика найдена А. В. Алексеенко и др. (1966) в линзах известняков среди вулканогенных образований в сае Сауктаньга.

В центральной части Туркестанского хребта в бассейне р. Арглы, где разрез кембрия считался эталонным для всего Южного Тянь-Шаня, М. М. Кухтиков, И. Н. Черенков (1960) обнаружили органические остатки девона и среднего карбона, в связи с чем была поставлена под сомнение непрерывность и большая мощность кембрийских отложений. Действительно, в конце 60-х годов М. М. Посохова, А. Н. Голиков и Х. В. Рыскина при геологосъемочных работах в сланцах, относящихся к рабутской свите (средний — верхний кембрий), обнаружили граптолиты нижнего ордовика, нижнего и верхнего силура. Р. Н. Абдуллаев, М. А. Ахмеджанов и О. М. Борисов (1973) в сае Рабут (правый приток р. Арглы) и на левом борту долины Арглы в районе Каравайсая из отложений, относимых к кембрию, выделили сланцевую толщу с редкими прослоями известняков с криноидеями верхнего силура.

Следовательно, в состав кембрия в центральной части Туркестанского хребта включались осадки среднепалеозойского возраста, а фаунистически охарактеризованные кембрийские отложения имеют не-

большие мощности и обнажаются в виде изолированных тектонических блоков или чешуй.

В Северном Тамдытау дискуссионным оказался возраст елемесащинской свиты (кембрий, по Б. В. Ясковичу) и особенно ее вулканогенной части. К. К. Пятков и др. отнесли вулканогенные образования к нижнему — среднему карбону на основании находок в глыбах известняков разновозрастной фауны от нижнего кембрия до девона — карбона включительно. М. А. Ахмеджанов, Р. Н. Абдуллаев, Э. Р. Базарбаев, Л. М. Глейзер (1969) вулканиты елемесащинской свиты считают верхнеордовикскими на основании сопоставления их с тубабергенской свитой Букантау, а известняковые тела с кембрийской фауной — экзотическими глыбами.

Большую роль в уточнении возраста вулканогенных образований сыграли граптолиты среднего — верхнего ордовика, найденные И. А. Поникленко, Г. В. Болговой, А. Н. Голиковым (1973), А. И. Кимом, З. М. Абдуазимовой и др. в терригенной части елемесащинской свиты. По А. И. Киму и др., вулканиты с глыбами известняков кембрия — самостоятельная толща, которая не имеет нормальных стратиграфических контактов с терригенными отложениями ордовика; обломочный материал вулканитов установлен в терригенных породах лландовери и венлока и не обнаружен в терригенных осадках ордовика. Можно предположить, что вулканогенная толща формировалась между средним ордовиком и средним лландовери. «Линзовидные» тела известняков с кембрийской фауной А. И. Ким и др. считают экзотическими глыбами.

Специальное изучение трилобитов, проведенное Т. И. Хайруллиной, не обосновывало, а, скорее, отрицало кембрийский возраст вулканитов елемесащинской свиты, так как трилобиты от нижнего до верхнего кембрия были обнаружены ею в различных глыбах известняков, не связанных по разрезу друг с другом и, кроме того, известны случаи совместного нахождения трилобитовых комплексов верхнего кембрия и среднего кембрия в одной глыбе известняка. Таким образом, и в Северном Тамдытау в состав «кембрия» (елемесащинская свита) необоснованно были включены разнообразные и разновозрастные толщи.

В Северном, Южном Нуратау и Гобдунтау к среднему кембрию (майский ярус) относятся известняково-сланцевые образования живачисайской свиты. Впервые живачисайская свита условно нижнесилурийского возраста выделена в Северном Нуратау П. Н. Подкопаевым в 60-х годах. В 1966 г. З. М. Абдуазимова и др. (1969) обнаружили в Северном Нуратау в бассейне р. Нарвансая в толще аргиллитов верхов живачисайской свиты граптолиты нижнего ордовика, в связи с чем ее нижняя (известняково-сланцевая) часть условно была датирована как верхнекембрийская. В 1971 г. Е. В. Чукаров и др. живачисайскую свиту отнесли к среднему кембрию — нижнему ордовику на основании находок Т. И. Хайруллиной трилобитов майского яруса в сходных по составу известково-сланцевых образованиях Гобдунтау. В 1970—1972 гг. Т. И. Хайруллина в Северном Нуратау в отложениях свиты обнаружила трилобиты, брахиоподы и водоросли среднего кембрия. Известняково-сланцевая часть свиты ею отнесена к майскому ярусу среднего кембрия, а верхняя сланцевая с граптолитами нижнего ордовика — к верхнему кембрию — нижнему ордовику. Следует отметить, что литологический состав и текстурно-структурные особенности известняково-сланцевой живачисайской свиты и ее аналогов выдержаны на огромной территории Гобдунтау, Южного и Северного Нуратау, Туркестанского хребта и Букантау.

Ордовикские отложения в пределах Южного Тянь-Шаня распространены гораздо меньше, чем кембрийские. Они обнаружены Г. Л. Бельговским в бассейне р. Тара (Восточный Алай). Разрез ордовика представлен тремя пачками (снизу вверх): песчаниками среднезернистыми, массивными, мощностью 450 м, чередующимися сланцами и песчаниками с линзами конгломератов и прослоями известняков (450 м) и переслаивающимися сланцами, песчаниками и известняками (150 м). По данным Г. С. Поршнякова, в первой пачке найдены фораминиферы карбона, а в сланцах — граптолиты силура. Учитывая эти данные, видимо, нельзя считать мощность ордовика большой, тем более что ордовикская фауна найдена только в одной пачке.

По Г. С. Поршнякову (1973), наиболее полный разрез нижнего ордовика обнажается в горах Актур, где эти отложения согласно налегают на кембрийские образования. Разрез сложен плитчатыми темно-серыми, черными битуминозными известняками, доломитами и углисто-глинистыми черными сланцами с трилобитами нижнего ордовика (280 м). На южном склоне Алая в приводораздельной части р. Коксу и Кызылсу нижнеордовикские отложения сложены темно-серыми кремнистыми сланцами, содержащими граптолиты аренигского яруса нижнего ордовика (200 м).

В верховьях Зааминсу на водоразделе между Акташ и Кульсу в 60-х годах М. М. Посохова и др. выделили из отложений рабутской свиты кембрия и откартировали толщу аргиллитов, алевролитов и песчаников с граптолитами аренигского яруса нижнего ордовика (350 м). Контакт с силурийскими и кембрийскими породами тектонический. В 70-х годах М. М. Посохова и А. Н. Голиков выявили нижнеордовикские отложения в западной части Туркестанского хребта (Чумкуртау). Ранее эти отложения относились к нижнему силуру. Разрез нижнего ордовика представлен алевролитами и подчиненными им аргиллитами, аргиллитовыми сланцами с прослоями и пропластками кремнисто-кварцевых пород и известняков. В алевролитах найдены граптолиты тремадокского яруса нижнего ордовика (700—750 м). Контакт с верхним кембрием согласный.

На северных склонах Северного Нуратау в бассейне сая Иланчи З. М. Абдуазимова, Д. Я. Ахбер, О. А. Старцев, Е. В. Чукаров (1969) установили породы среднего ордовика, ограниченные с севера и юга разломами. Обнажающаяся часть разреза сложена кварцево-слюдисто-глинистыми, глинисто-слюдистыми сланцами с прослоями кварцевых алевролитов, линзами известняков, доломитов и кремнистых пород (700 м). В верхах толщи обнаружены граптолиты среднего — верхнего ордовика.

В пределах Южного Нуратау в районе села Мулла-Маля в тектоническом блоке Н. А. Мазаненко (1968) установлены нижнеордовикские глинистые сланцы с линзами афанитового известняка (50 м). В сланцах собраны граптолиты, характерные для аренигского яруса нижнего ордовика. Низами этого разреза считаются терригенно-известняковые образования верхнекембрийской шурчинской свиты, развитой в горах Каракчатау в бассейне р. Тусуна (180 м).

В Букантау к среднему ордовику относятся песчано-сланцевые отложения (150—200 м), впервые установленные на основании сборов граптолитов З. М. Абдуазимовой южнее горы Ирлир. Ранее они считались силурийскими.

К верхнему ордовику относятся вулканогенно-осадочные образования тубабергенской свиты (500 м). Ранее возраст свиты определялся как раннекаменноугольный. К. А. Набиев и др. (1966), и Р. Н. Абдул-

лаев (1967), а позже Б. В. Яскович и др. (1971а, б) в известняковых прослоях среди вулканитов обнаружили криноидеи, трилобиты, брахиоподы, остракоды и конодонты, характерные для верхнего ордовика. Известняковые тела с каменноугольной фауной залегают несогласно, с конгломератами в основании на вулканитах. В 1972 г. Б. В. Яскович разделил образования тубабергенской свиты на три разновозрастные толщи — среднего — верхнего ордовика, нижнего карбона и условно силур-девона.

Наиболее спорен возраст коксайской, тайманской и бесапанской свит Тамдытау, Ауминзатау, Букантау.

По сообщению К. К. Пяткова, З. М. Абдуазимовой и др. в тайманской и верхах бесапанской свит обнаружены граптолиты, указывающие на среднеордовикский возраст вмещающих пород и, кроме того, часть этих свит хорошо сопоставляется с фаунистически охарактеризованными среднеордовикскими песчано-сланцевыми отложениями Северного Нуратау, Тамдытау, Букантау. Следовательно, в составе указанных свит имеются разновозрастные толщи, в том числе ордовикские, но выделить их из единой песчано-сланцевой толщи пока не представляется возможным.

Наиболее хорошо изучены разрезы среднего — верхнего ордовика в Кульджуктау, Зирабулак-Зиаэтинских горах и в западной части Зарафшанского хребта в районе перевала Шахриомон.

В Кульджуктау разрез ордовика, по данным Я. Б. Айсанова (1966, 1968), разбивается на две свиты: казакасуйскую и ойдынбулакскую. Казакасуйская свита сложена переслаивающимися сланцами и песчаниками с прослоями конгломератов, гравелитов, известняков, эффузивных и кремнистых пород (500 м). Возраст свиты определяется как средне-позднеордовикский на основании определения трилобитов, брахиопод и табулят. Нижняя граница свиты неизвестна. Выше согласно залегают отложения ойдынбулакской свиты, сложенные преимущественно доломитами и известняками (100 м). Верхнеордовикский возраст свиты определяется многочисленными брахиоподами, табулятами, криноидеями и другими органическими остатками. Выше согласно залегают карбонаты янгиказганской свиты нижнего силура.

По данным Я. Б. Айсанова, в Кульджуктау имеется и другой тип разреза ойдынбулакской свиты, сложенный карбонатными песчаниками с линзами известняков и кремнистых пород в нижней части разреза, а в верхней — песчаниками, глинистыми сланцами с линзами и прослоями конгломератов, гравелитов, вулканогенных пород (200 м).

В Зирабулакских горах, по данным Е. И. Барковской и др. (1966), выделяются алтыаульская свита верхнего ордовика и переходный горизонт верхнего ордовика — нижнего лландовери. Алтыаульская свита подразделена на три подсвиты. Нижняя сложена алевролитами, сланцами с прослоями песчаников. Среди них встречаются обломки кварца, кварцитов, песчаников, спилитов и кварцевых порфиров (300 м), нижняя граница неизвестна. Органические остатки не обнаружены. Средняя подсвита в основании сложена конгломератами (30—40 м). Выше переслаиваются сланцы, алевролиты, песчаники, туфы, известняки (320 м). Верхняя подсвита представлена сланцами, с прослоями кварцевых песчаников (150—200 м.). Переходный горизонт залегают согласно на алтыаульской свите и состоит из сланцев и известняков с многочисленными остатками брахиопод и табулят верхнего ордовика — нижнего лландовери (50—60 м).

В 1972 г. Ю. Н. Алекин, А. И. Ким и др. разделили алтыаульскую свиту на две подсвиты: нижнюю, включающую нижнюю и верхнюю

подсветы Е. И. Барковской (средний ордовик), и верхнюю, занимающую среднюю подсвету и переходной горизонт (верхний ордовик).

В западной части Зарафшанского хребта в районе пер. Шахриомон А. И. Ким (1963) впервые установил фаунистические охарактеризованные непрерывные ордовикские и силурийские отложения, которые выделены в шахриомонский горизонт среднего — верхнего ордовика и арчалыкские слои нижнего силура (нижний лландовери). Позже А. И. Ким (1966), А. И. Ким, Ю. Н. Апекин, М. В. Ерина (1975) предложили следующее стратиграфическое деление ордовик-силурийских образований: шахриомонская свита среднего — верхнего ордовика (обикалонские, вулканогенно-обломочные и чашмакалонские слои), нижнеарчалыкские слои ашгиллия и верхнеарчалыкские слои нижнего лландовери.

На южных склонах Гиссарского хребта ордовикские отложения установил Д. А. Рубанов (1968) в верховьях рек Чилликсу и Аргайлик, где они представлены песчаниками, алевролитами, сланцами с прослоями известняков. Верхние горизонты разреза обнажаются в бассейне р. Алмалы, сложены доломитизированными и органогенными известняками, известковистыми алевролитами и песчаниками (300 м). В известняках собраны брахиоподы, строматопоры, табуляты, криноидеи позднего ордовика.

В Большом Каратау и Джебаглы палеонтологические исследования провели Г. Х. Ергалиев, В. В. Миссаржевский, М. Б. Зима, Қ. А. Лисогор и др. Биостратиграфическая схема кембрийских и ордовикских отложений разработана Г. Х. Ергалиевым, в соответствии с ней отложения кембрия разделены на курумсацкую и кокбулакскую свиты существенно сланцево-карбонатного состава, а терригенные отложения ордовика включены в джебаглинскую серию.

Новые данные по стратиграфии отложений кембрия и ордовика послужили основой для выяснения тектонического режима их формирования.

Необходимо отметить, что новые данные указывают на небольшую мощность кембрия и ордовика и на отсутствие мощных вулканогенных образований в разрезах кембрия. В отложениях ордовика известны вулканы основного и кислого состава, которые в виде пластов и слоев небольшой мощности встречаются среди осадочных пород верхнего ордовика Кульджуктау, Зирабулакских гор и Зарафшанского хребта (перевал Шахриомон). Имеются вулканогенные образования верхнеордовикского возраста и в Северном Букантау и Северном Тамдытау. По данным В. Н. Ушакова и Л. В. Шпотовой (1973), они относятся к трахибазальтовой и толент-базальтовой формациям, характерным в основном для платформ.

В пределах Пскемо-Сандалашских гор Р. Н. Абдуллаев и Л. М. Глейзер расчлениют разрез нижнего палеозоя на три самостоятельные серии: каракорумскую ($С_{m_1} — O_2^1$), бешторскую (O_{2-3}) и аюторскую (O_3^2). Первая подразделяется на две свиты — бугулыбулакскую ($С_{m_1} — O_1^1$) и джаякторскую (O_{1-2}). Вторая включает коксу-башинскую (O_2) и чиралминскую (O_3^1) свиты.

В 1975—1977 гг. благодаря методу химического препарирования, предложенному А. М. Обутом, в ряде «немых» толщ Южного Тянь-Шаня обнаружены радиолярии, стенотекоиды, микрофоссилии, хитинозоа, обрывки граптолитов, что позволило произвести биостратиграфиче-

ское расчленение «немых» толщ (З. М. Абдуазимова). Этому способствовали и исследования И. А. Пяновской по систематике водорослей, что помогло при выделении отложений кембрия — нижнего ордовика. Решающее стратиграфическое значение приобретают хитинозоа, определение которых А. М. Обутом, Н. М. Заславской, З. М. Абдуазимовой, Н. П. Мешковой позволило выделить на юге Букантау и юге Тамдытау аналоги живачисайской свиты среднего кембрия — нижнего ордовика, в ур. Таскара (Южный Тамдытау), в юго-восточной части Тамдытау, Даугызтау, в Северном и Южном Нуратау, Южном Букантау, Марджанбулаке и других местах терригенные отложения верхов нижнего — среднего ордовика, а в горах Тамдытау, Букантау и Марджанбулаке — отложений среднего ордовика — нижнего силура.

На платформенное развитие Южного Тянь-Шаня в каледонский цикл указывают многие исследователи, занимающиеся вопросами тектоники и региональной геологии. М. М. Кухтиков (1968) считает, что геосинклинальное развитие Южного Тянь-Шаня началось с середины раннего палеозоя, т. е. с ордовика. В. А. Буш и др. (1968), Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер, А. Л. Яншин (1972), В. С. Князев и др. (1972), М. Ф. Мирчинк и др. (1975) считают, что в Южном Тянь-Шане развиты субплатформенные формации нижнего палеозоя. Негеосинклинальную природу отложений кембрия Южного Тянь-Шаня доказывает также Е. И. Зубцов, однако зональный характер распространения различных фациальных типов отложений ордовика может, по его мнению, служить доказательством уже начавшейся дифференциации геотектонического режима и заложения геосинклинали («Геология СССР», с. XXV, ч. 1, 1972). А. Е. Довжиков (1971) относит нижнепалеозойские образования к догеосинклинальному периоду, а геосинклинальное развитие начинается, по его мнению, с раннего силура.

П. Д. Виноградов (1964), хотя и стоял на позициях геосинклинального развития Южного Тянь-Шаня с раннего палеозоя, но считал осадочные комплексы кембрия и ордовика предшествующими образованию глубоких прогибов. По В. Е. Хаину (1973), каледонский цикл в Южном Тянь-Шане не имел самостоятельного значения и развитие в течение его носило подготовительный характер по отношению к геосинклинальному герцинскому. Такое развитие каледонского цикла названо им квазиплатформенной стадией, характеризующейся накоплением карбонатных, кварцево-песчаных формаций малой и умеренной мощности, реже общим поднятием и слабым базальтовым вулканизмом.

Г. С. Поршняков (1973), отмечая однородный фациальный состав нижнепалеозойских толщ и слабое проявление вулканизма, считает необходимым выделить подвижно-платформенную стадию развития Южного Тянь-Шаня в раннем палеозое. В. И. Попов, О. Д. Шевченко, В. Ю. Запрометов, Ю. Ф. Корсаков (1975), В. И. Попов и др. (1976) считают, что «в Срединном, Южном Тянь-Шане и на Памире в конце венда — нижнем палеозое развивается предгеосинклинальное квазиплатформенное выравнивание».

В. И. Попов и др. (1976) выделяют два чередующихся состояния тектонического режима: горообразовательное (орогенное) и равниннообразовательное (пленогенное). Горообразование характеризуется значительной активностью радиотермических процессов, проявлением восходящих терм, магматизмом, унаследованностью развития линейных тектонических структур, большой средней скоростью накопления осадков во впадинах (более 15 м/млн. лет) и рядом литологических особенностей осадочных формаций. Для равниннообразования характерно прекращение проявлений магматизма, снижение средней скорости на-

копления осадков (менее 15 м/млн. лет). Южный Тянь-Шань в нижнепалеозойское время пережил квазиplatformенную равнинообразовательную стадию, когда средняя скорость накопления осадков составляла 6—12 м/млн. лет.

Е. А. Рогожин, В. Н. Шолпо (1974), проведя количественную оценку режима вертикальных колебательных движений Южного Тянь-Шаня, приходят к выводу о том, что в кембрии максимальная скорость прогибания составляла 0,064 мм/год, средняя — 0,011, в ордовике соответственно 0,012 и 0,011, что согласуется с представлениями о квазиplatformенном типе развития Южного Тянь-Шаня в раннем палеозое.

В. Г. Гарьковец и др. (1975) относят породы байкальского цикла Южного Тянь-Шаня (рифей-вендская часть висхарвской свиты Северного Памира и ее возрастные аналоги) к образованиям типа квазиplatformенного эпикарельского чехла.

По В. Г. Королеву (1957), В. Г. Королеву и др. (1973), вырисовывается огромная территория, включающая Алай-Кокшаальскую, Чаткало-Нарынскую, Таласо-Каратаускую, Таримскую, Северо-Китайскую и Южно-Китайскую платформы, характеризующиеся platformенным режимом развития в кембрии.

М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов и др. в ряде работ развивают представление о субplatformенном (квазиplatformенном) режиме развития Среднего и Южного Тянь-Шаня в каледонском цикле.

Таким образом, рассматривая развитие и становление основных представлений о стратиграфии и истории геологического развития региона в кембрийское и ордовикское время, можно заключить, что за 55 лет со дня первых находок кембрийской органики В. Н. Вебером, Д. И. Мушкетовым и А. П. Марковским значительно расширилась география кембро-ордовикских отложений, уточнена их стратиграфия с разделением на ярусы, подъярусы и зоны, доказаны сравнительно малые их мощности и отсутствие вулканитов среди пород кембрия, показан чешуйчато-блоковый характер разрезов и их прерывистость. По мере накопления данных об их составе и тектонике неоднократно менялись представления о тектоническом режиме их формирования (геосинклинальный, квазиplatformенный, platformенный) в пределах Южного Тянь-Шаня.



Глава II. ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

ПСКЕМСКИЙ И САНДАЛАШСКИЙ ХРЕБТЫ

Отложения нижнего палеозоя широко распространены на территории Сандалашского, Пскемского и Майдантальского хребтов, преимущественно в северо-восточной ее части — в области воздымания шарниров складчатых структур.

Разрез нижнего палеозоя относится к так называемому чаткало-нарынскому типу (Королев, 1962); как и в других районах Большекарат-ау-Чаткало-Нарынского прогиба, он представлен сравнительно мало-мощными и слабометаморфизованными осадочными (субфация глинистых сланцев) отложениями кембрия и всего ордовика. В разрезе отсутствуют существенные перерывы и несогласия, отмечающиеся местами в присводовых частях конседиментационных брахиантиклинальных складок.

Расчленение нижнего палеозоя производилось многими исследователями (Степаненко, 1958; Турбин, 1962; Абдуллаев, Глейзер, 1965; Абдуллаев, 1965; Жуков, 1965; Глейзер, 1967; Абдуллаев, Халецкая, 1970; Калмурзаев, Керимов, Медетов, 1973; Адышев и др., 1972; «Геология СССР», т. XXV и XXIII, 1972), а также И. Д. Доронкиным, О. И. Мамаджановым, В. Д. Бородаенко, В. Ф. Храмковым, И. В. Гаррапко и др.). Хотя проведены довольно детальные исследования, стратиграфия нижнего палеозоя разработана еще слабо.

Первая стратиграфическая схема предложена А. Ф. Степаненко (1958). Он выделил две свиты — сандалашскую ($Sp_2—O_2$) и аюторскую (O_3). Позднее получены данные, свидетельствующие о раннекембрийском возрасте основания сандалашской свиты (Мисюс, Сагындыков, 1967), а залегающий ниже «тиллитоносный комплекс» (узунбулакская и шорашуйская свиты) отнесен к позднему докембрию — венду.

В настоящее время имеется несколько схем более подробного расчленения нижнего палеозоя и, в частности, «сандалашской свиты». Они плохо увязаны между собой, одни и те же толщи выделяются как различные по рангу стратиграфические подразделения — самостоятельные свиты, ритмотолщи, ритмосвиты, или подсвиты, пачки, часто без конкретной возрастной индексации. Так, в юго-западной части Пскемского хребта залегающие под аюторской свитой отложения, которые обнажаются в виде почти непрерывной полосы вдоль контакта рифейских гранитоидов Бешторского массива, отнесены то к среднему ордовика и расчленены на пачки (междуречье Караянгрык — Джаяктор, по В. Д. Бородаенко), то к сандалашской свите ($Sp_1—O_2$), состоящей из четырех (междуречье Каракорум — Чиралма, по С. И. Мамаджанову)

или двух подсвит (верховье реки Коксу, по В. Ф. Храмкову). В состав нижнего палеозоя включались и отложения венда.

Полученный в результате тематических и геологосъемочных работ материал позволяет, несмотря на спорные вопросы, разработать единую достаточно детальную схему расчленения нижнего палеозоя Пскем-Сандалашского района.

В предлагаемой схеме разрез нижнего палеозоя расчленяется на три самостоятельные толщи-серии — каракорумскую ($Сп_1 - O_2^1$), бешторскую (O_{2-3}) и аюторскую ($O_3^2 - S_1$), которые образуют крупные осадочные ритмы и относятся к различным типам формаций или формационных комплексов (Воронич и др., 1970; рис. 2, 3).

Каракорумская серия ($Сп_1 - O_2^1$) по вещественному и стратиграфическому объему в основном соответствует нижней части сандалашской свиты А. Ф. Степаненко (1958), одноименной свите Р. Н. Абдуллаева (1965), сандалашской свите Л. И. Турбина (1962) или ритмотолще Л. М. Глейзера (1967).

Каракорумская серия отчетливо подразделяется на две свиты — бугулыбулакскую ($Сп_1^1 - O_1^1$) и джаякторскую (O_{1-2}).

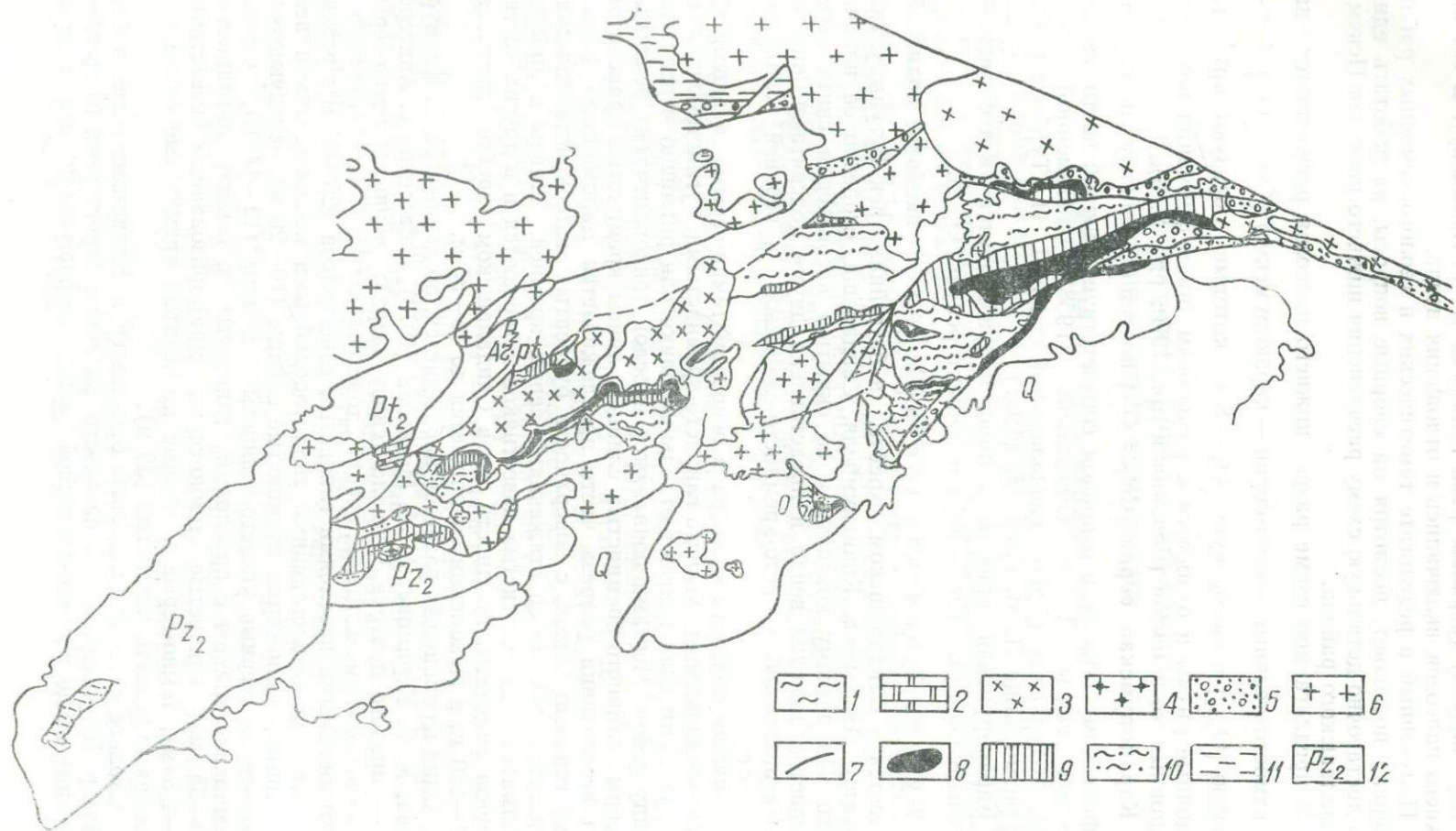
Бугулыбулакская свита ($Сп_1^1 - O_1^1$) наиболее полно обнажается в Сандалашском хребте, в бассейнах рек Бугулыбулака, Шорашу, Аяктерека, Кичиккумбеля, Сандалаша, особенно ее нижние части. По резкому контакту и со скрытым несогласием свита перекрывает отложения венда и представлена двумя подсвитами: нижней преимущественно углисто-кремнисто-сланцевой и верхней сланцево-карбонатной.

Нижняя подсвита сложена в основном темно-серыми, черными углисто-кремнистыми, углисто-глинисто-кремнистыми, углисто-глинистыми сланцами. Они слагают отдельные пачки или ритмично чередуются между собой. Местами появляются прослои тонкоплитчатых зеленовато-серых глинисто-кремнистых сланцев, линзы кремнистых гравелитов.

В основании разреза часто прослеживается маломощный (около 5 м) горизонт серых, с поверхности буроватых мелкокристаллических доломитов, обычно со стяжениями серых кремней. Линзы и прослои доломитов и доломитистых известняков встречаются и в других частях разреза подсвиты. Мощность ее в Сандалашском хребте достигает 100—150 м, в Пскемском сокращается до 15—35 м.

Один из типичных разрезов наблюдается, по данным К. Е. Калмурзаева, К. С. Керимова, А. М. Медетова (1973), в бассейне р. Аяктерека — правого притока Чаткала (снизу вверх): черные, темно-серые кремнистые сланцы, тонко-, средне-, толстослоистые, полосчатые, вверху с линзовидными прослоями глинистых известняков (25—30 м); резкий контакт с нижезалегающими тиллитоподобными конгломератами венда; черные, темно-серые кремнистые сланцы (15—20 м), чередующиеся темно-серые, черные углисто-глинистые сланцы (12—14 м), черные кремнистые сланцы с прослоями глинистых и известково-глинистых (30—35 м), глинистые темно-серые мраморизованные известняки (2—2,5 м), темно-серые и черные полосчатые кремнистые сланцы с прослоями углисто-глинистых (30 м).

Сходное строение подсвиты отмечается и северо-восточнее, в бассейне р. Бугулыбулака. В частности, на левом берегу реки (в среднем течении) выше песчано-сланцевой толщи шорашуйской свиты венда



История геологического развития территории, изученной в 1920-1930 гг. (по материалам геологической съемки 1920-1930 гг. и геологическим исследованиям 1930-1935 гг.)

без четкого с ними контакта залегают серые и темно-серые кремнистые сланцы, обычно тонко- и среднеплитчатые (15—20 м); на задернованном склоне наблюдаются выходы углисто-кремнистых, углисто-глинистых сланцев, а также гравелитов, состоящих из плохокатанных обломков темных кремнистых пород (50 м); черные углисто-кремнистые сланцы, тонкоплитчатые (1—3 см) с пропластками (2—3 см) углисто-глинистых сланцев (6 м); зеленовато-серые яшмовидные тонкоплитчатые кремнисто-глинистые сланцы (5—7 м); черные углисто-глинистые сланцы (3 м); переслаивающиеся серые, темно-серые глинистые и кремнистые сланцы. Встречаются линзовидные прослои бурых, на свежем сколе серых доломитов (5 м), черные и темно-серые углисто-глинистые сланцы с редкими прослоями углисто-кремнистых (7 м).

В Пскемском хребте разрезы рассматриваемой подсвиты резко сокращенные, хотя и здесь состав их преимущественно углеродисто-глинисто-кремнистый. Так, на северо-западном крыле Пскемского антиклинория (верховья р. Бештора) она представлена (снизу вверх): желтовато-серые, мелкозернистые, среднеслоистые доломиты, которые согласно по резкому контакту перекрывают вулканогенно-осадочные отложения венда; серые, темно-серые плитчатые кремнистые сланцы с прослоями углисто-глинисто-кремнистых (10—12 м); ритмично чередующиеся темные углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы (12—14 м).

На юго-восточном крыле антиклинория, в междуречье Караян-грык — Каракорум — Коксу, мощность углисто-глинисто-кремнистой толщи сокращается до 5—12 м, причем местами кремнистые сланцы почти полностью замещаются глинистыми. В то же время иногда несколько возрастает (до 10—12 м) мощность базального доломитового горизонта, а в верхах его появляются обильные линзы и округлые включения кремней (Каракорум).

Органические остатки в отложениях нижней углисто-кремнисто-сланцевой подсвиты на рассматриваемой территории не обнаружены. Однако восточнее, в верховьях р. Чаткала, в пачке известняков и доломитов с прослоями и линзами кремней, которая непосредственно перекрывает шорашуйскую свиту венда, т. е. занимает аналогичное стратиграфическое положение, сотрудники Института геологии АН КиргССР собрали фауну нижнего кембрия (Мисюс, Сагындыков, 1967; Адышев и др., 1972).

Верхняя подсвита согласно залегает на нижней. Контакт между ними часто постепенный и фиксируется обычно сменой углисто-глинисто-кремнистых сланцев существенно глинистыми или карбонатно-глинистыми. Состав подсвиты по простиранию фациально не выдержан; преобладают то терригенные породы, то карбонатные, но соотношение между ними примерно равное.

Намечается двухчленное строение разреза. Нижняя часть подсвиты представлена преимущественно переслаиванием серых, зеленовато-се-

Рис. 2. Геологическая схема нижнепалеозойских образований Пскемского хребта:

1—гнейсы, амфиболиты, мраморы, (PR₁ ?); 2—бабаджанская свита, мраморы (PR₂ ?); 3—Музбельский и Тундукский массивы гранитов и плагиогранитов (PR₃); 4—Верхнекоксуйский массив плагиогранитов и гранитов (PR₄); 5—узунбулакская и шорашуйская свита: песчаники, сланцы, тилитоподобные конгломераты (R₃-V) 6—гра-

нитониды (pZ₁); 7—разрывные нарушения; 8—каракорумская серия (Cп-O₂¹); 9—бешторская серия (O₂²-O₃¹); 10—аюторская серия (O₃²-S₁); 11—нерасчлененные отло-

жения (Cп-S₁); 12—терригенно-карбонатная толща (D₃-C₃).

рых, желтовато-серых глинистых, карбонатно-глинистых и темных углисто-глинистых сланцев с серыми, иногда бурыми доломитами и тонко- и мелкокристаллическими доломитистыми известняками (преобладают). Подчиненное значение имеют глинисто-кремнисто-карбонатные и карбонатно-кремнистые сланцы, алевролиты и мелкозернистые песчаники. В цементе последних довольно обилён карбонатный материал. Мощность этой части подситы — 50—70 м в Пскемском хребте и 150—250 м в Сандалашском; возможно, здесь она несколько завышена.

Верхи сланцево-карбонатной подситы (50—70 м) сложены в основном серыми и темно-серыми известняками. Встречаются прослои глинистых и кремнистых сланцев. В Пскемском хребте пачка углисто-кремнистых и углисто-глинисто-кремнистых сланцев (10—15 м) залегает также под известняками. Местами она подстилается маломощным горизонтом доломитов и известняков, иногда с примесью обломков кремней и сланцев в основании (верховья р. Каракорума).

Характерная особенность верхней части подситы — широкое развитие темно-серых до черных тонкослоистых искристых битуминозных «пахучих» известняков.

Во многих разрезах Пскемского и Сандалашского хребтов среди известняков отмечаются также маломощные (1—5 см) пропластки сильно пахучих известняков, сложенных крупнопластинчатым (1—2 см) серым кальцитом. Интерстиции выполнены черным органическим веществом.

Светло-серые плитчатые известняки с поверхности часто покрыты тонкой корочкой гидроокислов железа. На плоскости, поперечной к напластованию, обычно наблюдается характерный рельефный рисунок, обусловленный степенью выветривания чистых карбонатных и кремнисто-карбонатных или глинисто-карбонатных слоек.

Другая специфическая черта пород верхней сланцево-карбонатной подситы — довольно обильная, хотя и неравномерная послойная насыщенность их мелкими идиоморфными кристалликами пирита, причем в битуминозных известняках они нередко образуют тонкие линзовидные скопления.

Возможно, описанную пачку следует выделить в самостоятельную существенно карбонатную подситу.

Суммарная мощность сланцево-карбонатной подситы колеблется от 250—300 м в Сандалашском до 100—120 м в Пскемском хребте.

Почти все известные в ней находки фауны отмечаются в известняках верхней части разреза. Так, в бассейне р. Бугулыбулака В. С. Губарева собрала остатки трилобитов низов верхнего кембрия *Proceratopyge olenekensis* Pоkг., *Pseudagnostus impressus* L eгm. (Степаненко, 1958), а позднее В. И. Гончарова (1972) — верхнего кембрия *Agnostus*

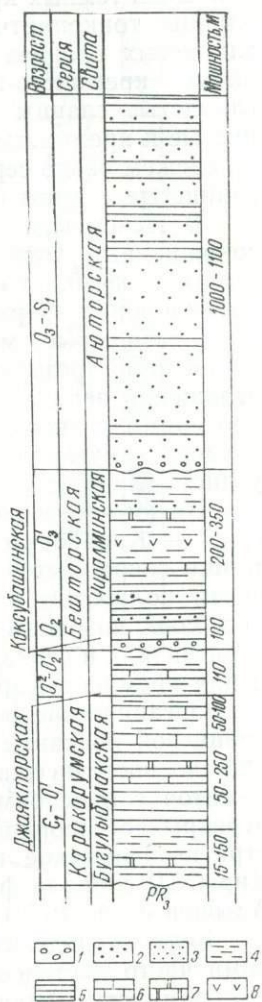


Рис. 3. Стратиграфическая колонка отложений кембрия и ордовика Пскемского и Сандалашского хребтов:

- 1 — конгломераты, 2 — гравели,
- 3 — песчаники, 4 — углисто-глинистые,
- 5 — углисто-кремнистые сланцы, 6 — известняки,
- 7 — доломиты, 8 — вулканогенные породы.

hedini T r o e d., Pseudagnostus obsoletus L e r m., Lotagnostus asiaticus T r o e d. и др. Остатки трилобитов верхнего кембрия обнаружены и И. В. Гарапко в битуминозных известняках также в верховьях р. Аяктерек (Калмурзаев, Керимов, Медетов, 1973): Proceratopyge rectispinatus T r o e d., Hedinaspis regalis T r o e d. и др. (определения В. И. Гончаровой). Р. Н. Абдуллаев и Л. М. Глейзер в аналогичных известняках верховьев р. Чукурчака (правый приток р. Чаткала) также встречали редкие остатки трилобитов верхнекембрийского облика.

На территории Пскемского хребта средне-верхнекембрийская фауна, по данным И. Д. Доронкина, известна в бассейне р. Чиралмы и Бештора («Геология СССР», т. XXIII, кн. 1, 1972). Серые тонкослоистые известняки, залегающие выше кремнисто-карбонатных и глинисто-карбонатных сланцев, содержат Homagnostus ex gr. paraobesus L e r m., Agnostus simplixiformis R o s. и др. (определение Т. И. Хайруллиной).

Р. Н. Абдуллаев и Л. М. Глейзер собрали органические остатки в серых известняках кровли карбонатной пачки (выше битуминозных известняков) сланцево-карбонатной подсвиты в верховьях р. Джаякто-ра. Х. С. Розман определила Elliptoglossa sp., Paterula sp., Scaphelasma sp., Togynelasma sp., характерные для нижнего ордовика.

В бассейне р. Каракорума эти известняки содержат многочисленные Obolus sp. (кембрий — нижний ордовик, по определению О. И. Сергуньковой). Выше залегают сланцы с граптолитами аренига.

Более полные комплексы трилобитов среднего и верхнего кембрия известны в карбонатных отложениях верховьев р. Чаткала (Степаненко, 1958; Адышев и др., 1972). Они находятся на том же стратиграфическом уровне, что и отложения сланцево-карбонатной подсвиты. В связи с этим возраст бугулыбулакской свиты, по-видимому, отвечает среднему кембрию — тремадоку. Не исключено, что самые низы свиты могут иметь частично нижнекембрийский возраст, так как в верховьях р. Чаткала фауна ленского яруса заключена в основании именно карбонатной толщи.

Значительный интерес представляет собой положение и характер границы между средним и верхним кембрием. Возможно, между ними имеются перерывы, хотя и локальные (Пскемский хребет).

Приведенные данные свидетельствуют о сложном строении бугулыбулакской свиты. Вероятно, последующие детальные исследования позволят расчленить ее на ряд самостоятельных свит, отвечающих частично или полностью выделенным подсвитам. В целом они достаточно хорошо сопоставляются с литолого-стратиграфическими подразделениями кембро-тремадокских отложений Большого Каратау и Нарына.

Д ж а я к т о р с к а я с в и т а (O₁₋₂) венчает разрез каракорумской серии и согласно, но с четким контактом перекрывает известняки бугулыбулакской свиты. На юго-восточном крыле Пскемского антиклинория свита начинается темно-серыми и углисто-глинистыми сланцами с редкими прослоями глинистых пиритизированных известняков или карбонатно-глинистых сланцев, редко аргиллитов. Выше появляются ритмично чередующиеся темно-серые до черных углисто-глинисто-кремнистые и углисто-кремнистые сланцы. Постепенно вверх с фаціальными переходами по простиранию они сменяются тонкоплитчатыми яшмовидными кремнистыми сланцами, составляющими основную и большую часть объема свиты. Сланцы пятнисто- или полосчато окрашены в серые, зеленовато-серые, голубовато-серые, розовые и бурые тона. Поверхность их обычно неравномерная, бугорчатая. Местами встречаются конкреции окислов марганца. Иногда кремнистые сланцы разделяются

тонкими пропластками глинистых и глинисто-кремнистых сланцев зеленовато-серого, темно-серого или буровато-серого цвета.

Верхи свиты сложены пестрой гаммой различных пород — кремнистых, глинисто-кремнистых, карбонатно-кремнистых сланцев, кремнистых известняков, тонкозернистых алевролитов. Все они тонко переслаиваются и часто сменяют друг друга по простираанию. Слоистость нередко линзовидная. Цвет — от светло-серого до зеленовато-серого, буровато-серого.

Мощность джаякторской свиты в этом районе — до 100 м.

Несколько иной тип разреза свиты наблюдается на северо-западном крыле Пскемского антиклинория, в бассейне р. Бештора. Он представлен переслаиванием пелитоморфных и мелкозернистых известняков с яшмовидными кремнистыми сланцами. В основании залегают углисто-карбонатные, углисто-карбонатно-глинистые и углисто-кремнистые сланцы.

В Сандалашском хребте джаякторская свита имеет такой же состав, как и в Пскемском, однако характерно большее развитие темно-серых марганценовых кремнистых пород (120—130 м).

Углисто-кремнистые и углисто-глинисто-кремнистые сланцы нижней части джаякторской свиты в бассейнах р. Караянгрыка, Каракорума, Джаяктора, Коксу содержат довольно богатый комплекс граптолитов аренига: *Didymograptus* cf. *hirundo* Salter, *Did. balhaensis* Keller, *Did. riadus* Lapw., *Phyllograptus angustifolius* Hall, *Didymograptus gracilis* Mu, *Expansograptus extensus* (Hall), *Expansograptus sparsus* (Hopkinson) и другие, а также лланвирина: *Expansograptus suecicus* (Tullberg), *Isograptus* cf. *caduceus* (Salter), *Glyptograptus dentatus* var. *pusillus* Hsu. В прослоях глинистых известняков отмечаются многочисленные остатки *Carucaris* sp. Фауна собрана Р. Н. Абдуллаевым, Л. М. Глейзером, Е. И. Зубцовым, С. И. Мамаджановым и определена в основном О. Н. Халецкой и З. М. Абдуазимовой.

Бешторская серия (O_{2-3}). Она включает комплекс отложений одноименной свиты, по И. Д. Доронкину, Л. И. Турбину, Р. Н. Абдуллаеву, или ритмотолщи, по Л. М. Глейзеру. В ее составе выделяются две самостоятельные свиты — коксубашинская (O_2) и чиралминская (O_3^1).

Коксубашинская свита (O_2) представлена преимущественно терригенными породами — серыми, зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами. Существенную роль, особенно в Пскемском хребте, играют массивные рифогенные известняки, реже встречаются карбонатно-глинисто-кремнистые сланцы.

Полные и фаунистически хорошо охарактеризованные разрезы свиты отмечаются в Пскемском хребте — в верховьях рек Коксу (в районе перевала Коксубаши), Каракорума, Джаяктора. В ее основании залегает маломощный горизонт конгломератов, состоящий в основном из слабоокатанных обломков подстилающих пород джаякторской свиты — кремнистых яшмовидных сланцев, известняков. Цемент — карбонатный.

Конгломераты перекрываются массивными рифогенными водорослевыми известняками мощностью до 5—10 м. По простираанию они часто переходят в известняковые брекчии, а местами (по р. Каракоруму) сменяются сверху тонкослойными глинистыми органогенными известняками, выполняющими депрессионные участки рифогенного массива.

В тонкослоистых известняках по р. Каракоруму И. Д. Доронкин (1972) и Р. Н. Абдуллаев (1965), Р. Н. Абдуллаев, Л. М. Глейзер (1976) собрали трилобиты среднего ордовика *Cyclopyge cf. rediviva* (V a g g a n d e), *Bronteus sp.*, *Nileus sp.*, *Symphysops aff. armatus* V a g g a n d e, *Trinodus sp.*, *Lichas sp.*, *Cybele sp.*

Выше по разрезу появляются серые глинистые, карбонатно-глинистые сланцы, иногда с пропластками карбонатно-кремнистых сланцев в основании (1—5 м). Затем следует довольно мощная (80—100 м) пачка, сложенная тонкоплитчатыми алевролитами, алевролитистыми, глинистыми сланцами с прослоями мелкозернистых песчаников; в верхах ее преобладают глинистые сланцы. На плоскостях напластования песчаников и алевролитов наблюдаются крупные отпечатки ходов червей. В алевролитах и сланцах Пскемского хребта (бассейны р. Коксу, Чиралмы, Каракорума, Джаяктора, Караянгрыка) Р. Н. Абдуллаев и Л. М. Глейзер собрали граптолиты лландейло в нижних частях разреза *Climacograptus pusillus* H a l l, *Climacograptus micromacoris* K e l l e r, *Dicellograptus sp.*, нижнего — среднего карадока (в средней части) *Climacograptus matutinus* (C h a l.), *Climacograptus superaus* E l l e s a n d W o o d, *Pseudoclimacograptus cf. scharenbergi* (L a r w.), *Rectograptus ariculatus* E l l e s a n d W o o d (определения О. Н. Халецкой).

Венчается разрез коксубашинской свиты не выдержанным по мощности (от 10—15 до 80—100 м и более) горизонтом рифогенных массивных, нередко конгломератовидных и брекчиевидных водорослевых известняков. В основании его обычно отмечаются следы размыва.

В темно-серых рифогенных известняках кровли горизонта вблизи перевала Коксубаши Р. Н. Абдуллаев (1965), Р. Н. Абдуллаев, О. Н. Халецкая (1970), Р. Н. Абдуллаев, Л. М. Глейзер (1976) обнаружили обильные остатки трилобитов *Holotrachelus punctiliosus* T ö g t q., *Telephina cf. sulcata* N i k o l. и др., а также брахиопод (определения Х. С. Розман) *Sowerbyella ex gr. sericea* S o w., *Spirigerina sp.* Фауна соответствует верхам среднего — низам верхнего ордовика.

В бассейне р. Караянгрыка в породах рифогенного горизонта Е. И. Зубцов, Е. И. Зубцова (1963) и И. Д. Доронкин («Геология СССР», т. XXIII, 1972) выявили большой комплекс трилобитов аналогичного возраста *Ampyx sp.*, *Iliaenus aff. triangularis* L i s., *Agnostus sp.*, *Nileus tengriensis* W e b e r.

Суммарная мощность коксубашинской свиты в междуречье Караянгрык — Коксу достигает 100—120 м.

На северо-западном крыле Пскемского антиклинория алевролиты и сланцы коксубашинской свиты почти полностью замещаются рифогенными известняками, мощность которых в бассейне р. Бештора достигает 200—250 м. В верхней ее части, в пачке слоистых известняков, содержатся табуляты карадока *Paratetradium sp.*, *Paratetradium costata* K i m, *Wormsipora sp.* (сборы И. Д. Доронкина, опр. А. И. Кима).

В Сандалашском хребте коксубашинская свита имеет мощность 120—150 м и представлена в основном песчаниками, алевролитами и сланцами с прослоями известняков. На юго-востоке, в бассейне р. Чукурчака, наблюдается погрубение терригенного материала, появляются линзы и прослои гравелитов. В отличие от Пскемского хребта находки фауны здесь довольно редкие. Они известны в долине р. Бугульбулака и Алтмышата, где А. Ф. Степаненко (1958) указывает на присутствие граптолитов среднего ордовика *Climacograptus sp.*, *Glyptograptus sp.*

Большая часть отложений коксубашинской свиты, судя по распределению в разрезе фауны того или иного возраста, по-видимому, отно-

сится к лландейло — среднему карадоку. Однако не исключено, что верхи ее могут отвечать и низам верхнего карадока, т. е. низам верхнего ордовика.

Чиралминская свита (O_3^1) согласно, но с размывом, наиболее интенсивно проявившимся в Пскемском хребте, перекрывает отложения кокубашинской. Состав ее сложный и фациально не выдержан. Тем не менее почти во всех районах развития свиты наблюдается отчетливое трехчленное строение разрезов.

Нижняя пачка (25—75 м) существенно терригенная — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы. В основании часто присутствуют гравелиты с обломками подстилающих пород.

Средняя пачка (150—300 м) очень пестрая по составу и сложена глинистыми, углисто-глинистыми, углисто-кремнистыми и яшмовидными красными до бурых марганценосными кремнистыми сланцами. Встречаются линзы и прослои углистых песчаников, гравелитов, железисто-карбонатно-глинистых сланцев, доломитов, известняков. Для известняков характерна густая сеть тонких прожилков, выполненных гидроокислами марганца. Кремнистые марганцовистые сланцы местами (бассейн р. Чиралмы, Бадака) ритмично чередуются с зелеными серицит-хлоритовыми сланцами, содержащими мелкие конкреции родохрита. Внутри этой толщи в Пскемском и в Сандалашском хребтах локально развиты невыдержанные горизонты миндалекаменных туфов и туфобрекчий базальт-андезитовых и андезитовых порфиритов.

Верхняя пачка обычно сложена песчаниками, алевролитами, глинистыми, железистыми сланцами с редкими прослоями кремнистых сланцев и доломитов. На плоскостях напластования наблюдаются обильные следы жизнедеятельности различных организмов (Глейзер, Мазаненко, 1971). Разрез кончается пачкой терригенных пород с флишоподным строением. Мощность ее варьирует от 20—25 до 80—100 м.

Суммарная мощность чиралминской свиты достигает 200—350 м.

В сланцах и алевролитах верхней толщи А. Ф. Степаненко по р. Шорашу (Сандалашский хребет) и Л. М. Глейзер в верховьях р. Каракорума и Чиралмы собрали граптолиты из семейства *Leptograptidae*, характерные для среднего — верхнего ордовика (Б. М. Келлер, О. Н. Халецкая).

Почти повсеместно в них встречаются также органические остатки конусовидной формы неясной систематической принадлежности. Подобная фауна характерна для дуланкаринского горизонта среднего — верхнего карадока Казахстана.

По стратиграфическому положению в разрезе возраст чиралминской свиты принимается как верхнекарадоковский.

Аюторская свита ($O_3^2 - S_1$) представлена мощным существенно терригенным комплексом отложений одноименной свиты, по А. Ф. Степаненко (1958). Возможно, она состоит из самостоятельных свит, однако достаточных данных для расчленения пока нет. Следует отметить, что уже Л. И. Турбин (1962) выделил две свиты — собственно аюторскую и мазарбашинскую. Последнее название неудачно, так как для мазарбашинской свиты левобережья р. Чаткала в 1967 г. геологи-съемщики И. М. Парфенюк и др. доказали более древний возраст — среднеордовикский.

Нижняя часть аюторской серии (450—500 м) включает толщу довольно однообразных, зеленовато-серых, буроватых, разномыслистых, иногда полимиктовых песчаников с подчиненными прослоями алевролитов и алевролитистых глинистых сланцев. В середине разреза местами

появляются пачки сургучно-красных железисто-глинистых и железисто-кремнисто-глинистых сланцев. А. Ф. Степаненко (1958) указывает на присутствие среди них в верховьях р. Сандалаша горизонтов миндалекаменных порфиритов.

В Пскемском хребте эта толща с размывом и небольшим угловым несогласием (верховья р. Чиралмы) залегает на отложениях чиралминской свиты и содержит в основании базальный горизонт конгломератов мощностью до 20 м. Линзы и прослои конгломератов и гравелитов наблюдаются и выше по разрезу. Гравелиты, реже мелкогалечные конгломераты отмечаются в составе толщи и на юго-восточном склоне Сандалашского хребта — в бассейне р. Чукурчака.

Верхняя часть аюторской серии (до 500 м) имеет флишоидный облик и представлена ритмичным чередованием полимиктовых песчаников, алевролитов и алевритистых глинистых сланцев.

Общая мощность отложений аюторской серии достигает 1000—1100 м. Возраст ее по положению в разрезе и сопоставлению с другими районами Срединного Тянь-Шаня (Большой Каратау, Джебаглы), по-видимому, соответствует ашгильскому ярусу верхнего ордовика. Не исключено, что она может частично включать и отложения нижнего силура.

ЧАТКАЛЬСКИЕ ГОРЫ

Верховье р. Чаткала. В этом районе, прилегающем к Таласо-Ферганскому разлому, наблюдается своеобразный разрез нижнего палеозоя: его нижняя, существенно карбонатная часть (кембрий — нижний ордовик, включая, вероятно, и лланвирнский ярус), близка к таласо-каратаускому типу, верхняя терригенная и вулканогенно-кремнистая к пскем-сандалашскому и чаткальскому (Л. И. Турбин, 1962).

А. Ф. Степаненко (1958) расчленяет нижнепалеозойские отложения верховьев р. Чаткала, как и в Пскем-Сандалашском районе, на две свиты — сандалашскую (Sp_2-O_2) и аюторскую (O_3). Позднее Л. И. Турбин (1962) подразделил сандалашскую на ряд самостоятельных свит: сокурбельскую ($Sp-O_1$), алмалыбулакскую (O_{1-2}), каратерекскую (O_{2-3}). Институтом геологии АН КиргССР проведено детальное изучение карбонатной части нижнепалеозойского разреза и выделены эгизторская свита и аксуйская толща (Адышев и др., 1972).

Отложения эгизторской свиты (15—25 м) с видимым согласием, но с резким контактом перекрывают песчаники и алевролиты венда (шорашуйская свита, по А. Ф. Степаненко, 1958). Она сложена доломитами, известняками, нередко переходящими в конглобрекцию с примесью песчано-алевритовых обломков кварца. Встречаются прослои углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев.

В кремнисто-карбонатной пачке (кремнистые породы фосфоритоносные), залегающей в ее кровле, имеются обильные строматолиты кембрийского облика (по И. Н. Крылову), микрофитолиты (по З. А. Журавлевой). Из карбонатных пород этой пачки методом препарирования выделены также конодонты, определенные В. В. Миссаржевским как *Protohertzina anabarica* *M i s s.*, *Prot. unguiformis* *M i s s.* М. А. Адышев и др. (1972) эгизторскую свиту сопоставили с беркутинской («нижние доломиты»), подстилающей фосфоритоносную чулактаускую свиту Малого Каратау и также содержащую аналогичный комплекс окаменелостей. Возраст ее до сих пор является спорным — верхневендским или нижнекембрийским (Королев, Максумова, Мамбетов, 1971; Мамбетов, Миссаржевский, 1971; Мамбетов, 1973; «Геология СССР», т. X, 1971). В то же время наличие в эгизторской свите кремнистых пород сближает

ее с чулактауской свитой нижнего кембрия (алданский ярус), в низах которой также отмечаются эти конодонты (Мамбетов, 1973). Возможно, стратиграфическим аналогом беркутинской свиты является лишь пачка глинистых известняков и доломитов основания разреза.

Контакт аксуйской толщи с эгизторской свитой согласный, хотя и сопровождается следами размывов. Начинается она карбонатными конглобрекциями и известняками (2,5—3,0 м), в которых ранее (Мисюс, Сагындыков, 1967) собрали нижнекембрийские беззамковые брахиоподы *Kutorgina* cf. *cingulata* (Billings), *Acrotreta* sp. (заключение В. Ю. Горянского). Эта пачка стратиграфически, вероятно, соответствует нижней части карбонатной шабактинской свиты Малого Каратау, которая в обилии содержит *Kutorgina* sp. и датируется второй половиной нижнего кембрия (Мамбетов, 1973). К верхам его, по-видимому, относятся и темно-серые тонкослоистые доломиты (около 3 м), хотя и не исключен их более молодой возраст.

Фаунистически охарактеризованные отложения среднего кембрия, согласно сменяющие доломиты по разрезу, представлены известняками, в основании углистыми тонкослоистыми. Трилобиты, по заключению Г. Х. Ергалиева (1971), помогают установить возраст пород от верхов амгинского *Triplagnostus gibbus* (Linn.), *Proasaphicus* sp., *Ptychagnostus* sp., *Triplagnostus hybridus* (Brogger), *Crepicephalis* sp., *Kootenia* sp. до низов майского *Ptychagnostus punctuosus*, *Dorypyge richthofeni* D a m. ярусов среднего кембрия. Присутствие трилобитов амгинского яруса в этих слоях отмечено еще А. Ф. Степаненко (1958). Мощность пород соответственно 2,5 и 3,2 м.

Верхняя большая часть аксуйской толщи (250—270 м) сложена светло-серыми и черными массивными, иногда грубоплитчатыми, мелкокристаллическими доломитизированными известняками и доломитами с редкими прослоями глинистых сланцев и кремней. В 40 м выше кровли в глинистых сланцах А. Ф. Степаненко собраны граптолиты *Climacograptus* sp., *Glyptograptus* sp., *Didymograptus* sp. (?), по определению Б. М. Келлера, ниже-среднеордовикского возраста.

По стратиграфическому положению эгизторская свита и аксуйская толща могут быть сопоставлены с каракорумской серией Пскемского и Сандалашского хребтов.

Выше описанной толщи известняков и доломитов, по А. Ф. Степаненко (1958), залегает (снизу вверх) невыдержанный горизонт рифогенных известняков с обильными остатками кораллов, брахиопод, мшанок, криноидей и сифониковых водорослей. Среди них И. И. Чудиновой, Г. Г. Астровой и К. Б. Кордэ определены *Wormsipora* Sok., *Dyplotrypa* (?), *Vermisporella* sp. (ордовик), темно-серые и серые алевролитистые глинистые и глинисто-карбонатные сланцы с граптолитами *Trigonograptus* sp., *Glossograptus* sp., по определению Б. М. Келлера, характерные для среднего ордовика (70—80 м), песчаники, алевролиты, глинистые сланцы (20—25 м), пересланяющиеся известняки, глинистые сланцы, сверху глинисто-кремнистые и кремнистые (15 м), массивные зеленовато-серые лавобрекчии и литокластические туфы основного и среднего состава (25 м), глинистые, глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые, кремнистые, яшмовидные сланцы с прослоями яшм и углисто-кремнистых сланцев (263 м), лавобрекчии и туфобрекчии базальтовых, андезитовых порфиритов, с горизонтами глинистых и кремнистых яшмовидных сланцев (322 м).

Описанная толща (алмалыбулакская и каратерекская свиты, по Л. И. Турбину) довольно отчетливо сопоставляется с бешторской серией (O₂₋₃) Пскемского и Сандалашского хребтов, причем нижняя ее

часть (первая и вторая пачки), по-видимому, соответствует коксубашинской (O_2), а верхняя — чиралминской (O_3^1) свитам.

Венчается разрез нижнего палеозоя песчаниками с прослоями алевролитов и алевритистых глинистых сланцев (около 150—200 м), которые выделены А. Ф. Степаненко как аюрская свита верхнего ордовика (вероятно, ашгильский ярус).

Бассейн р. Терса. По данным геологосъемочных работ (В. Ф. Храмков, И. А. Мезгин, М. П. Кузнецов и др.), в междуречье Учберксу — Кытайульды мощная (до 4800 м) песчаниково-алевролитов-сланцевая толща с редкими прослоями кислых вулканитов слагает Урмашсайскую антиклиналь широтного простирания. Верхняя возрастная граница проводится по несогласному перекрытию ее базальным горизонтом верхнего силура. Возраст описываемой толщи В. Ф. Храмков и другие определяют как средний ордовик на основании находки Г. И. Макарычевым (1964) в самых верхах (?) ее граптолитов нижнего — среднего ордовика. Одновременно они подчеркивают большое литологическое сходство толщи с отложениями силура.

Л. М. Глейзер, отмечая весьма большую мощность толщи, относит ее к нерасчлененному ордовик-силуру. По-видимому, здесь имеется прерывистый разрез, включающий отложения как докембрия, так и ордовика. К верхнему рифею условно отнесена толща микрокварцитов и микросланцев (900 м), по составу и облику сходная с отложениями венда бассейна р. Чаткала.

На отложения докембрия, вероятно, с большим перерывом, налегают сразу отложения среднего ордовика, которые разделены на три пачки.

Нижняя пачка (600—700 м) — гравелито-песчаниковая. Сложена из груборитмично чередующихся серых мелко- и среднезернистых полевошпатово-кварцевых и кварцевых песчаников с прослоями и линзами крупнозернистых песчаников и гравелитов. Гравелиты образуют базальный горизонт переменной мощности (1—7 м), увеличивающийся в северном направлении. Обломочный материал хорошо окатан и отсортирован, он представлен кварцем, кварцитами, серицито-кремнистыми и кремнистыми сланцами. Цемент базальный, песчано-кремнистый. Имеются слои песчаников, которые чередуются с серицито-хлорито-кварцевыми алевролитами и зеленовато-серыми филлитовидными кварцево-глинистыми сланцами.

Средняя пачка (около 500 м) — алевролитов-песчаниковая. В ее составе преобладают тонко- и среднеплитчатые мелкозернистые полевошпатово-кварцевые с серицитом и серицито-кварцевые песчаники серого, зеленовато-серого до оливково-зеленых (при наличии хлорита) цвета. Они переслаиваются зеленовато-серыми кварцево-серицитовыми и кварцево-хлорито-серицитовыми алевролитами и филлитовидными сланцами (редкие тонкие прослои).

Верхняя пачка (700 м) песчаниковая с прослоями глинистых филлитовидных сланцев, кремнистых сланцев и кварцево-серицитовых глинистых сланцев. По-видимому, в этой пачке Г. И. Макарычев (1964) нашел граптолиты *Didymograptus* sp. indet., *Ampleograptus* sp. indet. (определения Т. Н. Корень) ниже-среднеордовикского возраста.

Бассейны р. Мазарбаши и Кассансая. В верховьях левобережья р. Кассансая, в долинах рек Мазарбаши и Узунбулака алевролитов-песчаниковая толща слагает тектонический блок, отделенный разломами от кристаллических образований докембрия и гранитоидов верхнего

палеозоя. Залегает на размытой поверхности протерозоя. В северо-западной части толща перекрыта базальными конгломератами нижней перми.

Мазарбашинская свита изучалась А. С. Аделунгом, Е. И. Зубцовым, Л. И. Турбиным, И. Д. Доронкиным, В. И. Сургутановым, М. Д. Гесь, М. М. Парфенюком, Л. П. Свиренко, З. И. Глухманчик и др. По их данным, в строении свиты можно выделить две подсвиты: нижнюю конгломерато-песчаниковую (до 500 м) и верхнюю песчаниково-алевролитовую (до 1000 м).

Нижняя сложена в основном темно-серыми и серыми разнотельными аркозовыми песчаниками с прослоями и линзами серых мелкогалечных и гравийных конгломератов, гравелитов и редкими линзовидными прослоями зеленовато-серых алевролитов и светло-серых кремнистых известняков.

Конгломераты и гравелиты массивные, с очень плохо выраженной слоистостью и отсортированностью. Сложены плохоокатанными и угловатыми (преобладают) гальками от 1 до 40 см в диаметре. В составе обломков преобладают алевролиты, зеленовато-серые сланцы (валоть до кристаллических), серые кварциты, пестрые кремни, а также кварц (до 60—70% объема породы). Реже встречаются зерна плагиоклаза, красных и лиловых яшм, светло-серых мраморов и мраморизованных известняков (до 20%). Очень редка галька плагиогранитов и серых гранодиоритов, а также порфиритов. Цемент базального типа, глинисто-песчаниковый.

Песчаники также сложены подобным комплексом обломков, но в их составе преобладает кварц (40—60%). Цемент базальный, кремнисто-серицитовый до глинисто-кремнистого. Характерна неравномерная зернистость и средняя сортировка зерен. Слоистость выражена плохо (преобладает косая и струйчатая), имеются прослои песчаников с «плавающей» галькой.

Алевролиты сложены слабоокатанными зернами кварца, кремней, реже плагиоклаза, сцементированным сгустково-базальным глинисто-кремнисто-серицитовым цементом. Структура псаммито-алевролитовая, текстура — слоистая.

Верхняя подсвита сложена переслаивающимися пачками песчаников и алевролитов, причем количество алевролитов вверх по разрезу заметно увеличивается. Они имеют темно-серую и зеленовато-серую окраску и подвергнуты рассланцовке и кливажированию, в связи с чем для них весьма характерна карандашная отдельность.

Песчаники мелко- и среднетельные полевошпатово-кварцевые с глинисто-кремнисто-серицитовой основной массой, нередко гравийные или гравий составляет небольшие линзы мощностью до 1 м.

Алевролиты глинисто-кремнисто-серицитовые и серицито-глинистые с псаммитовой примесью зерен кварца, кремней, реже полевых шпатов.

В верхней части разреза имеются линзы и прослои серых окремненных песчаных известняков. В них имеются многочисленные остатки гастропод, пелеципод и брахиопод. Первоначально, по данным определения пелеципод *Pterinedemissa Congrad*, *Leopteria* sp., возраст мазарбашинской свиты считался верхнеордовик-нижнесилурийским (Турбин, 1962).

Из сборов Е. И. Зубцова, сделанных в 1958 г., определены *Kindleoceros* cf. *rotundum* Flow., *Lingula* cf. *atteniata* ордовикского облика.

По р. Мазарбаши И. Д. Доронкин нашел *Pterinedemissa Congrad* верхнего ордовика (опр. О. И. Сергуньковой), а по саю Каранкулю в

прослоях алевролитов собрал *Endoceras* sp. ордовик-нижнедевонского облика (опр. А. С. Пителиной) и *Asaphus* cf. *expansus* Dalman, характерного для ордовика (опр. Т. И. Хайруллиной). В линзе известняков собраны *Multisolenia tortuosa* Trit., *Antherolites* sp., *Mesofavosites* sp., *Progora* sp., по заключению А. И. Кима, характерные для силура.

В 1967 г. П. П. Мисюс из сборов М. М. Парфенюка, Л. Н. Свиренко и др. определил *Sowerbyella tamdica* Mis., *Strophomena* sp., что позволило отнести мазарбашинскую свиту к среднеордовикскому возрасту.

По юго-восточному склону Чаткальского хребта отложения верхнего ордовика (?) — лландовери слагают ряд тектонических блоков (бассейн р. Акчалсая, Кокчалсая, Алабуки, Караачасая, Доулгасая, Тиллябердысая, Арабулакская). Они сложены в основном из песчаников, алевролитов и сланцев с прослоями и линзами гравелитов, ленточных известняков и пачками вулканитов среднего состава суммарной мощностью до 1500 м.

Нижние контакты толщи не вскрыты, а возраст ее охарактеризован многочисленными граптолитами от раннего до позднего лландовери.

К верхнему ордовика условно можно отнести самую нижнюю часть разреза, выступающую в Сардык-Кочкорской синклинали. Здесь по р. Осолбексаю обнажаются зеленовато-серые туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты и туфолавы андезитовых порфиритов мощностью до 300 м. В порфировых выделениях — андезин-олигоклаз, роговая обманка и опациitized биотит, погруженные в микрофельзитовый кварцево-полевошпатовый базис, нередко с реликтами флюидалной текстуры. Из аксессуарных отмечен ильменит, лейкоксен, сфен, апатит, магнетит.

Выше они перекрыты полимиктовыми песчаниками с линзами и прослоями конгломератов и вулканокластических пород (450 м). В прослоях алевролитов имеются перекристаллизованные остатки криноидей раннего лландовери.

КУРАМИНСКИЙ ХРЕБЕТ

Песчаниково-сланцевая толща условно ордовик-силурийского возраста обнажается в средней части гор Карамазар и бассейне р. Сумсара. Они обычно отграничены от других образований разломами или составляют небольшие блоки-ксенолиты в теле гранитоидных массивов. Возраст отложений первоначально считался протерозойско-силурийским (С. Ф. Машковцев, Б. Н. Наследов), затем только силурийским (Васильковский, 1952) и ордовик-силурийским (Борисов, 1958).

Разобщенность выходов слабая, литолого-стратиграфическая изученность, отсутствие органических остатков не позволяют пока создать общепринятую схему стратиграфического расчленения.

Наиболее древняя — пачка зеленовато-серых до темно-серых глинистых сланцев с редкими маломощными прослоями светло-серых известняков с суммарной мощностью не более 300 м. Подобные отложения слагают ряд блоков — ксенолитов в теле Карамазарского гранитоидного массива (верховья Уткемсу, Дрежсая, Чибирлиса). В результате контактового метаморфизма сланцы преобразованы в кварцево-биотитовые узловатые сланцы и роговики, а известняки — в мрамора. По разлому граничат с кислыми вулканитами нижнего девона.

Подобные блоки-ксенолиты имеются внутри Карабашского гранитоидного массива по Беляутысаю (правобережье р. Ангрена), но здесь

мраморизованные известняки чаще всего составляют линзовидные прослойки.

Возраст известняково-сланцевой пачки определяется по находке *A. Акань* фауны *Goniathegaa* *anaps* Hall, *Orbiculoidea*, *Orthis* sp. в бассейне р. Чалатасая. По заключению О. Н. Халецкой, фауна характеризует возраст отложений как лландейльский ярус среднего ордовика.

Вероятно, к среднему ордовика относятся филлитовидные хлорит-серицитовые сланцы с редкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников, образующих отдельные блоки среди вулканогенной толщи нижнего — среднего карбона и блоки-ксенолиты Кармазарского гранодиоритового массива (верховья саев Каракии, Сардоба, Уткемсу). По данным Ф. Раджабова, в сланцах по Карамучаксаю встречаются маломощные горизонты (1, 5—10 м) измененных миндалекаменных порфиров андезитового состава. Здесь же им собраны граптолиты ордовикского облика.

К отложениям верхнего ордовика — нижнего силура (аналоги урубулакской свиты Моголтау) условно относится песчаниково-алевролитово-сланцевая толща бассейнов р. Сардоба, Умбетты и Каракии. Вероятно, к верхнему ордовика можно условно отнести лишь нижнюю пачку (600 м) контактово-метаморфизованных пятнистых кварц-биотитовых сланцев и роговиков с прослоями биотит-хлоритовых сланцев с неясновыраженной полосчатой текстурой (верховья Сардобася). В участках, где они метаморфизованы слабо, эта пачка представлена песчаниками с прослоями алевролитов и в меньшей мере сланцев. В нижней части встречаются небольшие линзы гравелитов (Беляутысай).

Породы окрашены в серые, зеленовато-серые и серовато-зеленые цвета. Для песчаников и алевролитов характерна грубая слоистость и ленточная горизонтальная и слабоволнистая слойчатость. На поверхности напластования пород наблюдаются знаки ряби и борозды размывов.

Песчаники мелко- и среднезернистые, слабо отсортированные, полевошпато-кварцевые с примесью алевролитовых обломков кремнистых пород и кварцево-слюдистых сланцев. Цемент базальный и типа соприкосновения, хлорит-серицитовый и кремнисто-глинистый.

Алевролиты кварц-хлорит-серицитовые с небольшой примесью окатанных обломков кремнистых пород.

Аналоги этой пачки выступают в горах Калканата (Джарбулак, Умбеттысай и др.). Они сложены в основном серыми плитчатыми тонкополосчатыми глинистыми сланцами и аргиллитами с редкими прослойками светло-серых глинисто(слюдисто)-кварцевых алевролитов и кварцевых песчаников (200—600 м). Предполагаемый возраст — верхний ордовик.

В бассейне р. Сумсара к верхнему ордовика условно относится толща (до 1000—1200 м) алевролитов, сланцев и песчаников с редкими линзовидными прослоями дацитовых порфиров. Песчаники местами переходят по простираанию в линзы гравелитов с окатанными обломками алевролитов, кремнистых сланцев и кварцевых песчаников.

Сланцы зеленовато-серые, тонкослоистые, глинисто-кремнистые, серицито-хлорито-глинистые, кварцево-глинистые.

Алевролиты и песчаники чередуются со сланцами, имеют зеленовато-серый до оливкового цвет. Состоят из кварца с примесью полевых шпатов, погруженных в кремнисто-серицитовый или глинисто-серицитовый цемент типа соприкосновения, базального или порового. Текстура массивная до грубослоистой, структура от алевропелитовой до псаммитовой.

Толща согласно перекрыта глинисто-слюдястыми сланцами с прослоями алевролитов, песчаников, линзами известковистых песчаников и известняков, а в верхней части — линзами и прослоями туфов диабазовых и андезитовых порфиритов (до 1400 м). В средней части в глинистых сланцах правобережья р. Сумсара и левобережья ручья Акмашат Р. Е. Риненберг определены граптолиты среднего лландовери.

МОГОЛТАУ

В 1929 г. в юго-западной части Моголтау Б. Н. Наследов описал гнейсово-сланцевую толщу, которая несогласно перекрывается сланцево-песчаниковой. На основании большого сходства нижней толщи со сланцами Кассана возраст ее условно принят им за протерозойский, а возраст верхней толщи условно считался кембро-нижнесилурийским (Наследов, 1935). Подобная последовательность отложений отмечена в 1930 г. Г. Д. Ажгиреем, а позднее С. Ф. Машковцев (1935) весь разрез отнес к силур-протерозойскому возрасту.

В процессе геологосъемочных работ 1935—1941 гг. Б. Н. Наследов, Н. В. Белов и О. К. Смирнова расчленили терригенную толщу Моголтау на три свиты: курусайскую (протерозойскую?), кайракскую (кембро-ордовикскую) и урубалакскую (ордовикскую).

Отложения курусайской свиты отмечены указанными исследователями только по южной эндоконтактной полосе гранитоидов Музбулакского массива, а также в истоках Курусая в виде блоков ксенолитов. Отнесение пород курусайской свиты к протерозою обосновывалось высокой степенью метаморфизма и их сходством с гнейсово-сланцевой толщей р. Кассана. Эти исследователи подчеркивали также литологическое сходство вышележающих песчаниково-сланцевых пород с песчаниками Чаткальских гор и Джебаглы, ныне относимых к венду. В отложениях урубалакской свиты Б. Н. Наследов обнаружил *Ogygites sp.*, *Receptaculites sp.*, *Crania sp.*, *Orbiculoidea*, чем и определялась верхняя возрастная граница всей толщи Моголтау.

В 1945 и 1949 гг. Е. Д. Карпова и П. И. Соколова установили, что отложения курусайской свиты не составляют самостоятельной свиты, а представляют контактово-метаморфизованную в роговиковой фации часть урубалакской свиты. Указано также на отсутствие несогласия с вышележащими песчаниками и филлитами кайракской свиты. В связи с этим предложено в единой толще различать лишь две подсвиты (снизу вверх): существенно песчаниковую (по объему близка к урубалакской свите) и существенно сланцевую (близка к кайракской) условно нижнепалеозойского возраста.

Непрерывность разреза и наличие трилобитов ордовикского облика послужило поводом позже отнести всю песчаниково-сланцевую толщу Моголтау к нерасчлененному ордовик-силуру. На всех геологических картах толща обычно окрашена в зеленый цвет силура.

Представление Б. Н. Наследова о протерозойском возрасте метаморфических образований возродили Г. И. Макарычев и Т. Г. Павлова (1967) и приняли Б. В. Яскович (1968), В. В. Киселев и В. Г. Королев (1972). Они описали два участка метаморфических пород. Первый участок — наиболее крупный блок, расположенный в бассейне Курусая, сложен внизу ортогнейсами, пронизанными тонкими лейкократовыми инъекциями, а сверху — чередованием «узловатых» сланцев и биотитовых кварцитов (свыше 1000 м). Толща смята в синклинальную складку и со структурным несогласием (?) перекрывается толщей филлитов. Второй участок метаморфических пород — у родника Дахчалы, это

крупный ксенолит в теле адамеллитов Музбулакского интрузива. В нижней части разреза выступает горизонт чередующихся амфиболитовых сланцев и амфиболитовых кварцитов, а большая часть разреза (100 м) сложена белыми толстослоистыми мраморами. Меньший по разрезу ксенолит мраморов выступает также у пос. Акташ. По мнению названных исследователей, мрамора соответствуют нижней части разреза рифея Кассана (терекской свите мраморов), метаморфические сланцы и кварциты — верхней (кварцево-слюдястым сланцам верхов семизсайской свиты).

В 1967—1968 гг. О. М. Борисов и Л. М. Глейзер произвели ритмо-стратиграфическое расчленение песчаниково-сланцевой толщи Моголтау и подтвердили мнение Е. Д. Карповой о стратиграфической последовательности отложений и контактово-метаморфическом генезисе метаморфических пород. Урубулакская свита отнесена к среднему ордовику, а кайракская к верхнему ордовику — нижнему силуру.

В 1969 г. Л. М. Глейзер в сланцах урубулакской свиты обнаружил граптолиты (сем. *Climacograptidae*, *Diplograptidae*) ордовик-нижнесилурийского облика.

В 1973—1974 гг. (Абдуллаев и др., 1975) изучены разрезы урубулакской свиты по саю Урубулаку, где они обнажаются в ядре одноименной антиклинали субширотного простирания. Определение собранных граптолитов проведено З. М. Абдуазимовой.

В низах разреза обнажаются зеленовато-серые до малиново-серых полосчатые и тонкие горизонтальнослоистые глинистые и алевролитоглинистые сланцы, в средней и верхней частях пачки собраны проблематичные органические остатки, похожие на орбикулоидеи и медузоидные организмы и граптолиты *Diplograptus* sp. (aff. *modestus* Lapw.), *Limpidograptus* sp. indet., *Paraclimacograptus* (?) sp., indet., *Akidograptus ascensus* Davies, *Climacograptus* ex gr. *scalaris* Hisinger, *Climacograptus* sp., характерные для низов нижнего лландовери (зона *Akidograptus acuminatus* — *Akidograptus ascensus*) нижнего силура.

Выше располагаются пересланяющиеся серые и желтовато-серые плитчатые серицито-хлоритовые и слюдисто-глинистые сланцы и алевролиты с прослоями тонкозернистых песчаников. Весьма характерна тонкая горизонтальная слоистость, изредка встречается косая. На плоскостях плиток имеются волноприбойные знаки, ходы червей, встречаются округлые включения орбикулитов. В сланцах найдены граптолиты *Rhaphidograptus* cf. *toernquisti* (Ellis et Wood), *Pseudoclimacograptus hugeri* (Nichol.), *Climacograptus ferganensis* Obut, позволяющие определить возраст вмещающих пород как раннесилурийский (ранний—средний лландовери) (вероятнее всего, интервал $s_1 \ln_1^2 - \ln_2^1$).

Разрез венчается сланцево-алевролитовой пачкой, в верхней части которой начинают преобладать мелкозернистые песчаники и появляются прослои среднезернистых полевошпатово-кварцевых песчаников. Здесь обнаружен *Climacograptus* sp. лландоверийского облика. Перекрывается свита, по-видимому, согласно песчаниками кайракской свиты.

Общая мощность разреза не более 300 м.

Таким образом, на основании сборов граптолитов возраст большей части урубулакской свиты определен в пределах зоны *Akidograptus acuminatus* — *Akidograptus ascensus* нижнего лландовери.

По выявленной закономерности постепенного перехода верхнеордовикских отложений в лландоверийские (Южный Тянь-Шань) можно предполагать, что самые низы разреза урубулакской свиты Моголтау могут оказаться верхнеордовикскими.

КАРАЧАТЫР

Выходы среднекембрийских отложений в долине р. Аравана и в гряде Кызыл-Кунгей впервые установили И. С. Комишан (1925) и П. А. Грюше (1928), где они обнажаются в виде узких вытянутых тектонических чешуй мощностью до 75 м. Отложения представлены черными битуминозными известняками, кремнистыми сланцами и доломитами, в которых И. С. Комишан (1925) собрал, а М. Э. Янишевский и Е. В. Лермонтова определили остатки среднекембрийских беззамковых брахиопод *Acrotreta schantungensis* Walc., *Acrothele minuta* Walc., *Lingulella eros* Walc. и трилобитов *Anomocarella* sp.

Позже Б. В. Яскович (1968б) отнес к амгинскому ярусу несколько тектонических блоков слоистых кристаллических известняков, переслаивающихся с алевролитами и аргиллитами.

В Улугтау отложения среднего кембрия впервые обнаружены в 1959 г. М. Г. Жариковым по остаткам агностид в керне поисковой скважины при бурении небольшого (100—300 м) тектонического блока. В 1968—1970 гг. И. Л. Тесленко установил тектонические чешуи среднекембрийских отложений, протягивающихся от восточного окончания гряды Улугтау на западе до родника Ташбулак на востоке. По литологическому составу эти отложения расчленены на пачку А (эффузивно-терригенную, 338 м) и пачку Б (карбонатно-эффузивную, 224 м).

Пачка А сложена в основном зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками с прослоями и линзами битуминозных известняков, кремней, спилитов и глинистых сланцев. В известняках найдены трилобиты *Dorypygidae*, *Solenopleura* sp.

Пачка Б представлена черными доломитами, известняками, кремнями, миндалекаменными спилитами, туфами и глинистыми сланцами. В линзах известняков и доломитов собраны остатки беззамковых брахиопод *Paterina* sp., *Lingulella* sp., *Micromitra* sp., *Prototreta* sp. и трилобитов *Dorypyge richthofeniformis* Legm., *Solenopleura ferganensis* Legm., *Glabrella ventrosa* Legm., *Corynexochina weberi* Legm. и др., что позволяет, согласно определениям В. Ю. Горянского и В. И. Гончаровой, отнести вмещающие известняки и доломиты к среднему кембрию.

В районе месторождения Чонкой между род. Курбанбулак и Дедебулак, в ядерной части южной антиклинали И. Л. Тесленко и И. Т. Журавлева (1974) выделили осадочно-вулканогенные образования нижнего кембрия, разделенные на пять пачек: А (эпидотизированные спилиты — 350 м), Б (миндалекаменные спилиты, карбонатно-спилитовые и карбонатно-туфовые породы, 30—80 м), В (пироксеновые миндалекаменные спилиты и их туфы, 280—400 м), Г (брекчиевые лавы, кластолавы и туфобрекчии кератофиров, 100—210 м), Д (эффузивно-осадочная, 450 м).

В самых верхах пачки Д в известняках собраны археоциаты *Clathrocoscinus* cf. *mollis* (Vol.), *Porococyathus* cf. *squamosus* (Zhu g.), *Coscipococyathus dianthus* Borgn., *Bicyathus ertaschkensis* (Vol.) и др., водоросли *Disciferiaceae* Vol., которые, по заключению И. Т. Журавлевой и К. Б. Корде, соответствуют нижней половине ленского яруса. В средней части разреза И. Т. Журавлева нашла остатки строматолитов.

И. Л. Тесленко и И. Т. Журавлева (1974) считают возраст пачек А, Б и В по положению в разрезе алданским, а пачек Г и Д на основании находок археоциат и водорослей — ленским.

В 1971—1973 гг. Л. Н. Репина и др. (1975) в гряде Улугтау, в районе Тогузбулака в полосе развития отложений, ранее закартированных

И. Л. Тесленко как пачка Б среднего кембрия, установили небольшие блоки с породами нижнего кембрия и верхнего ордовика. Разрез нижнего кембрия сложен переслаивающимися доломитами, известняками с прослоями кремней, миндалекаменных спилитов и глинистых сланцев (120 м). В известняках имеются остатки брахиопод, трилобитов, археоциат.

Вулканогенно-осадочные отложения среднего кембрия, по их данным, характеризуются разобщенностью выходов, тектонической нарушенностью блоков, отсутствием стратиграфических взаимоотношений.

Отложения верхнего ордовика обнажаются в тектоническом блоке, ограниченном с севера известняками нижнего девона, с юга карбонатами среднего кембрия. Разрез сложен в основном темно-серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями и линзами зеленовато-серых аргиллитов, буровато-серых, плитчатых, органогенных известняков, темно-зеленых диабазов, миндалекаменных порфиритов, туфо-аргиллитов и кремней. В известняках собран комплекс остатков трилобитов *Hammatoconemis tetrasulcatus* Kielan, *Hammatoconemis globosus* Abdul., *Cyphoniscus socialis* Salter, *Carrickia ulughana* Pert., *Panderia megalophthalma* Linnrs., *Bystrowicrinus giganteus* Stuk., *Sidericrinus depressus* Stuk., *Austinella* Foer., *Anoptambonites* Williams, по заключению З. Е. Петруниной, Г. А. Стукалиной, Р. С. Елтышевой и Л. Г. Севергиной, указывающий на ашгильский возраст вмещающих пород.

Другой выход верхнеордовикских отложений в тектоническом блоке установлен Б. В. Ясковичем и др. в долине р. Аравана (гряда Тайлибельташ). Разрез сложен зелеными плитчатыми аргиллитами, зеленовато-серыми песчанистыми алевролитами, черными кремнистыми породами с тонкими прослоями песчаников и линзами известняков (70 м) с трилобитами и гастроподами *Cyclopyge oculus* Abdul., *Proetus incredibilis* Petr., *Kielanella ovalis* (Lisogor), *Madygenia suavis* Petr., *Madygenia* sp., характерными, по заключению З. Е. Петруниной, для ашгильского яруса верхнего ордовика.

В 1975—1976 гг. нами изучены разрезы кембрия и ордовика р. Аравана и Улугтау (рис. 4).

Отложения нижнего палеозоя повсеместно выступают в виде тектонических блоков и чешуй (от 1000×200 м и менее) вплоть до небольших обломков с довольно большой внутренней тектонической нарушенностью и не имеют нормальных стратиграфических взаимоотношений с окружающими их толщами. Форма их преимущественно линзовидная, овальная, извилисто-лентовидная, они либо располагаются группами, либо встречаются как одиночные выходы.

Блоки и чешуи располагаются в двух генетически разнородных структурах: в пределах Центрально-Карачатырского глубинного разлома и Южной тектоно-вулканической структуры.

Центрально-Карачатырский разлом пересекает Карачатыр в субширотном направлении, к северу располагается осадочно-вулканогенная толща верхнего силура — нижнего девона, а к югу — преимущественно известняково-сланцевая лландовери — венлока. Шовная зона обладает неравномерной шириной — от 800 до 2000 м. Она ограничена с севера Улугтауским, а с юга — Чонкойским разломами. Зона напоминает тектонический меланж, в котором более устойчивые линзовидные блоки разновозрастных известняков «сцементированы» более пластичными и сложнопостроенными (обычно система надвинутых и сброшенных чешуй) разновозрастными терригенными породами, вулканитами и протрузиями серпентинитов (приурочены в основном к Улугтаускому

разлому). Чаще всего падение чешуй и блоков, а также напластования в них — северные под углами от 10 до 90° (в среднем 40—60°).

В блоках известняков обнаружены среднерифейские онколиты (опр. И. Т. Журавлевой), трилобиты, хиолиты и брахиоподы нижнего и среднего кембрия (Чонкой, р. Араван), брахиоподы нижнего девона, но более широко развиты (обычно в виде гряд) массивные водорослевые известняки нижнего карбона (Улугтау, Тайлибельташ и др.). В известняково-сланцевых чешуях обнаружены граптолиты лландове-ри, венлока и нижнего лудлова, а среди осадочно-вулканогенных образований — криноидеи, гастроподы, трилобиты верхнего ордовика (р. Араван, Тогузбулак). Довольно широко развиты межпластовые залежи кератофиров и альбитизированных диабазов и диабазовых порфиритов, вероятно, силур-нижнедевонского или даже нижекарбонного (?) возраста.

Обследование строения Южной антиклинали, выделенной М. Г. Жариковым, позволило прийти к выводу о наличии здесь частично сохранившегося основания стратовулкана диаметром до 4 км. Жерло вулкана выполнено туфоловами, туфобрекчиями и лавобрекчиями, кластолавами с телами субвулканитов и поздних по возрасту туфов диабаз-кератофировой формации. Стенка вулкана шириной до 500 м образована из «смеси» механически вздернутых и разобщенных линзо- и лентоподобных блоков водорослевых битуминозных известняков и доломитов с остатками археоциат и строматолитов, «цементированных» кластолавами и лавами кварцевых кератофиров и их силлами. Дугообразное расположение цепочки известняковых линз довольно красноречиво подчеркивает месторасположение краевой части жерла и боковую стенку стратовулкана.

Контакт вулканитов с известняками волнистый с отдельными апофизами вулканитов в пределы известняков. На некоторых участках наблюдается срезание известняков вулканитами и, кроме того, среди вулканитов встречаются небольшие глыбы светлых кембрийских известняков. Примечательно, что эти известняки имеют примерно одинаковый азимут падения (240—260°), а угол падения увеличивается с севера на юг от 40 до 60—70° на юго-запад.

Из образцов карбонатных прослоев (5—10 см), собранных среди вулканогенных образований пачки Д в 6—7 м ниже по склону массивных кембрийских известняков, при растворении выделен комплекс хитинозой *Desmochitina aff. rhenana Eisenack.*, *Desmochitina sp.*, *Conochitina sp.*, *Cyathochitina sp.*, *Cyathochitina aff. regnelli Eisenack.*

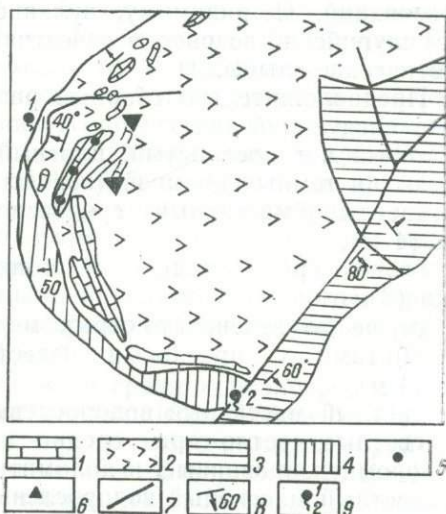


Рис. 4. Схема распространения нижнекембрийских известняков среди вулканогенных образований Улугтау (по Р. Н. Абдуллаеву, О. М. Борисову, 1977 г.):

1 — линзовидные глыбы нижнекембрийских известняков; 2 — вулканогенные породы; 3 — песчаники и сланцы нижнего силура (венлок); 4 — сланцы и алевролиты верхнего силура (лудлов); 5 — места находок нижнекембрийских археоциатов; 6 — места находок ордовик-силурийских хитинозоев; 7 — тектонические границы; 8 — элементы залегания; 9 — родники: 1 — Курбанбулак, 2 — Дедебулак.

п а с к, *Spherochitina spheroccephala* subsp. aff. *macrostoma* Beju et Dapet, характерный, по заключению Н. М. Заславской, для ордовика и силура.

Таким образом, по этим данным нельзя прийти к выводу о сингенетичности в накоплении кембрийских известняков и вулканогенных образований. По-видимому, вулканогенные образования имеют ордовик-силурийский возраст, а известняки с кембрийскими археоциатами — экзотические глыбы.

Предположительно сборный разрез нижнего кембрия Карачатыра имеет следующий вид:

серый неяснослоистый, плотный, искристый доломит с прослоями светлых и темных кремней (вероятная мощность 6—8 м),

светлый массивный среднеслоистый мраморизованный известняк (4 м),

светло-серые средне- и тонкослоистые доломитистые известняки (8 м),

серые до зеленовато-серых мергелистые известняки и мергели с археоциатами с прослоями известковистых граувакковых песчаников (4 м),

светлый массивный водорослевый известняк (4 м),

светлые, светло-серые средне- и тонкослоистые известняки, частично доломитизированные, и доломиты (8 м),

светлый массивный водорослевый известняк (3 м),

переслаивание серых мергелистых известняков и зеленовато-серых известковистых песчаников с археоциатами, строматолитами, водорослями нижнего кембрия (6 м),

светлый толстослоистый водорослевый известняк (2 м),

серый и светло-серый тонкослоистый плитчатый известняк с прослоями доломитистых и искристых доломитов (4 м),

светлый массивный водорослевый известняк (6 м),

светло-серый слоистый известняк (3 м).

Суммарная мощность нижнего кембрия около 60 м.

Разрез отложений среднего кембрия между Курбанбулаком, Тогузбулаком и Чонкоем состоит из переслаивающихся крупно- и среднезернистых массивных до среднеслоистых известняков и доломитов светло-серого, розоватого и темно-серых цветов с редкими желвачками светлых и темных кремней. Известняки битуминозные с трилобитами и брахиоподами, характерными для амгинского яруса среднего кембрия. Мощность пачки — 65—80 м.

По р. Аравану вскрыты блоки с подобными известняками и доломитами с хиолитами и брахиоподами амгинского яруса среднего кембрия. Суммарная мощность пачки — около 40 м.

БУКАНТАУ

Терригенные и вулканогенные образования в зоне Букантауского глубинного разлома и к югу от него (Алтынтау, Кокпатас, Джетымтау I и II и др.) относились к силуру (Н. П. Петров, В. А. Захаревич и др., 30—40-е годы) или нижнему палеозою (Лихачев и др., 1963).

В результате геологосъемочных работ (50-е годы) утвердилась точка зрения К. К. Пяткова, А. К. Бухарина и др. о преимущественно молодом (каменноугольном) возрасте коксайской, кокпатасской, кумбулакской и тубабергенской свит.

Коренной пересмотр геологического строения Букантау начался с 1965 г. после исследований М. А. Ахмеджанова и Э. Р. Базарбаева,

когда отложения кокпатасской и кумбулакской свит были отнесены к верхнему рифею, коксайской — к венду (верхняя часть предполагалась кембро-ордовикской). В 1967 г. ими впервые в доломито-кремнистых линзах кокпатасской свиты собраны проблематичные органические остатки *Osagia* cf. *ferrugina* Milstein, *Radiosus* cf. *sphaericus* Zhur., *Palaeomicrocystis* cf. *kairasensis* Ross, характерные, по заключению А. Г. Поспелова, для верхнего рифея (Ахмеджанов, Базарбаев, 1967; Базарбаев, 1971). На основании находок К. А. Набиевым и др. (1966) и Р. Н. Абдуллаевым (1967) органических остатков среднего — верхнего ордовика в полосе распространения тубабергенской свиты высказано предположение о двух эпохах вулканизма (Ахмеджанов и др., 1967).

На южном склоне Джетымтау П. И. А. Поникленко и др. (1975) выделили вулканогенно-осадочную толщу верхнего кембрия — ордовика, залегающую несогласно с конгломератами в основании на докембрийских (вендских) метаморфизованных песчаниках коксайской свиты. Толща сложена вулканогенными породами основного и среднего состава, туфопесчаниками, туфоалевролитами, песчаниками, аргиллитами с линзами известняков (560 м).

В низах толщи, в линзах известняков среди туфоалевролитов собраны остатки брахиопод *Eoorthis* ex gr. *gemnicha* (Winchell), трилобитов *Pseudagnostus* sp., *Onchonotellus* sp. indet. позднекембрийского возраста (определение Н. А. Аксариной, Л. Г. Севергиной, З. Е. Петруниной). В верхней части толщи в линзах водорослевых известняков обнаружены остатки гастропод *Lesucurilla* sp. и трилобитов *Proetidae*, *Dalmanitidae*, по заключению В. И. Бялого, Н. А. Аксариной, Л. Г. Севергиной и З. Е. Петруниной, характеризующие ордовикский возраст вмещающих пород.

По мнению З. М. Абдуазимовой, И. А. Пяновской, К. К. Пяткова (1976), позднекембрийские и ордовикские органические остатки собраны в экзотических карбонатных телах, расположенных среди вулканогенно-осадочной толщи, так как наряду с кембрийскими и ордовикскими органическими остатками найдены брахиоподы *Gypidula* aff. *incipiens* Barr., *Protathyris* cf. *praecursor*, криноидеи *Crotalocrinites* sp. позднего силура (опр. Н. М. Ларина, Р. С. Елтышевой).

Следовательно, отложения нижнего палеозоя слагают тектонические блоки и чешуи различных размеров, вплоть до карбонатных экзотических глыб, которые располагаются в основном в северной и южной частях шовной зоны Букантауского глубинного разлома.

Предположительная последовательность отложений кембрия и ордовика в Букантау (рис. 5) следующая.

Среднекембрийские отложения на южном склоне Ирлирской гряды впервые установлены К. К. Пятковым, З. М. Абдуазимовой и др. Они составляют обособленные узкие тектонические блоки субширотного и широтного простирания. Представлены переслаивающимися известняками с известковистыми, углисто-известковистыми сланцами с прослоями кремней (60 м). Верхняя и нижняя границы — тектонические. В известняках обнаружены водоросли *Stereophycus schochycus* Rjap., *Algae* среднекембрийского (майский ярус) возраста.

На меридиане кол. Люпек, Ирлир, Джюскудук средний кембрий представлен следующим разрезом (снизу вверх):

серые, темно-серые тонкослоистые листоватые филлитовидные глинистые сланцы с прослоями аргиллитов и линзами (20—30 см) красно-бурых карбонатных пород, содержащих органические остатки плохой сохранности (10—20 м),

переслаивающиеся зеленовато-серые тонкослоистые алевролиты и

филлитовидные сланцы с линзами и прослоями (10—15 см) темно-серых кремней и мелкозернистых серых плитчатых известняков (5—10 м),

монотонные переслаивающиеся зеленовато-серые, глинистые и филлитовидные сланцы, содержащие маломощные прослои и линзы (20—25 см) бурых, темно-коричневых мелкозернистых плитчатых известняков (10 м),

переслаивающиеся (через 0,5—1,5 м) темно-серые, серые филлитовидные сланцы с буровато-серыми трещиноватыми окремненными известняками (5—20 см), которые по простиранию нередко выклиниваются, а в раздуже достигают 1,5—2 м (15 м), темно-серые зеленовато-серые тонкослонные филлитовидные глинистые сланцы с маломощными (5—10 см) прослоями табачно-зеленых алевролитов и аргиллитов (10 м).

Общая мощность разреза колеблется в пределах 50—70 м.

Отложения, подстилающие вышеописанный разрез, в районе не установлены. Верхняя граница большей частью задернована или имеет тектонические взаимоотношения со среднеордовикскими терригенными образованиями.

Верхнекембрийские отложения представлены глыбами известняков с брахиоподами и трилобитами (Поникленко и др., 1975), суммарная мощность которых не превышает 15—20 м.

К нижнеордовикским образованиям с достаточной степенью условности можно отнести разрозненные выходы черных углеродистых пород, обнажающихся в ядре Кокпатавской антиклинали (в пределах карашахской свиты) и в районе колодца Джюскудук. Разрез представлен монотонным переслаиванием темно-зеленых, черных, темно-серых углеродистых хлорито-кремнистых, хлорито-глинистых филлитовидных сланцев с прослоями, линзами и желваками кремнистых пород (50 м). Стратиграфическое положение описанной толщи, а также литологическое сходство с аналогичными образованиями Северного Нуратау, Пскемского и Сандалашского хребтов позволяют условно датировать возраст углеродистых сланцев как нижнеордовикский.

Рис. 5. Стратиграфические колонки отложений кембрия и ордовика Букантау (I) и Северного Тамдытау (II):

1—гравелиты, 2—песчаники, 3—углисто-глинистые, углисто-кремнистые сланцы, 4—сланцы, 5—туфо-конгломераты, туфогравелиты, 6—вулканогенные породы основного и среднего состава, 7—известняки.

Кроме того, к нижнему ордовика условно на основании согласного залегания под фаунистически охарактеризованными среднеордовикскими отложениями относится толща сланцев, обнажающихся южнее род. Ирлир. Эта толща прослеживается в виде узких разрозненных, ограниченных разломами полос широтного и субширотного простирания. Разрез представлен сланцами с редкими прослоями песчаников (400 м).

Среднеордовикские терригенные осадки слагают южные предгорья гряды Ирлир и ранее относились К. К. Пятковым, И. А. Пяновской, А. К. Бухариным, Ю. К. Быковским (1967) к турнейскому ярусу нижнего карбона. Они обнажаются в виде узких линейно вытянутых полос, ограниченных разломами, и характеризуются монотонным переслаиванием грубозернистых пород со сланцами.

Наиболее типичен для среднего ордовика разрез, установленный З. М. Абдуазимовой, И. А. Пяновской, К. К. Пятковым (1976), в районе южного подножья гряды Ирлир. Здесь снизу вверх обнажаются следующие породы:

переслаивающиеся (через 0,5—1 м) табачно-зеленые, серые, буровато-серые, темно-серые крупнозернистые, нередко переходящие по простирацию в гравелиты, песчаники, алевролиты и тонкослоистые зеленовато-серые маломощные (0,1—0,3 м) глинистые сланцы (20—40 м),

ритмично переслаивающиеся черные, темно-серые, тонкослоистые углистые алевролиты (0,1—0,3 м) и углисто-глинистые листоватые сланцы (0,1—15 м),

неравномерно переслаивающиеся темно-серые, зеленовато-серые тонкослоистые мелкозернистые полевошпатово-кварцевые песчаники с алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами (10—30 м).

Общая мощность отложений не превышает 100 м.

Наиболее полный разрез среднего ордовика описан З. М. Абдуазимовой в районе кол. Люпек. Основание разреза сложено зелеными и темно-серыми аргиллитами с прослоями желтовато-коричневых доломитовых и серовато-зеленых песчаных полимиктовых алевролитов (10 м) и слюдистыми сланцами, аргиллитами с прослоями песчаных доломитов (25 м). Эта часть разреза по литологическому составу сопоставляется с нижней частью разреза горы Богамбир в Северном Нуратау.

Средняя часть разреза состоит из переслаивающихся полимиктовых, олигомиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов и слюдисто-глинистых сланцев. В песчаниках З. М. Абдуазимова собрала и определила граптолиты *Rectograptus* ex gr. *truncatus* L a p w., *Rectograptus* sp., *Diplograptus* aff. *anderkensis* Keller, *Glyptograptus* sp. (ex gr. *teretiusculus* H i s.), *Amplograptus* sp., *Climacograptus* sp., *Dicranograptidae*, характерные для среднего — верхнего ордовика (карадок). Мощность 120—150 м.

Завершается разрез среднего ордовика зеленовато-серыми среднезернистыми песчаниками, среди которых встречаются прослой крупнозернистого песчаника, переходящего иногда в гравелиты (25—30 м).

Общая неполная мощность образований среднего ордовика 165—185 м.

В Джетымтау II З. М. Абдуазимова, И. А. Пяновская, К. К. Пятков (1976) из состава коксайской свиты, относимой многими исследователями к докембрию, выделили зеленовато-серую терригенную толщу среднего ордовика, представленную переслаивающимися полимиктовыми разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинисто-слюдистыми сланцами (около 200 м). В песчаниках и алевролитах собраны граптолиты, имеющие широкое распространение от ордовика до нижнего силура, — *Climacograptus* sp., *Orthograptus* sp., *Diplograptidae*. По литологическому составу толща сопоставляется со среднеордовикскими отложениями района горы Ирлир и Северного Нуратау.

Верхнеордовикские образования представлены осадочно-вулканогенной тубабергенской свитой и ее аналогами, распространенными в районе гор Тубаберген, в южных предгорьях гор Джетымтау II и в ядре Кокпатасской антиклинали (вулканогенная часть карашахской свиты).

От кол. Кулкудук до род. Ирлир образования верхнего ордовика обнажаются узкой полосой шириной около 150 м. Низы разреза по разному контактируют с нижнесилурийскими (средний лландовери) отложениями.

Разрез слагается туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфами диабазовых порфиритов, рифами и заканчивается агломератовыми лавами, лавобрекчиями и туфолавами общей мощностью от 50 до 100 м. Нижняя часть разреза содержит прослои и линзы известковистых алевролитов, кремней и известняков. В линзах известняков сохранилась фауна верхнего ордовика. В 1967 г. Р. Н. Абдуллаев собрал в них трилобиты *Trinodus aff. tardus* (Barr.), *Geragnostus elongatus* Abdul., *Ovalocephalus kelleri* Kor., *Cyphoniscus ovalis* Lis., *Cyphoniscus socialis* Salter, *Hammatocnemis tetrasulcatus* Kielan, *Phillipsinella parabola* (Barr.). Комплекс трилобитов сопоставляется с зоной *Phillipsinella parabola* ашгилия Европы и Казахстана.

В 1966 г. К. А. Набиев в тех же прослоях и линзах известняков тубабергенской свиты между пос. Кулкудук и род. Ирлир собрал криноиды *Reticorhinus alveolatus* Mill. et Curl., *Pentagonopentagonalis labellatus* Yelt., *Pentagonopentagonalis prives* Yelt., *Pentagonocycliscus pahklaonsis* Yelt. По заключению Р. С. Елтышевой, комплекс криноидей позволяет относить отложения к среднему — верхнему ордовику.

Таким образом, описанную часть тубабергенской свиты, интенсивно смятую, рассланцованную и будинизированную, содержащую органику, следует считать верхнеордовикской. Остальная часть этой свиты раннекаменноугольного возраста, представленная неизменными диабазами, габбро-диабазами, с довольно мощными горизонтами яшмовидных кремней, андезитов и известняков, содержащими фауну брахиопод, гониатитов, ругоз, пелеципод и фораминифер *Marginifera schartimensis* Jan., *Goniatites cf. striatus* (Sow.), *Goniatites cf. orientalis* Libr., *Paragoniatites cf. subcircularis* (Mill.), *Eostaffella proikensis* Raus. (определения О. И. Сергуньковой, З. С. Румянцевой, И. С. Сулейманова, И. М. Михно, А. В. Питиновой).

Ю. А. Лихачев и др. (1963), изучавшие образования тубабергенской свиты, указывали на то, что известняковые тела, содержащие каменноугольные органические остатки, характеризуются весьма неясными структурными соотношениями с вулканитами и, вероятно, залегают на вулканитах.

Следовательно, в составе тубабергенской свиты имеются две разновозрастные осадочно-вулканогенные толщи — намюрская и верхнеордовикская.

На разновозрастные толщи указывают также Л. В. Шпотова, В. Н. Ушаков (1974), установившие в вулканитах тубабергенской свиты две формации — толеит-базальтовую и щелочно-оливин-базальтовую, со следами размыва перекрывающие одна другую.

Весьма интересны представления о возрасте и строении тубабергенской свиты, излагаемые Б. В. Ясковичем. В 1972 г. образования этой свиты он разделил на три разновозрастные толщи — среднего — верхнего ордовика, нижнего карбона (намюр) и условно силур-девона, отделенные друг от друга разломами. К ордовику отнесены вулканогенные

генные породы, слагающие узкий тектонический клин шириной до 250 м, к северо-востоку от селения Кулкудук, и узкая полоса пироксеновых диабазов к северу от колодца Кангашар.

Отложения среднего — верхнего ордовика, по мнению Б. В. Ясковича, представлены толщей пироксеновых диабазов, линзовидными прослоями спилит-диабазов, кремнистых пород и известняков (165 м). В известняках обнаружены многочисленные трилобиты, криноиды и брахиоподы. К нижнему карбону (намюру) он отнес вулканогенно-осадочную часть тубабергенской свиты (в районе сел. Кулкудук и кол. Кангашар), представленную переслаивающимися миндалекаменными диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами, конгломератами, гравелитами, песчаниками, сланцами, кремнистыми породами и редко известняками, содержащими гониатиты нижнего намюра (220 м.). Контакт с окружающими породами тектонический. К силур-девону условно отнесены пироксеновые базальтовые порфириты с небольшими горизонтами пироксеновых диабазов, агломератовых лав, туфов, кремнистых пород и известняков. Распространены эти образования к северу от колодца Кулкудук и на востоке гор Тубаберген. Органические остатки в этих образованиях не обнаружены и силур-девонский возраст принимается условно.

В Южном Букантау возможные аналоги верхнеордовикских образований обнажаются в ядре Кокпатасской антиклинали (часть карашакской свиты) и в южных предгорьях Джетымтау II. В ядре Кокпатасской антиклинали они вместе с другими отложениями палеозоя образуют тектоническую пластину, надвинутую на известняки визе, вследствие чего породы этого комплекса сильно изменены, «перемешаны» с другими отложениями. Разрез слагается сильно измененными вулканитами основного состава, туфопесчаниками, хлористо-кварцевыми и эпидотовыми сланцами небольшой мощности (50 м).

В южных предгорьях Джетымтау II разрез предполагаемого верхнего ордовика представлен туфопесчаниками, туфами диабазовых порфиритов, агломератовыми лавами. В основании разреза наблюдаются базальные конгломераты, трансгрессивно перекрывающие среднеордовикские (а не рифей-вендские, по Б. В. Ясковичу) терригенные отложения, представленные полимиктовыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками, очень сходными с таковыми, развитыми у родника Ирлир.

СЕВЕРНЫЙ ТАМДЫТАУ

Впервые фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия в Северном Тамдытау выявлены К. К. Пятковым, И. А. Пяновской, А. К. Бухариным (1964) в районе колодца Елемесаши. Кембрийские известняки образуют изолированные выходы (площадью до 100 м²) в полосе развития вулканогенно-осадочной толщи верхнего силура — нижнего девона. Выходы известняков рассматривались как ядра антиклинальных структур.



Несколько позже Б. В. Яскович (1968 б) пришел к заключению о сингенетичности кембрийских известняков с вмещающими вулканогенными породами и часть отложений балпантауской свиты отнес к кембрию (между саями Елемесаши и Джерой).

Ш. Ш. Сабдюшев и др. (1969), проводившие геологосъемочные работы в пределах Северного Тамдытау, в контурах бывшей балпантауской свиты силур-девона, выделили осадки докембрия (учкудуктауская и аккудукская свиты) и кембрия (елемесащинская свита, табл. 1). Кембрийские отложения подразделены на три подсвиты: нижнюю пес-

чано-сланцевую, среднюю вулканогенную с линзами кремней и известняков и верхнюю песчаниково-сланцевую с линзами кремней, известняков, возраст которых определялся как ниже-среднекембрийский

Схе

представлений о возрасте и стратиграфическом положении

	Ш. Ш. Сабдюшев (1969 г.)	Ш. Ш. Сабдюшев (1970 г.)	М. А. Ахмеджанов (1969 г.)	К. К. Пятков (1971 г.)
Елемесацинская свита	Верхняя под- свита $Сm_{1-2}$ (300 м)	Верхняя подсвита $Сm_{1-2}$ (300 м)	Елемесацин- ская свита O_3	Средняя еле- месацинская подсвита $Сm_1-Sm_2$ (200—300 м)
	Средняя под- свита $Сm_{1-2}$ (500 м)	Нижняя подсвита $Сm_{1-2}$ (500 м)	 $Сm_{1-3}$	Тайманская свита $Сm_1$ (750 м)
	Нижняя под- свита $Сm_{1-2}$ (800 м)	 Тайманская свита V (?) (800 м)	Тайманская свита V	Аккудукская свита $Сm_1$ (500 м)
Аккудукская свита $R_3(?)$ (1000 м)	Аккудукская свита $R_3(?)$ (1000 м)	Аккудукская свита R_3	Учкудуктау- ская свита $Сm_1$ (500 м)	
Учкудуктауская свита $R_2(?)$ (1000 м)	Учкудуктауская свита $R_2(?)$ (1000 м)	Учкудуктаус- кая свита P_1	Кудукчинский горизонт $Сm_1$ (30 м)	
			Аякумарская свита $Сm_1$ (200 м)	

по находкам трилобитов, археоциат и водорослей в средней подсвите. Несколько позже Ш. Ш. Сабдюшев пересмотрел свою схему. Нижнееелемесацинскую подсвиту на востоке Северного Тамдытау он выделил в самостоятельную — тайманскую свиту вендского возраста, а на запа-

де установил ее в выделенной им зоне дробления и тектонического меланжа.

В 70-х годах К. К. Пятков и др. отнесли вулканогенно-терригенные

Таблица I

ма

кембро-ордовикских отложений Северного Тамдытау

		Б. В. Яскович (1970—1971 гг.)	А. К. Бухарин (1971—1972 гг.)	К. К. Пятков (1972—1973 гг.)	Т. И. Хайруллина (1972—1973 гг.)	А. И. Ким (1970—1974 гг.)
Елемесащинская свита	Верхняя подсвита $Сп_{2-3}$	Елемесащинская 0 (400—800 м)	Елемесащинская свита $С_{1п}-С_{2b_1}$ (200—300 м)	Тайманская и терригенная часть аккудукской свиты O—S (1000 м)	Вулканогенная толща елемесащинской свиты O_3	
	Средняя подсвита $Сп_1^2$		S—D			
	Нижняя подсвита $Сп_1$	Тайманская подсвита $Сп_1$ (1000 м)	Тайманская свита и терригенная часть аккудукской свиты O—S (2000 м)	Елемесащинская свита	Верхняя подсвита $Сп_3-Сп_3$ (650 м)	Талдыкская свита O_2 (75 м)
Аккудукская свита (1000 м) R_3-V	Аккудукская свита (1000 м) $Сп_1$		Нижняя подсвита $Сп_1^2-C_1^1$ (500 м)		$Сп_2-Сп_3$	
		Аякумарская свита $Сп_1$ (200 м)	Аякумарская свита $Сп_1$ (200 м)	Аякумарская свита $Сп_2$		
Учкудуктауская свита R_2 (1000 м)	Учкудуктауская свита $Сп_1$ (600—900 м)	Кудукчинский горизонт и кремнистая часть аккудукской свиты V— $Сп_1$ (30 м)	Кудукчинский горизонт и кремнистая часть аккудукской свиты V— $Сп_1$ (30 м)	Аккудукская свита Pt_3		
	Аякумарская свита $Сп_1$ (400 м)	Учкудуктауская свита Pt_3 (?) (500 м)	Учкудукская свита Pt_3 (1000 м)			

отложения елемесащинской свиты к нижнему — среднему карбону (намюру — нижнему башкиру) и подразделили их на две подсвиты. Нижняя сложена в основном вулканитами основного состава с облом-

ками спилитов, аргиллитов, порфиритов, диабазов и известняков. Верхняя подсвита залегает согласно на нижней и представлена вулканогенно-кремнисто-терригенным составом. Нижне-среднекаменноугольный возраст свиты обосновывается находками в карбонатных обломках многочисленной разновозрастной фауны от нижнего кембрия до девона — карбона включительно и сопоставлением с литологически сходными образованиями сангрунтауской свиты (намюр-раннебашкирский ярус) Сангрунтау.

М. А. Ахмеджанов, Р. Н. Абдуллаев, Э. Р. Базарбаев, Л. М. Глейзер (1969) отнесли вулканогенные образования елемесащинской свиты к верхнему ордовику на основании сопоставления с подобными образованиями тубабергенской свиты гор Букантау, а известняковые тела среди вулканитов с разнообразными и разновозрастными органическими остатками считали экзотическими глыбами.

По представлению А. К. Бухарина, в Северном Тамдытау имеются две разновозрастные вулканогенные толщи: одна располагается на западе гор Тамдытау и по возрасту соответствует ордовику, так как в обломках известняков найдена фауна только кембрия, а вторая — на востоке гор Тамдытау и относится к нижнему — среднему карбону на том основании, что в обломках известняков обнаружены органические остатки от кембрия до верхнего девона включительно.

Б. В. Яскович и др. (1971б) елемесащинскую свиту считают кембрийской и подразделяют ее по литологическому составу и возрасту на три подсвиты: нижне- (тайманскую, по Ш. Ш. Сабдюшеву), средне- и верхнеелемесащинскую. Нижняя подсвита залегает на породах аккудукской свиты докембрия с размывом и в основном сложена терригенными породами и линзами основных и средних вулканитов спилитодиабазового состава, известняков, силловых тел плагиогранитов и альбитофиров, а также спорадически встречающихся полуразрушенных линз и обломков известняков с богатым комплексом археоциат и трилобитов раннекембрийского возраста. Средняя подсвита сложена вулканогенными породами диабазового состава с линзами и обломками органогенных известняков, приуроченных к различным горизонтам вулканогенной толщи. Возраст подсвиты определяется как нижний — средний кембрий. Верхняя подсвита установлена только в восточной части Северного Тамдытау и представлена преимущественно терригенными песчаниково-аргиллитовыми отложениями с горизонтами черных кремней, линз туфов и вулканитов основного состава. Возраст подсвиты — средний кембрий на основании сборов остатков трилобитов и брахиопод из изолированных глыб известняков среди песчано-сланцевых пород.

Т. И. Хайруллина (1970—1973 гг.), специально изучавшая трилобиты елемесащинской свиты, предлагает разделить ее на две подсвиты: нижнюю, представленную в основном вулканогенными образованиями и известняками с фауной, характерной для ленского яруса нижнего кембрия — амгинского яруса среднего кембрия, и верхнюю, залегающую на нижней согласно и сложенную вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями, в известняковых телах которых содержатся трилобиты средне-верхнекембрийского возраста.

Большое значение в уточнении стратиграфического положения вулканогенных образований, а также объема и состава кембрийских отложений имели находки граптолитов среднего — верхнего ордовика, обнаруженных И. А. Поникленко, Г. В. Болговой, А. Н. Голиковым (1973) в песчано-сланцевой части елемесащинской свиты кембрия в бассейне Тюменбайсая и в районе Косбулак. Эти исследователи отме-

чают: «Ордовикские образования залегают со скрытым несогласием на вулканитах, охарактеризованных фауной нижнего — среднего кембрия» (стр. 79).

Другой точки зрения на взаимоотношения ордовикских отложений с вулканитами придерживаются А. И. Ким и др. (1971—1974 гг.), повторившие сборы граптолитов в бассейне саев Косбулака, Аякумара и Каратаса. По их данным, вулканиты не имеют нормальных контактов с породами ордовика, а в составе обломочного материала ордовика отсутствуют вулканиты и карбонаты. Они отмечают обломки вулканитов в терригенных породах верхнего лландовери и венлока и делают вывод, что вулканогенная толща формировалась в интервале между средним ордовиком и средним лландовери. «Линзовидные» тела карбонатов с фауной нижнего, среднего и верхнего кембрия они исключают из терригенно-карбонатной толщи и считают их тектоническими останцами на отпрепарированных плоскостях надвиговых структур.

В 1972 г. К. А. Кешишян западнее кол. Елемесаши в полосе развития тайманской свиты установил небольшой тектонический блок (10—15 м), состоящий из темно-зеленых, темно-серых аргиллитов и сланцев, включающий многочисленные беззамковые брахиоподы *Lingulella* sp., *Acrotreta* sp. раннеордовикского (тремадокского) возраста (опр. В. Горянского).

По представлению авторов, описавших разрезы кембрия и ордовика в районах Каратаса, Тюменбая, Аккудука, оврага Джерой, кол. Елемесаши, Дунгузтау, нижний палеозой представлен следующим разрезом (см. рис. 5).

1. Нижний кембрий в виде экзотических карбонатных глыб обнажается в районе кол. Каратас, Кудукча, Тюменбай, Елемесаши и оврага Джерой среди верхнеордовикских (?) вулканогенно-осадочных образований. Карбонатные тела представлены массивными афанитовыми и неяснослоистыми органогенными известняками светло-серого цвета (30—100 м). В известняках найдены археоциаты *Tegerocyathus abakanensis* (Vol), *Tegerocyathus edelsteini* (Vol), стенотекоиды *Cambridium* cf. *tchernyshevae* Ногны, *Cambridium* sp., трилобиты *Kooteniella modesta* Наяг., *Parapoliella kysylcumica* Наяг., водоросли *Epiphyton* cf. *fruticosum* Шарп, *Renalcis* sp., *Rasumovskia* sp. По заключению И. Т. Журавлевой, Ю. Л. Пельмана, Т. И. Хайруллиной и М. Ф. Романенко, комплекс органических остатков характерен для верхней части нижнего кембрия (обручевский горизонт ленского яруса).

В гальках известняков в районе кол. Кудукча и Каратас И. А. Поникленко, Т. И. Хайруллина, И. А. Пяновская и др. собрали *Ushbaspis grata* Наяг., *Vonparia* sp., характерные, по заключению Т. И. Хайруллиной, для верхней части алданского и низов ленского ярусов. В другом обломке обнаружены более молодые трилобиты, характерные для ленского яруса, — *Neopagetina* cf. *gjonsnitzkii* (Lerm.), *Redlichidae*, *Parapoliella*, *Micmacopsis?* *antiqua* Наяг. Выявлены также брахиоподы *Lingula* (?) sp., *Obolus* (?) sp. (определение Н. М. Ларина), с ними *Acrotreta* sp., *Lingulella* sp., *Nisusia* sp., *Kutorgina* cf. *cingulata* (Bill.) (определение В. А. Аксариной), характерные для кембро-ордовика. Встречаются и водоросли *Chancelloria* sp., *Olenekia lucidula* Lutsch. (определение В. А. Лучининой) алданского яруса нижнего кембрия.

2. Средний кембрий также представлен небольшими карбонатными телами от 0,5×1 до 2×20 м, расположенными в полосе распространения осадочно-вулканогенной толщи. В районе кол. Аякумар имеются известняки серой и темно-серой окраски, массивные, мелко- и крупно-

кристаллические, органогенные с трилобитами *Dorypyge* sp., *Kooteniella* sp., *Pagetiellus* sp., *Peronopsis fallax* Linn., *Glabrella babacovia* Rep., характерными для верхов амгинского яруса (определение Т. И. Хайруллиной).

3. Верхнекембрийские трилобиты *Pseudagnostus impressus* Legt., *Pseudagnostus quadratus* Pokr., *Homagnostus* sp., *Peronopsis insignis* Pokr., *Pseudagnostus prolongus* Pokr. собраны в глыбах известняков среди осадочно-вулканогенной толщи в районе кол. Каратаз, Тюменбай, Аякумар, Кулкудук и оврага Джерой. Глыбы небольших размеров — до 6 м.

4. Нижнеордовикские образования, по данным К. А. Кешишяна, известны в районе кол. Елемесаши в тектоническом блоке, они представлены тонкослоистыми темно-серыми, темно-зелеными аргиллитами и сланцами (10—15 м) с беззамковыми брахиоподами *Lingulella* sp., *Acrotreta* sp., по заключению В. Горянского, сходные с нижнеордовикскими (тремадокскими).

5. Среднеордовикские отложения составляют отдельные тектонические блоки и сложены в основном алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Нижняя часть разреза алевролит-аргиллитовая с редкими прослоями серых пелитоморфных известняков (40 м), а верхняя — песчаниково-аргиллит-алевролитовая (45 м) с граптолитами среднеордовикского облика (И. А. Поникленко, Г. В. Болгова, А. И. Голиков, 1973).

3. М. Абдуазимова, И. А. Пяновская, К. К. Пятков, Р. С. Пак (1973) к среднему ордовику относят терригенную часть аккудукской и тайманскую свиты, сложенные зеленовато-серыми и серыми полимиктовыми и олигомиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов и сланцев. Мощность терригенной части аккудукской свиты — 200 м, тайманской — 450 м. В районе кол. Каныр, Аккудук и Джерой 3. М. Абдуазимова в алевролитах и песчаниках собрала граптолиты плохой сохранности. Строение разреза, литологический состав этих толщ позволяют сопоставлять их с палеонтологически охарактеризованными разрезами среднего ордовика Северного Урала и Букантау.

6. Достоверные верхнеордовикские отложения в пределах Северного Тамдытау пока неизвестны. Условно к верхнему ордовику относятся вулканогенные образования, развитые в верховьях сая Косбулака, Дженгельды, Аякумара, Тюменбая и др.; это диабазы, диабазовые порфириты с включениями глыбовидных и линзовидных тел известняков с кембрийскими органическими остатками. Возраст вулканитов принимается условно как позднеордовикский, по наличию среди вулканитов карбонатных глыб с фауной всех отделов кембрия, по сходству разреза с верхнеордовикской вулканогенно-осадочной тубабергенской свитой Букантау, по присутствию обломков вулканитов в терригенных породах верхнего лландовери и венлока и отсутствию их в осадках среднего ордовика.

Глава III. ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

АЛАЙСКИЙ ХРЕБЕТ

На геологической карте Туркестана, составленной И. В. Мушкетовым, Г. Д. Романовским и опубликованной в 1884 г., в пределах Алайского хребта выделялась «метаморфическая» толща неясного возраста и генезиса. После находок фауны в Южной и Восточной Фергане возраст этой толщи был определен как среднепалеозойский (Мушкетов, 1911). Лишь после первых находок в 1910 г. В. Н. Вебером на северном склоне Алайского хребта фауны верхнего силура песчаниково-сланцевая толща (12 км) была условно отнесена к нижнему палеозою (Вебер, 1934, Мушкетов, 1915).

Серия выходов кембрийских отложений в тектонических блоках обнаружена в 1960—1964 гг. А. В. Яговкиным (реки Чон-Карагатты Бурусунды, Чон-Казык, горы Актур). В долине Чон-Карагатты (в системе правых притоков Коксу-западной) обнажаются темно-серые и черные массивные известняки (до 20 м), выше черные и серые известняки, глинистые известняки и известковистые сланцы (до 20 м.) Известняки содержат остатки археоциат *Coscinoscyathus aff. dianthus* В о г н., *Coscinoscyathus* sp., *Dictyoscyathus* sp., водорослей *Renalcis* sp., *Eriphyton* sp., губок *Chancelloria*, которые, по заключению И. Т. Журавлевой и К. Н. Конюшкова, позволяют датировать их возраст как верхи нижнего кембрия.

Из линз черного, местами серого известняка Л. В. Фомченко также собраны археоциаты *Ethmophyllum ex. gr. grandiperforatum* Vol., *Coscinoscyathus cf. dianthus* В о г н., водоросли *Proaulopora* sp., *Renalcis* sp. и другие формы нижнего кембрия (Кухтиков, 1968).

Выше залегает однородная толща зеленовато-серых сланцев и песчаников, в которых И. А. Марушкин (1959) у перевала Горумды собрал граптолиты *Didymograptus* sp., указывающие, по заключению А. М. Обута, на нижний ордовик. На перевале Чон-Карагатты Л. В. Фомченко в черных и темно-серых глинистых сланцах собраны *Didymograptus* sp., *Exrapsograptus aff. hirundo* (Sal.) верхнего аренига. По данным И. А. Марушкина, мощность отложений — 1800 м. Исследования Г. С. Поршнякова, А. В. Яговкина позволили уточнить мощность ордовика: она колеблется в пределах 180—250 м, остальная часть толщи оказалась силурийской.

В 6—8 км к юго-востоку, в верховьях р. Бурусунды разрез начинается темными глинистыми сланцами, переслаивающимися с зеленоватыми полимиктовыми песчаниками (40—45 м). Они перекрываются темно-серыми алевролитами с линзами черных битуминозных известня-

ков (10 м) с археоциатами *Robustocyathus* sp., *Coscinocyathus* sp. и водорослями *Eriphyton* sp., *Chabakovia* sp., по определению И. Т. Журавлевой, датирующими возраст как конец алданского — начало ленского ярусов («Геология СССР», т. XXV, 1972).

Г. С. Поршняков (1973) отмечает в верховьях Бурусунды наличие среднекембрийских (?) трилобитов в прослойках битуминозных известняков, которые здесь согласно перекрываются сланцами нижнего ордовика. Суммарная мощность кембрия — нижнего ордовика, по его мнению, не превышает 350 м.

Породы среднего — верхнего кембрия обнажаются в виде ограниченных выходов в осевой части и на южном склоне Актура. Подстилающие породы неизвестны, а перекрываются они несогласно известняками нижнего ордовика. Впервые этот разрез установлен в 1938 г. М. В. Заниным между истоками р. Чон-Каннды и саем Кембрийским (правый приток р. Чалкуйрюка) и сложен («Геология СССР», т. XXV 1972), следующими породами (снизу вверх):

доломиты светло-серые, окремненные с прослойками кремнистых сланцев и желваками кремней (50 м),

мелкозернистые и псевдооолитовые черные тонкослоистые плитчатые, слегка доломитизированные и окремненные известняки с трилобитами *Conocoryphe aequalis* Linn. var. *orientalis* Legm., *Doguruge* cf. *richthofeni* Dam. среднего кембрия (120 м), диабазы и плагиопорфириты с прослоями кремнистых сланцев и туфопесчаников (20—30 м),

известняки темно-серые, битуминозные с трилобитами *Olenoides inexpectans* Legm., *Alokistocare? asiatica* Legm. среднего кембрия (10 м),

серые слоистые доломиты, переслаивающиеся с серыми окварцованными псевдооолитовыми доломитами и пластами оолитовых кремней (40—50 м),

окварцованная порода (конседиментационная брекчия?) с чешуйками углисто-глинистого сланца и со спорадическими скоплениями доломита среди мелких обломков кварца (10 м),

серые псевдооолитовые обломочные доломиты и пятнистые известняки обломочного строения с прослоями окремненных доломитов (60—75 м),

черные рассланцованные известняки и доломиты с многочисленными прослойками углисто-глинистого сланца (30—40 м),

сильно окремненные псевдооолитовые и мелкокристаллические известняки и доломиты серого цвета (4—50 м).

Общая мощность отложений среднего кембрия оценивается в 400 м, но, по мнению Г. С. Поршнякова, она меньше. Верхняя часть разреза, возможно, верхнекембрийско-нижнеордовикская.

Еще выше установлены следующие наслоения:

плитчатые темно-серые известняки и битуминозные доломиты с *Mascoruge* sp. тремадока (30 м),

микрослоистые темно-серые окремненные известняки и доломиты (50 м),

серый доломитизированный плитчатый известняк с *Nileus* cf. *armadillo* Daln. аренига (70 м),

углисто-глинистый черный сланец (30 м),

черные битуминозные известняки и светлые доломиты с *Noehasrus* sp. (60 м),

окремненный черный углисто-глинистый сланец (40 м).

Общая мощность разреза около 280 м.

Состав пород меняется по простиранию, местами встречаются гли-

нистые сланцы, черные кремни и вулканогенные породы, а также черные битуминозные известняки и доломиты с *Harpoides aff. rugosus* S o r s et B o e s k, *Nileus armadillo* D a l m., *Agnostus* sp. и др. аренига.

В конце 60-х годов разрез отложений среднего — верхнего кембрия и нижнего ордовика в долине р. Карагура описан В. Л. Клишевичем и др., но несколько в другой последовательности, он отличается от разреза, приведенного в «Геологии СССР», т. XXV (рис. 6).

Здесь снизу вверх обнажаются:

серые и темно-серые массивнослоистые известняки (50 м), известняки серые, плитчатые (20—25 м),

известняки обломочные, брекчиевидные серые и розовато-серые (40—45 м),

известняки темно-серые, массивные (30—35 м),

кремнистые сланцы массивные (50 м),

доломиты серые, темно-серые с желваками и прослоями темных кремней (50 м),

сланцы углистые и углисто-известковистые (5—10 м),

известняки темно-серые, слоистые, афанитовые и органиогенные (20—25 м),

диабазы и диабазовые порфириды с прослоями и линзами кремнистых и углисто-кремнистых сланцев,

алевролитов, песчаников и известняков (100 м).

Общая мощность разреза — 300—350 м.

Следует отметить, что эта последовательность залегания пород среднего — верхнего кембрия, по мнению В. Л. Клишевича, условная из-за многочисленных разрывных нарушений и отсутствия нормальных контактов.

Низы среднего — верхнего кембрия обнажаются в небольшом тектоническом блоке на водоразделе г. Актура на меридиане перевала Кайнды. Собранные в известняках трилобиты *Dorypyge richthofeniformis* L e r m., *Hypagnostus* sp., *Condragraulos minussensis* L e r m., *Soleporeura ferganensis* L e r m., по заключению В. И. Гончаровой, характерны для майского яруса среднего кембрия.

Самые верхи разреза (диабазы, диабазовые порфириды с прослоями и линзами сланцев, алевролитов, песчаников и известняков), по данным В. Л. Клишевича и др., обнажаются вдоль южного склона Актура от верховьев р. Карабеля до верхов правого притока р. Чалкуйрюка, а также в верховьях р. Кайнды. Органические остатки в вулканогенной толще не обнаружены, но в несогласно перекрывающих их известняках имеются трилобиты нижнего ордовика.

Разрез нижнего ордовика в верховье правого притока р. Чалкуйрюк, по данным В. Л. Клишевича, представлен следующими породами (снизу вверх):

известняки серые и темно-серые, мелкозернистые (10 м),

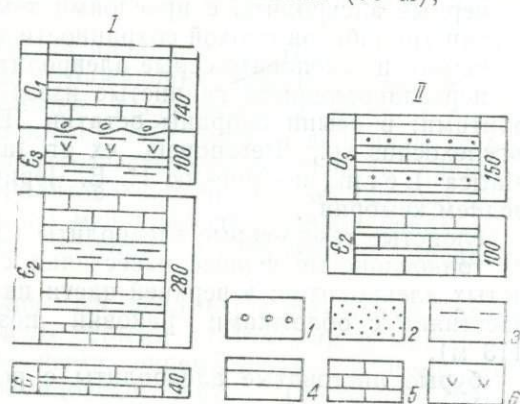


Рис. 6. Стратиграфические колонки отложений кембрия и ордовика Алайского хребта (I—район г. Актура, II—бассейн р. Ойтала):

1—гравелиты, 2—песчаники, 3—углисто-глинистые, углисто-кремнистые сланцы, 4—сланцы, 5—известняки, 6—вулканогенные породы среднего состава.

алевролиты и глинистые сланцы с примесью песчаного и алевролитового материала (3 м),

известняки серые, темно-серые, мелкозернистые, органогенные (100—125 м) с трилобитами *Harpides rugosus* Sars et Boeck. нижнего ордовика (опр. В. И. Гончаровой).

В Восточно-Алайском хребте отложения среднего и верхнего кембрия с трилобитами обнаружены в 1961 г. А. В. Яговкиным в тектоническом блоке в среднем течении р. Чон-Казыка (см. рис. 6) (снизу вверх):

черные алевролиты с прослоями темных известняков, содержащих остатки трилобитов плохой сохранности (6 м),

темно- и зеленовато-серые алевролиты (3,5 м),

переслаивающиеся глинистые известняки с известковистыми алевролитами; в осыпи собраны остатки *Eodiscus punctatus* Salter, *Corynephochus* sp., *Peronopsis ex gr. fallax* Linn., *Alokistokare* (?) *asiatica* Legm., по мнению Н. Е. Чернышевой, свидетельствующие о среднем кембрии,

слоистые темно-серые алевролиты (26 м),

тонкослоистые черные известняки с прослоями черных известковистых алевролитов; в верхней части пачки — линза серого массивного известняка с обломками раковин позднекембрийских *Synprophiidae* (113 м),

бурые листоватые алевролиты с редкими линзочками песчаников (4 м),

ритмичное переслаивание тонкослоистых темных афанитовых и мелкокристаллических известняков с тонкими прослойками черных и серых известковистых алевролитов и глинистых сланцев (8 м),

линзовидный прослой серого массивного известняка с остатками позднекембрийских трилобитов *Pseudagnostus* sp. и раковин брахиопод *Synprophiidae*; максимальная мощность прослоя — 5 м,

темно-серые и черные слоистые известняки с редкими и тонкими прослоями глинистого сланца, в кровле залегает пласт кремнистого сланца (10—12 м),

черный массивный известняк (5 м) с остатками позднекембрийских трилобитов *Homagnostus paraobesus* Legm.

Общая мощность разреза около 90 м. Из-за плохой обнаженности взаимоотношения среднего — верхнего кембрия с вышележащими отложениями не выяснены («Геология СССР», т. XXV).

Ордовикские отложения (см. рис. 6) в тектоническом блоке выделены Г. Л. Бельговским в долине р. Ойтала у с. Караташ. Представлены они глинисто-кремнистыми сланцами и мелкозернистыми песчаниками с прослойками известняков, содержащих верхнеордовикские *Reushia asiatica* Sok., *Palaeofavosites simplex* (Tsch.) *Palaeofavosites turuchanicum* var. *multitabulatus* Sok. (150 м).

Следует полагать, что отложения кембрия и ордовика Алайского хребта, как и всего Южного Тянь-Шаня, обнажаются в тектонических блоках и чешуях, сложенных фрагментами отделов или ярусов кембрия и ордовика, не связанными друг с другом и не составляющими единого разреза.

Разрез отложений нижнего палеозоя Алайского хребта можно представить в следующем виде.

Нижнекембрийские разрезы сложены темными глинистыми сланцами, переслаивающимися с зеленоватыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками (40—50 м), выше залегают переслаивающиеся темно-серые алевролиты с линзами битуминозных известняков с археоциатами и

водорослями конца алданского — начала ленского ярусов (20—30 м); в других тектонических блоках — переслаивающиеся черные до серых массивные и неяснослоистые известняки (местами глинистые) и известковистые сланцы с остатками археоциат, губок, водорослей верхов нижнего кембрия (50 м); вероятная мощность нижнего кембрия 100—120 м.

Среднекембрийские разрезы сложены пачками переслаивающихся серых и светло-серых от массивных до слоистых доломитов, доломитизированных известняков и известняков с трилобитами суммарной мощности 50—75 м.

Верхнекембрийские образования начинаются с горизонта обломочных брекчиевидных известняков, отражающих, вероятно, эпоху предверхнекембрийского размыва. Выше располагаются темно-серые до розовато-серых массивные и слоистые известняки и доломиты с редкими прослоями углистых, углисто-известковистых, углисто-глинистых сланцев и известковистых алевролитов суммарной мощностью 200—250 м. В толще имеется несколько межпластовых слоев диабазов и диабазовых порфиритов, однако некоторые исследователи предполагают их силловую природу.

Нижнеордовикские отложения согласно (?) наращивают разрез верхнекембрийских и представлены серыми плитчатыми и микрослоистыми до темно-серых битуминозными окремненными доломитами и известняками с трилобитами тремадокского яруса (не более 100 м), сменяющимися подобными же породами, но уже переслаивающимися с пачками темных до черных углисто-глинистых сланцев, прослоев и линз черных кремней и битуминозных известняков с трилобитами аренигского яруса (около 200 м). Мощность отложений нижнего ордовика не более 300 м.

Средний ордовик фаунистически не охарактеризован. Условно к нему можно отнести толщу переслаивающихся песчаников, алевролитов и сланцев, слагающих ряд тектонических блоков.

Верхний ордовик намечается только в долинах р. Ойтала и Акбуры (у к. Бидана), где они представлены неравномерно переслаивающимися мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми породами, глинисто-кремнистыми сланцами с прослойками и линзами битуминозных известняков (до 150 м).

ТУРКЕСТАНСКИЙ ХРЕБТ

Кембрийские отложения обнажаются в осевой части Туркестанского хребта, в зоне, протягивающейся от гор Чумкуртау на западе до бассейна р. Арглы на востоке и в предгорьях хребта в зоне, прослеживающейся от угольного месторождения Сулюкта на западе до угольного месторождения Шураб на востоке. В тектоническом отношении южная полоса выходов пород нижнего палеозоя располагается в пределах узкого Каратау-Сурметашского грабен-синклинория, ограниченного с севера Ауминза-Сурметашским, а с юга Актау-Туркестанским глубинными разломами (Ахмеджанов, Борисов, Фузайлов, 1967; Якубов, Ахмеджанов, Борисов, 1976). Северная полоса выходов располагается в зоне Южно-Ферганского краевого глубинного разлома.

В пределах южной полосы наиболее крупные обнажения нижнего палеозоя известны в бассейне р. Арглы, а западнее — в бассейнах р. Кусавли и Алтыкола и в горах Чумкуртау. В северной полосе отложения слагают несколько тектонических блоков в пределах двух районов — Сулюктинского и Шодымир-Мадыгенского.

Бассейн р. Арглы. Впервые кембрийская фауна на северном склоне Туркестанского хребта найдена Д. И. Мушкетовым в 1925 г. и А. П. Марковским в 1928 г. По данным А. П. Марковского (1928), наиболее представительный и фаунистически охарактеризованный разрез кембрия обнажается в долине р. Рабута (правый приток р. Арглы), где нижняя часть ее сложена темно-бурыми глинистыми сланцами и филлитами с тонкими прослоями и линзами темного известняка с археоциатами нижнего кембрия, а верхняя — темно-серыми известняками, переслаивающимися со сланцами. В известняках найдены многочисленные органические остатки (трилобиты, брахиоподы, гастроподы) среднего кембрия. Общую мощность кембрия А. П. Марковский (1928) определил в пределах 750—800 м. Он предполагал возможность нахождения и верхнекембрийских отложений.

В 1948—1949 гг. Т. Я. Бронштейн, З. В. Сидоренко и П. П. Буянов подразделили толщу на три свиты: серицитизированные сланцы условно нижнекембрийского возраста, сланцы нижнего кембрия и известняки среднего кембрия суммарной мощностью более 3000 м. Нижняя свита названа ими «филлитовой», указано на ее сходство с породами верхнего палеозоя.

В 1950—1960 гг. кембрийские отложения Туркестанского хребта (бассейн р. Арглы, Алтыкола, Кусавли, Кызыл-Мазара и перевал Кумбель) при геологосъемочных работах описаны М. М. Посоховой, А. Н. Голиковым, Д. А. Старшининым и др. Сборы органических остатков А. П. Марковского были дополнены новыми находками кембрийских органических остатков, увеличена площадь распространения за счет находок новых выходов и мощность отложений (до 3000 м).

Специальное изучение состава, мощности и условий образования кембрийских отложений проведено Б. В. Ясковичем (1960, 1965, 1968б), Т. И. Хайруллиной (1961, 1962, 1964, 1968, 1970), В. С. Лукьяновым и др. (1974). Кембрийские отложения центральной и западной частей Туркестанского хребта они расчленили на алтыкольскую с двумя подсвитами и рабутскую с тремя. Нижняя подсвита по возрасту соответствует алданскому ярусу нижнего кембрия, обнажается в долине р. Арглы и сложена темными аргиллитовыми сланцами, известняками и доломитами (525 м). Характерны три маркирующих горизонта: пласт песчанистого известняка с остатками, напоминающими хиолиты, пачка глинистых сланцев, содержащих многочисленные округлые конкрециевидные кальцитовые стяжения, окремненный известняк с многочисленными остатками археоциат и водорослей (770 м). Верхняя подсвита отнесена к ленскому ярусу нижнего кембрия и представлена сланцами, алевролитами, песчаниками и известняками (1200 м). В прослое серовато-желтых известняков М. М. Посохова обнаружила трилобиты нижнего кембрия.

Отложения рабутской свиты по литологическому составу подразделены на три подсвиты: нижнюю преимущественно сланцевую, среднюю с преобладанием известняков и верхнюю песчано-сланцевую. Нижняя сложена переслаивающимися аргиллитовыми сланцами, алевролитами, песчаниками и известняками, а средняя — рассланцованными известняками, переслаивающимися с песчаниками и алевролитами. На основании сборов органических остатков в этих подсвитах возраст их определен как майский ярус среднего кембрия. Верхняя подсвита (верхний кембрий) сложена сланцами, песчаниками, песчанистыми известняками с конгломератами в основании. Общая мощность рабутской свиты — 1900 м.

Б. В. Яскович (1960, 1965, 1968б) изучал разрезы рабутской свиты

в долине р. Арглы, где обнаружил несогласное залегание майского яруса на нижнем кембрии и верхнего кембрия рабутской свиты на майском ярусе. Общая мощность кембрийских отложений определена им в 6000 м.

Позже объем и возраст алтыкольской свиты были значительно уточнены (Хайруллина, 1962; Пулатов и Хайруллина, 1968; Журавлева и др., 1970; Лукьянов и др., 1974). Мощность «сократилась» до 800 м, а возраст по переопределению археоциат (И. Т. Журавлева и В. С. Лукьянов), трилобитов (Т. И. Хайруллина) и водорослей (В. А. Лучинина) отнесен к верхам алданского—ленскому ярусу нижнего кембрия.

Другой точки зрения на характер кембрийских отложений, их мощность и площадь распространения придерживались М. М. Кухтиков и И. Н. Черенков (1960, 1963). Органические остатки среднекаменноугольного возраста, обнаруженные ими в долине р. Арглы (бассейны р. Рабута, Шоган-Обурдона, Хишраута) и в бассейне р. Алтыкола, находки девонской микрофауны в районе перевала Кумбель в среднекембрийских (майский ярус) отложениях заставили пересмотреть мощность и площади распространения кембрия. М. М. Кухтиков (1968), отмечая находки среднекаменноугольной микрофауны, а также структурные условия залегания кембрийских отложений, считал, что среди осадков, относимых к кембрию, широко распространены породы верхнего палеозоя и, следовательно, мощность кембрийских образований относительно небольшая, до нескольких сотен метров.

Необходимо отметить, что еще в 1958—1960 гг. М. М. Посохова, А. Н. Голикова, Д. А. Старшинин среди пород кембрия находили органические остатки ордовика и силура, что поставило под сомнение непрерывность и большую мощность кембрийских отложений в пределах всей южной полосы их выходов.

Проведенное нами в 1968—1973 гг. структурно-стратиграфическое изучение кембрийских образований бассейна р. Арглы позволило выяснить строение района и уточнить объем отложений кембрия (Абдуллаев, Ахмеджанов, Борисов, 1973; Абдуллаев и др., 1977). В основу взят разрез по левобережью р. Рабута (правый приток р. Арглы), который считался эталонным для всего Южного Тянь-Шаня. Разрез начат от устья, где с севера на юг обнажаются (рис. 7, 8) следующие породы (снизу вверх):

сланцы слюдистые, тонкослоистые, серые, темно-серые и серебристо-серые с аз. пад. 180° , $\angle 70-80^\circ$ (50 м),

переслаивающиеся тонкослоистые и филлитовидные хлорито-серицитовые сланцы, серебристо-серые, темно-серые до черных (50 м); органические остатки в этих отложениях не обнаружены, но положение ниже пород кембрия позволяет условно считать их докембрийскими (вендскими),

буровато-серые с поверхности, темные до черных в свежем сколе, тонкослоистые, листоватые известкисто-слюдисто-глинистые сланцы с прослоями мелкозернистого темно-серого известняка с аз. пад. 180° , $\angle 70-80^\circ$ (40 м),

черные рассланцованные, гладкие с поверхности глинистые сланцы с редкими прослоями известняков (10 м),

темно-серые, серебристо-серые, тонкослоистые, глинисто-слюдистые сланцы, чередующиеся с прослоями тонкослоистых, темных, темно-серых известняков (50 м); известняки преобладают в основном в средней части пачки, где А. П. Марковский (1928) впервые обнаружил археоциаты из семейства *Archaeocyathidae*. В 60-х годах в этой точке

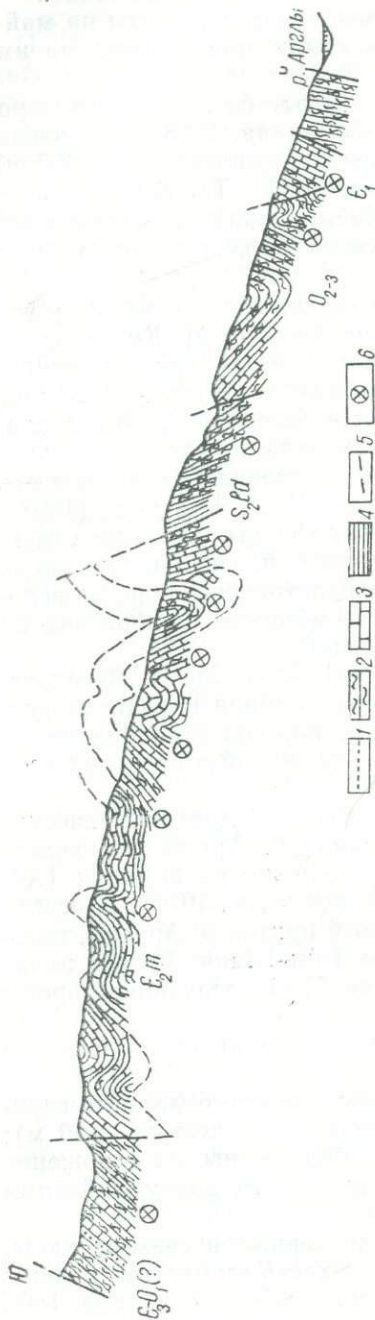


Рис. 7. Схематический разрез отложений на левом борту сая Рабута (Туркестанский хребет, бассейн р. Аралы)
1—песчаники, 2—сланцы, 3—известняки, 4—алеваэлиты, аргиллиты, 5—разлом, 6—места сбора флунд.

Б. В. Яскович, Д. А. Старшинин и др. собрали небольшой комплекс археоциат *Coscinocyathus turkestanensis* К о п., *Coscinocyathus* sp., характеризующий, по заключению А. Г. Вологодина и К. Р. Конюшкова, раннекембрийский возраст вмещающих пород, зона разлома, представленная

ографиченными дроблеными сланцами и известняками с жилами ожеженного молочно-белого кварца (5 м); темно-серые, серые и серебристо-серые тонкослоистые слюдистые сланцы с разрушенными зернами пирита на поверхности, с тонкими и редкими прослоями известняка, аз. пад. 180° , $\angle 80^\circ$, в которых И. А. Пяновская собрала разрозненные членики стеблей *Pentagonopentagonalis* cf. *tenuita* Yelt. et Stuk., *Pen. proximis* Yelt., характерные, по заключению Р. С. Елтышевой, для среднего — верхнего ордовика Сибирской платформы (100 м);

те же сланцы, но с аз. пад. 340° , $\angle 40^\circ$ (синклиальная складка); на южном крыле складки находится горизонт с буроватыми, внутри темно-серыми кальцитовыми конкрециями (2 м), строение их игольчатое, лучистое и внешне они напоминают водоросли, размеры конкреций от 0,15 до 0,3 м в диаметре, ниже залегает пласт слоистого темно-серого известняка (2 м);

зона (5—10 м), включающая милонитизированные сланцы и известняки с жилами белого кварца;

светло-серые и темно-серые филлитовидные глинистые сланцы с аз. пад. 360° , $\angle 30^\circ$ (20 м);

темно-серые и черные мелкозернистые известняки с многочисленными прожилками каль-

цита, из которых нами собраны криноиды *Crotalocrinites* aff. *conoforme* Bouška, *Pentagonocyclicus* cf. *acutus* Millicina, *Pentacyclius subligatus*; по заключению Р. С. Елтышевой, характеризующие позднесилурийский (лудловский) возраст вмещающих пород (0,5—1 м);

светло-серые, тонкослоистые глинистые сланцы (30 м);

кремнистые и углисто-кремнистые тонкослоистые сланцы с тонкими прослоями черных кремнистых пород (10 м);

чередующиеся желтоватые, буровато-серые, тонколистоватые глинистые и темно-серые глинисто-серцитовые сланцы с аз. пад. 360° , $\angle 70^\circ$ (100 м);

зона, сложенная раздробленными до брекчий глинистыми сланцами с жилами молочно-белого кварца мощностью до 0,5 м (2 м).

Толща сланцев мощностью 160—200 м данного тектонического блока отнесена к верхнему силуру на основании находок комплекса криноидей.

В строении более северного блока принимают участие следующие породы: тонкослоистые темно-серые, серебристо-серые, буроватые глинистые сланцы с шероховатой поверхностью с тонкими прослоями (до 20—30 см) мелкозернистого серого песчаника и серого известняка с аз. пад. 30° , $\angle 80^\circ$ (50 м);

черные тонкоплитчатые мелкокристаллические известняки с включением шарообразных, конкрециевидных тел известняков (10 м);

переслаивающиеся черные тонкоплитчатые тонкозернистые известняки с тонкослоистыми темно-серыми и буровато-серыми известковистыми и глинистыми сланцами с аз. пад. 20° , $\angle 70^\circ$ (50 м); в известняках Т. И. Хайруллина и мы обнаружили трилобиты *Hypagnostus mirandus* Hajg., *Anomocarinini* sp., характерные для майского яруса среднего кембрия; впервые среднекембрийские (майский ярус) трилобиты в этом разрезе были обнаружены А. П. Марковским (1928), они представлены следующими видами: *Dorypyge richthofeni* Dam., *Agnostus fallax* Lings var. *laivuensis* Log., *Agnostus parvifrons* Lings, *Anomocarella* sp., *Ptychoparia* sp., *Micromitra* sp., *Acrotetra* cf. *shantungensis* Walc. (опр. Е. В. Лермонтовой);

черные тонкоплитчатые известняки с прослоями темно-серых и буроватых глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников (20 м);

давленные известняковые конгломераты со слабоокатанной галькой известняков с прослоями глинистых и известковистых сланцев с трилобитами плохой сохранности (25 м);

переслаивающиеся темно-серые и черные тонкоплитчатые известняки с тонкослоистыми темно-серыми глинистыми сланцами (100 м); в известняках Т. И. Хайруллиной собраны и определены трилобиты *Hypagnostus mirandus* Hajg., *Hypagnostus brevifrons* (Angelin), *Linguagnostus kjerulii* (Brog), *Dorypyge richthofeniformis* Lerm., далее разрез повторяется: известняково-сланцевые образования смяты в серию синклинальных и антиклинальных складок и вследствие этого

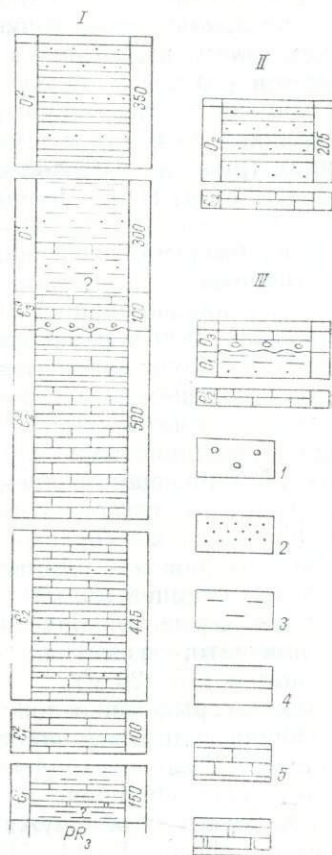


Рис. 8. Стратиграфические колонки отложений кембрия и ордовика Туркестанского хребта:

I—бассейны рек Артыкола, Арглы, Зааминсу, II—Сулюкта, III—ур. Мадыген (сай Шакуш);

1—конгломераты, 2—песчаники, 3—углисто-глинистые, углисто-кремнистые сланцы, 4—сланцы, 5—известняки, 6—доломиты.

слагают полосу до 500—800 м при истинной мощности 260—280 м; чередующиеся пласты темных известняков с темно-серыми и серыми глинистыми сланцами; в известняках, по данным Т. И. Хайруллиной, большой комплекс трилобитов *Linguagnostus tricuspis* Lerm., *Linguagnostus kjerulfi* (Brog.), *Ptychagnostus aculeatus* Angel., *Hypagnostus brevifrons* (Angel.) и др. (100 м);

переслаивающиеся тонкослоистые, бурые с поверхности и темные в свежем изломе известняки с филлитовидными темно-серыми глинистыми сланцами (30 м);

тонкоплитчатые, бурые с поверхности мелкокристаллические известняки с редкими и тонкими прослоями глинистых сланцев; в известняках трилобиты плохой сохранности *Prochedinia* sp., *Peronopsis* (?) sp. indet. (опр. Н. Е. Чернышевой); известняки слагают ряд складок протяженностью около 500—600 м (80—100 м);

зона разлома, представленная раздробленными и ографиченными известняками и сланцами с серией кварцевых жил (2—3 м).

Известняково-сланцевые породы описанного блока суммарной мощностью 480—500 м на основании находок фауны трилобитов отнесены к майскому ярусу среднего кембрия.

В следующем блоке отмечены:

тонкоплитчатые темные известняки, переслаивающиеся с рассланцованными глинистыми сланцами (5—10 м),

переслаивающиеся тонкоплитчатые серые и бурые известняки и мелкогалечные известняковые конгломераты, в которых обнаружены трилобиты майского яруса (30 м),

мелкозернистые плитчатые темно-серые известняки с прослоями глинистых сланцев (30 м),

темно-серые тонколистоватые глинистые сланцы с прослоями черного плитчатого известняка и конгломератов с плохо окатанной галькой карбонатов (15—20 м),

темно-серые тонкослоистые алевролитовые сланцы (10—15 м).

Общая видимая мощность отложений 90—100 м, а возраст условно принимается как верхний кембрий — нижний ордовик. В соседнем к востоку сae Обурдон в подобных отложениях Б. В. Яскович и Т. И. Хайруллина обнаружили трилобиты верхнего кембрия *Hemagnostus* ex gr. *obesus* Belt., *Hemagnostus asiaticus* Hajr., *Olentella* sp., *Onchonotellus oburdonicus* Hajr., *Prochuangia minuscula* Hajr.

В 1974—1975 гг. Р. Н. Абдуллаев и О. М. Борисов составили разрез по левобережью р. Заготсая (правый приток р. Арглы) в 6—8 км западнее р. Рабута. К югу от долины р. Арглы обнажаются (снизу вверх)

серые, темно-серые, серебристо-серые тонколистоватые глинистые и глинисто-серицитовые сланцы с аз. пад. 140° , $\angle 60^\circ$ (100—120 м), в бассейне р. Рабута в них собрана органика верхнего силура (лудловский ярус);

зона разлома, сложенная брекчированными сланцами и известняками, пронизанными жилами кварца (1—2 м);

чередующиеся темно-серые тонколистоватые глинистые и глинисто-серицитовые сланцы с тонкоплитчатыми темно-серыми, черными мелкокристаллическими известняками с аз. пад. 170° , $\angle 50^\circ$ (30 м);

черные тонкоплитчатые мелкокристаллические известняки с мало-мощными прослоями тонкослоистых темно-серых сланцев с зернами пирита на поверхности (15 м);

бурые с поверхности, черные при расколе тонкоплитчатые, мелко-

кристаллические известняки с редкими прослоями глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников (50 м);

темные и темно-серые тонкослоистые глинистые сланцы с прослоями буроватых известняков с аз. пад. 180° , $\angle 50^\circ$ (70 м);

бурые с поверхности, черные в свежем сколе глинисто-известковистые сланцы (40 м);

темно-серые и черные тонкоплитчатые мелкокристаллические, бурые с поверхности известняки с прослоями глинистых сланцев, песчаников и гравелитов в верхах пачки. В известняках собраны трилобиты плохой сохранности (70—80 м).

Известняки этой пачки слагают ядерную часть антиклинальной складки и к югу обнажаются следующие отложения южного крыла:

темно-серые тонкослоистые глинистые сланцы с тонкими и редкими прослоями плитчатых черных известняков (50 м);

черные тонкоплитчатые, бурые с поверхности мелкокристаллические известняки с редкими прослоями сланцев и мелкозернистого черного известняка (0,5 м) с трилобитами (40 м);

переслаивающиеся черные плитчатые известняки с тонкослоистыми глинистыми сланцами и мелкозернистыми песчаниками с прослоями (20—40 см) мелко- и среднезернистых черных органогенных известняков с большим количеством остатков трилобитов (40 м);

темно-серые и черные тонкоплитчатые известняки с горизонтами бурых с поверхности мелкозернистых известковистых песчаников с прослоями темного мелкозернистого известняка с трилобитами плохой сохранности (25 м). Собранный комплекс трилобитов в этой части разреза позволяет определить возраст отложений как майский ярус среднего кембрия, а видимая мощность их не превышает 300—350 м.

Далее по разрезу обнажается пачка отложений верхнего кембрия. Она имеет южное падение под углом 40 — 60° . С юга по разлому контактирует с породами нижнего силура.

По простиранию и падению пласты среднего кембрия совпадают с верхним кембрием, но отмечено небольшое их срезание базальным горизонтом, что позволяет указать на размыв (перерыв в осадко-накоплении).

В строении разреза принимают участие следующие породы (снизу вверх):

светло-серые плотные конгломераты и конгломерато-брекчии с различно ориентированными угловатыми и плохоокатанными обломками (от 8 см и менее) палево-светлых известняков, реже сланцев, цемент базальный глинисто-карбонатный (1—3 м);

темно-серые плотные массивные песчаные известняки с угловатыми сплюснутыми гальками светлых и серых полосчатых известняков (8—12 м);

черные до темно-серых плотные афанитовые и буроватые с поверхности мелкозернистые известняки с прослойками глинистых сланцев; в прослоях известняков обнаружены беззамковые брахиоподы *Lingulella* sp., *Apsotrete* sp., *Acrothele* sp., *Paterina* sp. и сегменты *Hyolithellus* sp., по заключению С. П. Коневой, определявшей этот комплекс, характерные для верхнего кембрия (30 м);

серые плитчатые глинистые сланцы (30 м);

буровато-серые известковисто-глинистые сланцы (15 м);

серые глинистые сланцы (1 м);

темно-серые афанитовые и мелкозернистые плитчатые кварц-содержащие известняки (3 м);

серая с буроватым оттенком конгломерато-брекчия (хаотично раз-

бросанные обломки известняков в известняково-глинистой массе) мощностью 4 м;

темные, бурые с поверхности афанитовые до среднезернистых известняков с горизонтальной слоистостью (6 м);

серые известково-глинистые сланцы с многочисленной неравномерно распределенной галькой светлых и темных известняков (4 м);

буровато-серая конгломерато-брекчия (обломки известняков в песчано-известковистом цементе) с прослоями серых слоистых афанитовых и мелкозернистых известковистых песчаников с трилобитами (12 м);

разлом, выраженный сланцевой брекчией и окварцеванием с падением $60-70^\circ$ на юг (3 м).

Мощность отложений верхнего кембрия по Заготсаю — не более 110 м.

К северу от долины р. Арглы (в 1,5 км к западу от устья Каравай-сая) обнажаются (снизу вверх) следующие породы:

серые, темно-серые, черные тонкослоистые глинистые сланцы с прослоями (5—10 см) черных тонкоплитчатых известняков с аз. пад. 20° , $\angle 30^\circ$ (10 м);

серые, слегка желтоватые тонкослоистые рассланцованные глинистые сланцы с прослоями серого мелкозернистого песчаника с аз. пад. 360° , $\angle 30^\circ$ (20 м);

черные тонкоплитчатые доломитизированные известняки с прослоями бурых рассланцованных мелкозернистых известковистых песчаников (40 м);

черные и темно-серые тонкослоистые глинистые сланцы, переслаивающиеся с прослоями (10—40 м) черных плитчатых известняков и известковистых песчаников с аз. пад. 360° , $\angle 20^\circ$, содержащие криноиды *Crotalocrinites aff. conoforme* В о u s k a, *Pentacyclis subligatus*, характерные, по заключению Р. С. Елтышевой, для лудловского яруса верхнего силура (30 м);

серые, темно-серые, черные тонкослоистые глинистые сланцы с шероховатой поверхностью с аз. пад. 10° , $\angle 30^\circ$ (70 м);

темно-серые тонкоплитчатые доломитизированные известняки и черные тонкослоистые мелкозернистые песчаники (20 м);

переслаивающиеся буроватые, мелко- и среднезернистые песчаники (от 2—3 до 20—30 см) и тонкослоистые темно-серые буроватые глинистые сланцы, от 0,5 до 1—2 см (20 м);

темные, местами черные тонкослоистые углисто-глинистые сланцы с разрушенными зернами пирита на поверхности, имеющие редкие прослойки мелкозернистых песчаников и темно-серых с поверхности буроватых глинистых сланцев с аз. пад. 360° , $\angle 20^\circ$ (50 м);

выше по разрезу породы имеют аз. пад. 340° , и угол 60° и превращены в труху, видимо, здесь проходит разлом;

черные мажущие известняки с аз. пад. 340° , $\angle 60^\circ$ с тонкими прослоями и линзами темно-серого мелкозернистого песчаника (50—60 м), в котором довольно обильны овальные и полусферические конкреционные включения с радиально-лучистым строением. И. А. Пяновская (1974) предполагает их водорослевый генезис, отнеся их к проблематичным образованиям типа *Newlandia*;

серые и темно-серые тонкослоистые глинистые сланцы с аз. пад. 20° , $\angle 40^\circ$ с шероховатой поверхностью с редкими прослоями мелкозернистого песчаника (55 м);

черные тонкоплитчатые комковатые мажущие известняки с прослоями тонкослоистых глинистых сланцев (10 м);

буроватые тонкослоистые глинистые сланцы (аз. пад. 30° , $\angle 30^\circ$) и мелкозернистые песчаники с прослоями черных углистых сланцев и черных кремнистых известняков, мощность варьирует от 5—10 до 30—40 м; породы этой пачки рассланцованы и превращены в труху. Среди этой массы встречаются разбросанные «бомбы» от мелких до 30—50 см в диаметре, сложенные с поверхности тонким слоем серого песчаника или буроватого глинистого сланца, центральная часть состоит из кальцита, а в некоторых образцах — из черной углистой массы.

Общая мощность верхнесилурийских отложений составляет 350—400 м. Выше по разрезу следуют:

серые, темно-серые тонкослоистые глинистые сланцы с неровной шероховатой поверхностью с аз. пад. 350° , $\angle 30^\circ$ (150—160 м);

черные кремнистые известняки с черным мажущим налетом и с многочисленными остатками археоциат и водорослей, в которых Б. В., Яскович, Т. И. Хайруллина и многие другие обнаружили *Annulofungia aff. taylori* Кг., *Annulofungia* sp., *Coscinozathus* sp., *Membranopasathus aff. gerinae* Ros., характерные, по заключению А. Г. Володина, А. Г. Поспелова и И. С. Журавлевой, для нижнего кембрия (15—20 м);

массивный горизонт конгло-брекчий бурой окраски, где обломки вытянуты и сложены в основном известняками, сланцами и мелкозернистыми песчаниками (10 м);

серые и темно-серые тонкослоистые и тонкоплитчатые глинистые и глинисто-сланцевые сланцы, на правом борту р. Каравайская они слагают синклиналию складку (северное крыло имеет аз. пад. 180° , $\angle 30^\circ$), мощность сланцев — 250—300 м, условно они относятся к докембрию.

Такая же последовательность отложений силура, докембрия и нижнего кембрия с комплексом силурийских криноидей, горизонтом с «бомбами» кальцита и горизонтом черных мажущих известняков с археоциатами установлена в 3 км восточнее устья Каравайской.

Следовательно, в бассейне р. Арглы не имеется единого непрерывного разреза кембрия. Здесь широко развиты докембрийские, кембрийские, ордовикские, силурийские и даже ниже-среднекарбонные породы, сложенные в систему чешуй и блоков.

К нижнему кембрию на левобережье р. Арглы (междуречье Каравайская с р. Арглы) относятся темно-серые до черных кремнистые известняки со скоплениями пиролузита и многочисленными остатками археоциат, водорослей и спикул губок (10 м) и перекрывающие их темно-серые глинистые сланцы с вкрапленностью пирита (40 м). Каравайский комплекс фауны соответствует камешковскому горизонту (верхи алданского яруса) нижнего кембрия Саяно-Алтайской области (Лукьянов и др., 1974).

Более верхние горизонты обнажаются в районе пер. Кырк-Казык (верховье р. Арглы), который слагается следующими породами (Лукьянов и др., 1974) снизу вверх:

темно-серые, черные, реже буровато-серые листоватые известковистые аргиллитовые сланцы (80 м);

линзы темно-серого тонкокристаллического известняка протяженностью до 1 м с водорослями и одиночными археоциатами (0,5—1 м);

темно-серые листоватые аргиллитовые сланцы (4 м);

линзы темно-серого комковатого водорослевого известняка протяженностью до 7 м с одиночными кубками археоциат (2 м);

темно-серые листоватые известковистые аргиллитовые сланцы (20 м);

линза (0,4×0,8 м) светло-серого мелкокристаллического водорослевого известняка (0,4 м);

буровато-серые известковистые аргиллитовые сланцы с линзами темно-серого органогенного известняка (95 м);

черные слоистые известняки (0,8 м).

Мощность отложений 200 м.

Совместно с богатым комплексом археоциат и водорослей встречаются разрозненные спикулы губок *Protospongia*, *Chancelloria*, неопределимые обломки панцирей трилобитов, раковины брахиопод, хиолиты, которые в целом отвечают низам санаштыкгольского горизонта (низы ленского яруса) Саяно-Алтайской области.

В бассейне Каравайская обнажается серия чешуй с повторяющимися разрезами. К нижнему кембрию здесь необходимо отнести пока лишь пачку (250 м) черных известковистых аргиллитовых сланцев, среди которых в тонких прослоях известняков В. С. Лукьянов и др. (1974) собрали редкие трилобиты *Protolenus* sp., *Lermontovia* sp., многочисленные *Altikolia* cf. *posochovae* Hajg., которые соответствуют низам верхнего санаштыкгольского горизонта Саяно-Алтайской области.

Следовательно, мощность нижнего кембрия не более 500 м, а по возрасту породы соответствуют самым верхам алданского яруса и ленскому ярусу (самые верхи также отсутствуют) нижнего кембрия.

Многочисленное чередование разновозрастных и разнообразных по составу тектонических пластин и перевернутых разрезов свидетельствует об интенсивно проявившихся тектонических дислокациях среднекарбонного возраста.

Бассейн р. Кусавли. От ботанической станции в бассейне сая Кусавли на западе до р. Алтыкола на востоке располагается ряд широтно вытянутых линзовидных блоков, сложенных преимущественно терригенными образованиями с редкими прослоями и линзами известняков. Только в среднем течении р. Кусавли возвышается скалистая гряда известняков и сланцев: в первых имеются обломки трилобитов раннего кембрия и прослойки водорослевых известняков, а в сланцах весьма характерны проблематические отпечатки и водоросли.

Ими слагается южное крыло антиклинали, осложненное простыми открытыми складками. В северной части он граничит с небольшим тектоническим «утесом» известняков нижнего девона. Здесь же эти известняки и отложения ядерной части складки трансгрессивно и с большим угловым несогласием перекрыты конгломератами и песчаниками среднего карбона (верхнемосковский подъярус).

В ядре антиклинали располагается пачка метаморфизованных пород. Нижняя часть (100 м) сложена темными биотитовыми сланцами с прослоями серых полосчатых известковистых сланцев. Выше располагается горизонт монотонных светлых кварцево-мусковитовых сланцев (200 м), который завершается зелеными полосчатыми и нередко плейчатými хлорито-альбитовыми и хлорито-серицито-кварцевыми сланцами (5—10 м). Данная пачка пород по составу и степени метаморфизма сходна с отложениями рифея Северного Нуратау и выделена «в кусавлинскую» свиту (Абдуллаев, Ахмеджанов, Борисов, 1972). Выше отложения уже почти не метаморфизованы и контакты их с породами кусавлинской свиты тектонические. Снизу вверх обнажаются следующие породы:

зеленовато-серые полосчатые глинисто-слюдистые сланцы и алев-

ролиты с тонкими прослойками серых пелитоморфных известняков (10 м);

серые до черных хлорито-серицитовые и глинистые сланцы с уплотненной рассеянной галькой светлых известняков, темных кварцитов и бурых песчаников (5 м);

хлорито-серицитовые сланцы с прослоями глинисто-кварцевых и кварцево-сланцевых песчаников (20 м);

черные, темно-серые, зеленовато-серые слюдисто-глинистые сланцы с тонкими прослойками серых мелкозернистых кварцево-сланцевых песчаников с тонкими прослоями глинистых известняков с водорослями, следами ходов червей и возможными отпечатками организмов (10 м);

хлорито-серицитовые и известковистые сланцы с редкими прослойками серых песчаников (20 м);

черные тонкоплитчатые известняки с редкими обломками и валунами (0,3—0,1 м) серых и темно-серых известняков (10 м);

бурые плитчатые афанитовые известняки, местами водорослевые, с тонкими прослойками серицитовых сланцев с редкими остатками трилобитов ленского яруса нижнего кембрия (40 м);

переслаивающиеся известковистые алевролиты, слюдистые сланцы и известняки, имеются линзы темных пелитоморфных известняков (20 м);

темно-серые тонкослонистые полосчатые известняки с тонкими прослойками слюдистых и известковистых сланцев (60 м).

Для нижнекембрийской толщи весьма характерно небольшое запрокидывание к югу ее верхней части, осложненность мелкими пологими и сжатыми складками и мелкой пloidчатостью. Имеются складки нагнетания и волочения, послойное проскальзывание, а также буднизированные слои.

Общая мощность отложений нижнего кембрия 100—160 м.

Бассейн р. Алтыкола и ур. Кызыл-Мазар. Нижнекембрийские (ленские) отложения бассейна р. Алтыкола одни исследователи считают коренными (А. П. Марковский, М. М. Посохова, Б. В. Яскович, Т. И. Хайруллина), другие — бескорневыми утесами среди отложений среднего карбона (М. М. Кухтиков, И. Н. Черенков).

Отложения нижнего кембрия слагают левый склон верховьев р. Алтыкола на протяжении около 4 км при ширине 200—400 м. Восточнее они проходят в бассейне р. Кусавли, где наиболее обнажены. С севера и юга они ограничены разломами, причем с юга граничат со сланцами силура, а с севера — с конгломерато-песчано-алевролитовой толщей верхнего палеозоя.

Впервые трилобиты нижнего кембрия в осыпях были собраны М. М. Посоховой, позднее Т. И. Хайруллина в горизонте слоистых плитчатых известняков (20—30 м) с характерной серо-желтой окраской обнаружила комплекс трилобитов *Altikolia posochovae* Hajg., *Lermontovia schachristanica* Hajg., *Lusatiops jaskovitchi* Hajg., *Peronopsis eoscutalis* и др., характерный для ленского яруса нижнего кембрия. Наиболее полный разрез по р. Алтыколу составлен Б. В. Ясковичем (1962, 1968), который отнес эти отложения к верхней подсвите (нижняя толща) алтыкольской свиты (770 м).

М. М. Кухтиков и И. Н. Черенков (1960) в породах алтыкольской свиты на левом борту р. Алтыкола в 3 км ниже устья сая Кумбель обнаружили фораминиферы нижнемосковского яруса, а в 0,6—0,7 км к северу от перевала Кумбель — фораминиферы верхнего девона — нижнего турне. По их мнению, отложения являются среднекаменно-

угольными, а фауна кембрия заключена в крупных бескорневых массивах.

Обследуя отложения бассейна р. Алтыкола, Р. Н. Абдуллаев, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов (1972) выявили в одном и том же тектоническом блоке две разновозрастные толщи — нижнекембрийскую и среднекарбовую (рис. 9). Нижнекембрийские породы обнажаются в эрозионных окнах среди верхней толщи, размеры которых колеблются от 30×100 до $150 \times 300-600$ м и располагаются в виде цепочек. В них в виде утесов выступают обычно темно-серые до пале-

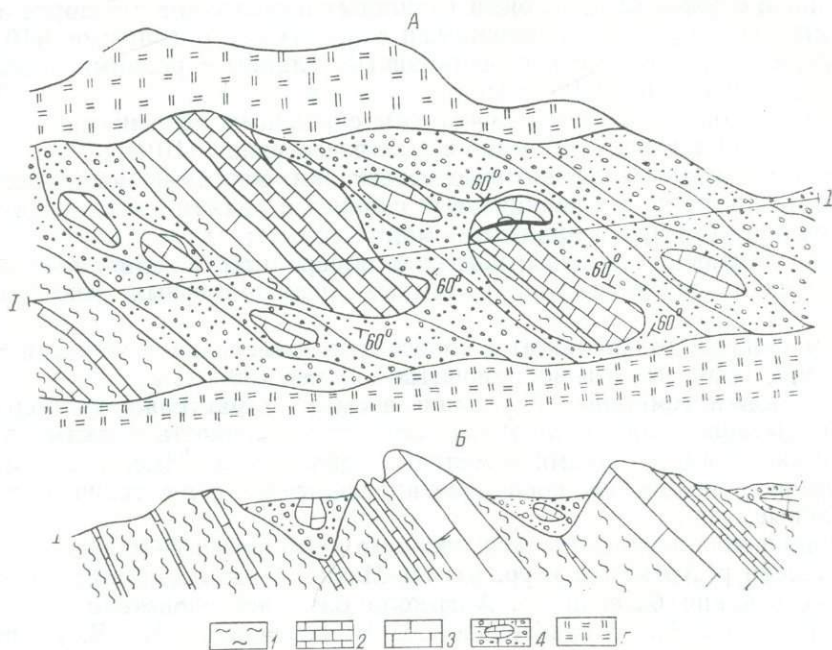


Рис. 9. Схематическая зарисовка экзотических утесов и глыб нижнего кембрия среди отложений среднего карбона в верховьях р. Алтыкола (левый склон):

А — в плане, Б — в разрезе; 1 — сланцы, 2 — тонкоплитчатые известняки, 3 — массивные известняки, 4 — глыбы известняков нижнего кембрия среди отложений среднего карбона, 5 — лесс.

вых плитчатые афанитово-микрозернистые известняки, пересланвающиеся с известковистыми алевролитами и аргиллитовыми сланцами. Между утесами залегают сланцы, эрозия которых создала столь изрезанный палеорельеф.

Верхняя толща представлена коричневато-серыми мелкозернистыми известковистыми полимиктовыми песчаниками, пересланвающимися темно-серыми алевролитами и аргиллитами, среди которых имеются разрозненные плитообразные глыбы темно-серых известняков кембрия, особенно вблизи экзотических скал. Размеры их колеблются от мелких осколков до $30-60$ см в диаметре. Более крупные редки. Падение слоев во все стороны от экзотических скал неравномерное: на север, восток и запад примерно $60-65^\circ$, а на юг — до 20° (местами до 80°), но только в узкой полосе. В целом же преобладает падение на север под углом $60-65^\circ$.

По литолого-структурным особенностям толща напоминает нижнемосковские отложения Мальгузарских и Туркестанских гор. В описы-

ваемом случае выступают ее нижние горизонты, по строению напоминающие «дикий флиш». Нижнемосковские фораминиферы собраны М. М. Кухтиковым и И. Н. Черенковым именно из данных горизонтов.

Вероятно, перед накоплением среднекарбонových пород нижнекембрийские отложения залежали почти горизонтально, с небольшим падением (до 5—10°) к северу. С севера на юг прослеживалась система ступенек шириной 10—40 м и высотой до 30—60 м. В связи с более быстрым размывом тонкослоистых известняков, известковистых алевролитов и слюдястых сланцев плотные массивные или слоистые известняки местами образовывали «козырьки», которые в современном разрезе выглядят как экзотические утесы. Обрушением этих «козырьков» объясняется наличие глыб и более крупных бескорневых утесов среди перекрывающих их среднекарбонových отложений.

Истинная мощность отложений нижнего кембрия из-за фрагментарности их выходов не ясна и, по-видимому, не превышает 120 м. Обнажающийся разрез выступает на левом борту долины р. Алтыкола, представлен снизу вверх следующими породами:

светлые слюдястые сланцы, переслаивающиеся со светло-серыми известняками (12 м);

слодястые сланцы и известковистые алевролиты (6 м);

слоистые серые и темно-серые известняки (15 м);

плитчатые палево-серые и желто-серые известняки с прослойками известковистых алевролитов и слюдястых сланцев с отпечатками водорослей (22 м);

серые слоистые известняки (18 м);

плитчатые желтовато-серые известняки с трилобитами и с тонкими прослойками серицитовых сланцев (15 м);

известковистые алевролиты, серицитовые сланцы и светло-серые известняки с линзами темных известняков (20 м);

тонкослоистые полосчатые серые известняки, местами с небольшими прослоями известковистых алевролитов и слюдястых сланцев (20 м).

В ур. Кызыл-Мазар обнажается горизонт палево-серых слоистых афанитово-микрозернистых известняков с трилобитами верхов ленского яруса, переслаивающихся с тонкозернистыми песчаниками и алевролитами. Наличие редких *Peronopsis* наряду с *Altikolia* и *Redlichia* дает возможность отнести отложения горизонта ко второй половине ленского яруса — обручевскому горизонту (Журавлева и др., 1970; Лукьянов и др., 1974).

Отложения майского яруса обнажаются в бассейне р. Алтыкола и в ур. Кызыл-Мазар. Они представлены в основном блоками среди силурийских отложений, сложенными темно-серыми кристаллическими известняками, переслаивающимися с алевролитами (не более 150 м). В известняках собран комплекс трилобитов верхов майского яруса («Геология СССР», т. XXIII, 1972).

В ур. Кызыл-Мазар (в 2,5 км юго-юго-восточнее лесхоза) на водораздельной гряде отмечено несогласное, трансгрессивное налегание базальных конгломератов верхнего кембрия на отложения майского яруса среднего кембрия. Поверхность размыва волнистая, с глубокими карманами. Конгломерат разногалеchnый, с обломками до 30 см в поперечнике, слабоотсортированный, сгруженность неравномерная. Цемент карбонатный. Обломки (до 90%) представлены в основном известняками с трилобитами майского яруса, реже — известковистыми алевролитами. Имеются линзовидные прослои (10—50 см) мелкозернистых известняков.

Конгломераты перекрываются серыми сланцами с прослоями темно-серых рассланцованных углистых аргиллитов и тонкозернистых известняков («Геология СССР», т. XXIII, 1972).

Чимкуртау. Отложения кембрия и ордовика известны вдоль северных склонов. Чимкуртау в полосе Полагмансай — Байкунгурсай — Кызылмазарсай — пер. Шахристан.

В горах Чимкуртау первые находки граптолитов ордовика были сделаны в 1950 г. М. М. Посоховой, а определение их проведено О. Н. Халецкой (1965). Впервые известняково-сланцевая толща выделена из состава нижнего силура в северо-восточной части гор в 1968 г. М. П. Пулатовым и И. Н. Элизовым, а в 1970 г. отнесена условно А. С. Шадчиевым к среднему кембрию. В районе перевалов Шахристан и Искадар в 1968—1970 гг. М. П. Пулатов и И. Н. Элизов выделили

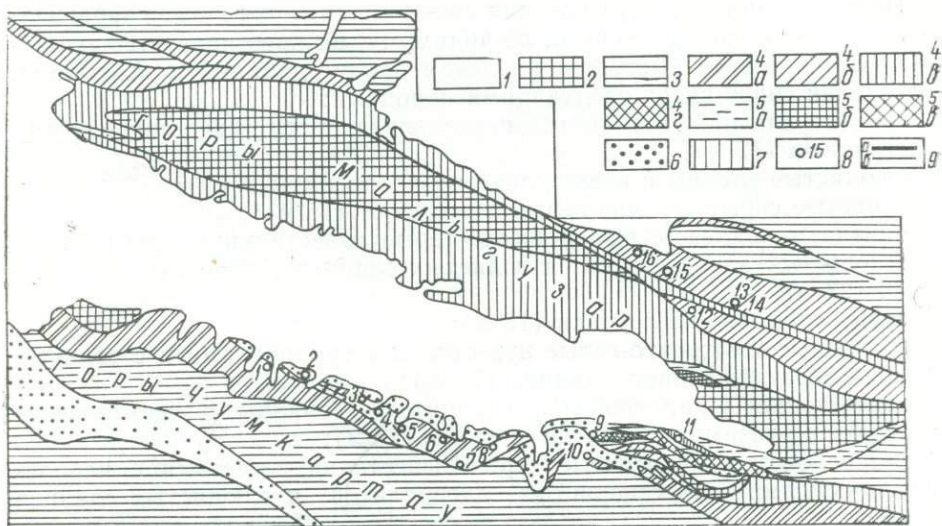


Рис. 10. Схематическая геологическая карта западной части Туркестанского хребта (по Б. В. Ясковичу, А. Н. Голикову, М. М. Посоховой и др., 1975 г., упрощено):

1—мезозойские и кайнозойские отложения; 2—легон-каменноугольные отложения; 3—силурийские отложения; 4—ордовикские отложения: а—тремадокский ярус, б—ранний-средний аренг, в—низы среднего аренга, г—верхи позднего аренга; 5—нижне- и среднекембрийские отложения: а—ленский ярус, б—амгинский ярус, в—майский ярус; 6—верхнекембрийские отложения; 7—нижнепалеозойские отложения (маржановульская свита); 8—опорные разрезы с органическими остатками и их номера (цифры на рис.); 9—границы: а—тектонические, б—стратиграфические.

искадаринскую свиту мощностью до 845 м условно алданского яруса нижнего кембрия. Они же указывают на наличие в бассейне р. Чандыра пачки (170 м) переслаивающихся темно-серых сланцев и известняков с трилобитами верхнего кембрия, которые с размывом залегают на породах майского яруса.

В 1970—1973 гг. в полосе саев от Полагмана до Байкунгура М. М. Посохова и А. Н. Голиков закартировали аналогичную по составу толщу с трилобитами верхнего кембрия (рис. 10). Здесь же в перекрывающей их кремнисто-углисто-сланцевой толще они обнаружили граптолиты тремадока.

На южном склоне Туркестанского хребта в процессе геологосъемочных работ геологи Таджикистана выделили линзовидные блоки, сложенные зеленовато-серыми алевролитами, глинистыми сланцами, полимиктовыми песчаниками с редкими прослоями известняков и туфов

кварцевых порфиров мощностью до 300—360 м. В них имеются граптолиты среднего — верхнего ордовика.

Верхнекембрийские отложения (рис. 11) выступают в среднем течении р. Байкунгура, составляя тектонический блок субмеридионального простирания протяжением до 6 км и шириной 1,5—2 км. В тектоническом отношении блок представляет моноклираль с падением слоев на запад под углом в 30—40°, осложненную небольшими простыми поперечными складками.

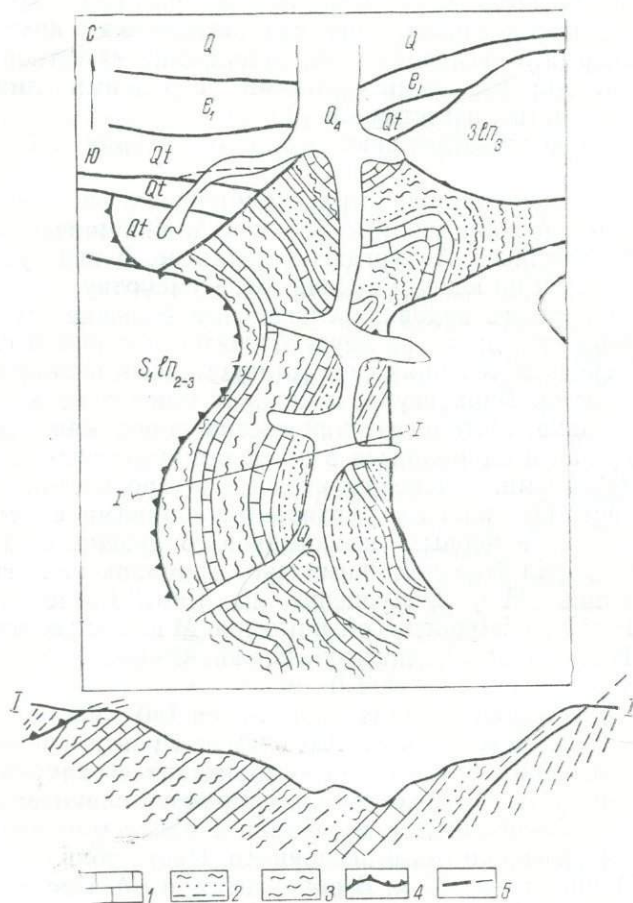


Рис. 11. Геологическое строение района развития отложений верхнего кембрия—нижнего ордовика в бассейне Байкунгурсая (Чумкуртау):

1—известняки, 2—переслаивающиеся песчаники, алевролиты, сланцы, 3—сланцы, 4—плоскость надвига, 5—разломы.

В нижней части видимого разреза верхнего кембрия наблюдается переслаивание серицито-глинистых сланцев и алевролитов с редкими линзочками и прослоями микрозернистых темно-серых известняков и доломитизированных известняков (10—20 м). Выше располагается горизонт (60—70 м) серых, от буровато-серых до черных плитчатых плотных глинистых и доломитизированных известняков, от пелитоморфных до мелкозернистых. Наблюдается горизонтальная и косая

слоистость. Известняки прослаиваются с известняково-глинистыми и глинисто-сланцевыми сланцами и алевролитами.

Т. И. Хайруллина в линзовидных прослоях (5—10 см) темных тонкозернистых битуминозных известняков собрала и определила трилобиты *Linguagnostus* ? sp., *Aagnostus* ? cf. *simplexiformis* *Rosova*, *Peronopsis* sp., *Pseudagnostus* cf. *rotundatus* *Lerm.*, *Hamagnostus obesus* (*Belt.*), *Proceratopyge* sp., *Prochuangia* ? sp., *Yupingia* sp., характерные для верхов среднего — низов верхнего кембрия, но скорее всего — низов верхнего кембрия. В 1974 г. Р. Н. Абдуллаев и О. М. Борисов обнаружили здесь *Acrotretidae* gen. et sp., indet., *Hyolithellus* sp.

Верхний горизонт сложен переслаивающимися кварцево-глинистыми аргиллитами и углеродисто-кремнистыми, известковисто-глинистыми и слюдисто-кремнистыми сланцами, с редкими линзовидными прослойками глинистых известняков (30 м).

Видимая мощность отложений верхнего кембрия в блоке — 100—130 м.

К западу от Байкунгурсая верхнекембрийские отложения составляют линзовидные и полосовидные блоки в Аллаисмансае, Наушексае, Тереклисае, Палагмансае, Аккургансае, Тагансае. В виде узкой полосы они протягиваются и на южном склоне гор. Чумкуртау.

Отложения нижнего ордовика слагают небольшие тектонические блоки, изолированные друг от друга блоками кембрия и силура. Они обнажаются в средних течениях саев Аллаисмана, Кокджара, Наушека, Терекли, Палагмана, Байкунгура, в нижнем течении саев Аккургана, Дангра, Карабулака. Литологический состав пород нижнего ордовика довольно выдержан и однообразен в пределах указанных саев. Породы сложены темно-серыми, зеленовато-серыми алевролитами, глинистыми сланцами, углисто-кремнистыми, углистыми сланцами с редкими прослоями песчаников и черных известняков. В прослоях алевролитов А. Н. Голиков собрал большой комплекс тремадокских граптолитов *Callograptus sinuis* *Mu*, *Dictyonema* cf. *flabelliforme intermedium* *Grantl et Prib.*, *Dictyonema* cf. *uniforme* *Mu*, *Dictyonema* cf. *scitulum* *Harr.*, *Dictyonema* aff. *murrayi* *Hall.*, *Clonograptus* sp., *Exraptograptus* aff. *vicunus* *Harr.* et *Thomas.*

Мощность отложений тремадокского яруса 150—300 м.

На водоразделе между саями Акташем и Кульсу в верховьях Зааминсу в тектоническом блоке среди кембрийских и силурийских образований, по данным М. М. Посоховой, обнажаются сланцеватые и плитчатые аргиллиты, алевролиты и песчаники с прослоями полимиктовых и известковистых алевролитов и песчаников. Цвет толщи шоколадно-желтоватый. Мощность — 350 м. В аргиллитах М. М. Посохова собрала граптолиты *Tetragraptus immaturus* *Hsü*, *Tetragraptus quadribrahiatus* *Hall.*, *Phyllograptus angustiformis* *Hall.*, *Didymograptus hirundo* *Salter* и другие, по заключению О. Н. Халецкой, определявшей этот комплекс, характерные для аренигского яруса нижнего ордовика.

В 1974 г. Р. Н. Абдуллаев и О. М. Борисов, через пер. Шахристан составили разрез, из которого видно три блока, сложенные разнотипными и разновозрастными отложениями.

Самый южный блок — песчаниково-сланцевый, представлен субширотной антиклинальной складкой, ядро которой прорезано р. Сидмахушикатом (левый приток р. Хушиката). Южное крыло падает под углом 40—60°, а северное — под углом 30—40° и дополнительно осложнено мелкими складками. Шарнир плавно погружается на запад под углом 30°.

В ядре антиклинали обнажаются черные, углисто-серицитовые сланцы с прослойками черных кварцитов, кварцевых песчаников и пепельно-серых известковистых песчаников. В нижней части они переслаиваются с плитчатыми серыми песчаниками и серицито-мусковитовыми сланцами. Выше по разрезу отмечено переслаивание пачек сланцев (20—60 м) с кварцевыми песчаниками (10—15 м). Пачки сланцев сложены светлыми блестящими плитчатыми до кровельных серицито-мусковитовыми сланцами, которые прослоены темными кварцитовидными песчаниками (3—5 см), а местами (1—3 м) серыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками. На плоскостях сланцев имеются отпечатки водорослей. Пачки сложены плитчатыми до массивных тонко- и мелкозернистыми кварцевыми песчаниками серого, темно-серого цвета, имеют тонкую горизонтальную слоистость и прослоены серицито-мусковитовыми сланцами. Суммарная мощность отложений блока около 700 м.

Возраст, вероятнее всего, лландовери-нижневенлокский, так как на южном крыле антиклинали она согласно перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего венлока.

Средний блок сложен переслаивающимися пачками песчаников и сланцев (искадаринская свита). С юга ограничен разломом, падающим на север под углом 70—80°. В зоне разлома шириной до 30 м располагаются крупные линзы деформированных сланцев и песчаников. С севера блок ограничен Северо-Туркестанским разломом, падение которого южное под углом 80—85°. Зона разлома (до 50 м) выражена буроватым милонитом. По нему блок надвинут на отложения северного блока и на расстоянии до 500 м от разлома эти отложения смяты в систему мелких складок, представленных многочисленными складками скольжения, поперечными складками, согласными зонами дробления, будинизированными слоями и т. д. Отложения блока смяты в синклинальную (на севере) и антиклинальную (на юге) складки.

Разрез отложений следующий (сверху вниз):

- темно-серые углисто-серицитовые сланцы с прослоями темно-серых мелкозернистых кварцевых песчаников (12 м);
- переслаивающиеся (60—80 м) серицитовые сланцы с серыми массивными кварцевыми песчаниками (12 м);
- светлые плитчатые серицитовые сланцы (10 м);
- темно-серые углисто-серицитовые сланцы с редкими прослоями серых мелкозернистых кварцевых песчаников (25 м);
- серые кровельные серицито-мусковитовые сланцы с прослоями массивных кварцевых песчаников (70 м);
- серые до темно-серых плитчато-кварцитовидные и кварцевые песчаники с редкими прослоями кремнисто-серицитовых (с хлоритом) сланцев и зеленовато-серых слюдисто-кварцевых песчаников (20 м);
- светло-серые, плитчатые, кровельные серицитовые сланцы с отпечатками водорослей, переслаивающиеся с темно-серыми мелкозернистыми песчаниками (50 м);
- темно-серые углисто-серицитовые и кремнисто-углистые сланцы с редкими прослоями серицитовых сланцев и черных углисто-кварцевых песчаников (20 м);
- переслаивающиеся плитчатые слюдистые сланцы с черными кварцевыми песчаниками (15 м);
- темно-серые углисто-серицитовые сланцы с прослоями песчаников (30 м).

Суммарная мощность — 265 м.

По составу и последовательности отложений данный разрез соответствует нижнему ордовику Байкунгурсая и Полагмансая.

К северу от Северо-Туркестанского шва располагается толща (до 200 м) довольно однообразных серых с буроватым оттенком кварцевых и полевошпатово-кварцевых известковистых песчаников, от плотных массивных до плитчатых (10—15 см) без четко выраженной слоистости. На плоскостях многочисленны отпечатки ряби и оплывины. Реже встречены прослои серых глинистых сланцев (10—30 см), ритмично переслаивающихся с песчаниками. Установлены два слоя по 10 м, состоящие из глинистых сланцев. Возраст отложений блока, по данным М. П. Пулатова и Э. Н. Элизова, — венлокский.

Район Мадыген-Шодымира. В 1923 г. В. Н. Вебер в темно-серых органогенных раскристаллизованных известняках, залегающих среди песчано-сланцевой толщи в виде небольших линз, не превышающих по простиранию 100 м и по мощности в раздувах 20 м, собрал трилобиты, гастроподы и брахиоподы *Neolenus inexpectans* Lerm., *Dorypuge* cf. *richthofeniformis* Lerm., *Solenopleura ferganensis* Lerm., *Paradoxides* sp., *Scenella tenuilirata* Lerm., *Protorthis* sp., характеризующие, по заключению Е. В. Лермонтовой (1951), возраст вмещающих пород как среднекембрийский (амгинский ярус). Мощность толщи 300—350 м.

В 1956—1958 гг. полоса развития нижнего палеозоя между урочищами Мадыген и Шодымир изучена Б. В. Ясковичем (1962, 1965, 1968), откартированные им среднекембрийские отложения расчленены на две свиты — шодымирскую и сулюктинскую.

Шодымирская свита (нижняя половина амгинского яруса) подразделена на две подсвиты, где нижняя сложена кремнистыми сланцами, полимиктовыми песчаниками с линзами детритусовых известняков, а верхняя представлена в основании полимиктовыми песчаниками с линзами черных кремнистых сланцев, кварцевыми песчаниками и кристаллическими битуминозными известняками с органическими остатками, а вверху — мицдалекаменными спилитами с прослоями и линзами сланцев, известняков и песчаников и конгломератами, состоящими из обломков подстилающих пород (1000 м).

Сулюктинская свита (верхняя половина амгинского яруса) сложена кремнистыми сланцами, алевролитами, линзами порфиринов, спилитов и кристаллических известняков с трилобитами (1145 м).

Тектонически обособленные среднекембрийские (амгинские) отложения выявлены Б. В. Ясковичем (1968) в районе Шураба и на правом берегу р. Исфары. Они в основном сложены кремнистыми и аргиллитовыми сланцами, песчаниками с прослоями битуминозного известняка с органикой (до 60 м). На правом берегу р. Исфары в урочище Тогора верхи среднего кембрия, по данным Б. В. Ясковича (1968), сложены вулканогенными образованиями, переслаивающимися с зеленоватыми полимиктовыми песчаниками и кремнисто-аргиллитовыми сланцами мощностью свыше 150 м.

Следовательно, по мнению Б. В. Ясковича, в Мадыген-Шодымирском районе имеется непрерывный и довольно мощный осадочно-вулканогенный разрез среднего кембрия. Однако до его работ, а в особенности позже появились противоречащие этому факты.

Еще в 40-х годах вулканогенно-сланцевые образования (шодымирская свита) Д. П. Резвой относил к верхнему палеозою. Позже он (1972) кембрийские известняки стал считать продуктами «обвалов и оползней», погруженными в терригенную силурийскую толщу. М. М. Кухтиков (1968) эти известняки с кембрийской органикой также

считал экзотическими глыбами, разбросанными среди терригенных отложений среднего карбона. А. П. Марковский и многие другие в глинистых сланцах, расположенных между нижней и верхней подсвета шодымирской свиты Б. В. Ясковича (1968), обнаружили граптолиты лландовери *Climacograptus rectangularis* (M'Co y), *Climacograptus ex gr. scalaris* (Hisin.), *Glyptograptus tamariscus* (Nichol.), *Pristiograptus concinnus* Lapw., *Rastrites ex gr. peregrinus* Barr., *Rastrites hybridus* (Lapw.).

В 50-х годах В. М. Петров, работавший в районе месторождения Кон-и-Гут, повторил сборы граптолитов в сланцах и указал на согласное налегание сланцев на песчаниково-сланцевую толщу (нижняя подсвета). Кроме того, часть песчано-сланцевых отложений на основании находок органических остатков отнесена им к намюру, а вулканогенные образования (верхняя подсвета) выделены в самостоятельную толщу (не исключено наличие двух толщ), которая, по его мнению, в виде покрова перекрывает песчано-сланцевые отложения. Г. С. Поршняков (1973) к кембрию в Мадыген-Шодымире отнес только нижнюю подсвету (кремнисто-известняковую) и отмечал, что она залегает не в ядре антиклинальной складки, а надвинута с севера на намюрско-башкирские песчаники и сланцы. Вулканогенные образования (верхняя подсвета) выделены в самостоятельную толщу, залегающую на граптолитовых сланцах силура (лландовери).

Р. Н. Абдуллаев, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов и М. Х. Кадыров (1972) установили, что вулканогенные образования ур. Мадыген — самостоятельная толща, залегающая в виде покрова на фаунистически охарактеризованных силурийских сланцах; вся кембрийская органика найдена в глыбах известняков, расположенных среди песчано-сланцевых отложений, в вулканогенных образованиях кембрийская органика неизвестна. По их данным, полоса развития вулканогенных образований располагается на северном крыле Каузанского антиклинория и входит в южную часть зоны глубинного Южно-Ферганского разлома.

В поперечном сечении эта часть зоны представляет собой систему линзовидных крупных и мелких тектонических пластин, надвинутых друг на друга с севера на юг по системе крутопадающих (60—80°) нарушений. Эти пластины состоят обычно из однородных разновозрастных пород. Наиболее крупные из них (более 80%) сложены известняками среднего — верхнего девона или верхнего девона — визе с несогласно залегающими на них известняково-терригенными образованиями намюра. Размер их колеблется от 100—120×20—30 до 20×0,5 км. Между ними располагаются серии более мелких пластин, блоков, глыб, сложенных осадками кембрия, ордовика, силура, намюра и среднего карбона. Чередование их весьма сложно; пластины с отложениями ордовика надвинуты на силурийские, девонские и даже нижнекарбоновые. В свою очередь, на них надвинуты верхнесилурийские, девонские, реже нижнекарбоновые породы. Небольшие пластины с намюрскими образованиями оказались даже внутри карбонатной толщи среднего девона. Амплитуда перемещения пластин колеблется от 500 до 3000 м.

Возраст взбросово-сбросовых подвижек предживетский, преднамюрский, предверхнекарбоновый и частично альпийский.

При изучении взаимоотношений вулканитов с отложениями кембрия Р. Н. Абдуллаев, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, М. Х. Кадыров пришли к следующим выводам.

В полосе Сауктаьга (южный склон горы Сарытаг) вулканиты составляют тектоническую пластину, по всему южному контакту сопри-

касающуюся с отложениями ордовика по крутому разлому — сбросу (70—80° на северо-восток).

Мощность пластин варьирует от десятков метров до 600 м, причем осадочно-вулканогенные пластины срезаются ограничивающими их разломами.

Простираание пластов ордовика с глыбами кембрия и осадочно-вулканогенной толщи в целом совпадает, но всюду отмечается несоответствие в углах падения — 60 и 80°.

Между саями Зангуром и Шодымиром имеются округлые и линзовидные тела альбитизированных диабазов, составляющие межформационные тела или под небольшим углом секущие отложения ордовика.

Северная часть тектонической пластины вулканитов напоминает меланж: в сложном хаотическом нагромождении среди вулканитов располагаются линзовидные блоки кембрия, ордовика, граптолитовых сланцев лландовери, реже известняков среднего девона визе и терригенных пород намюра.

Среди вулканитов зарегистрированы мелкие глыбы кембрия, некоторые их блоки пересечены дайками диабазовых порфиритов.

Находки кембрийской органики приурочены лишь к известнякам, а не к вулканогенным породам.

Возраст вулканитов, по мнению указанных исследователей, силурийский. Но следует учесть, что А. В. Алексеенко, Г. И. Биличева, Э. А. Портнягин (1966) в урочище Мадыген (сай Сауктаньга) в линзах известняков среди вулканогенных образований обнаружили каменноугольные остатки *Prolecanites*, *Proporites*, *Goniatites*, в связи с этим они заключают, что в районе развиты две полосы вулканогенных образований соответственно силурийского и раннекаменноугольного возраста.

В районе г. Маркуш В. И. Гончарова, В. В. Киселев и В. Г. Королев в тектоническом блоке установили отложения среднего кембрия, сложенные известняками мощностью около 40 м. В низах известняков собраны остатки трилобитов первой половины амгинского яруса *Pero-porsis prima* P o k g., *Olenoides optimus* L a z., *Kootenia* sp.

В средней части известняков найдены *Dorypyge richthofeni* — *formis* L e g m., *Hypagnostus* sp., *Solenopleura* cf. *ferganensis* L e g m., *Bailiella orientalis* L e g m., характерные для середины среднего кембрия.

Среднекембрийские темно-серые массивные битуминозные известняки с брахиоподами *Acrotliela* sp., *Prototreta* sp., *Paterina* sp., *Micromitra* sp. (опр. С. П. Коневой) известны и в саяе Шакуше. В виде экзотических глыб мощностью 5—10 м они обнажаются среди песчано-сланцевых образований нижнего ордовика.

В горах Чаар по саю Шакушу Б. В. Яскович (1959) установил две толщи: среднекембрийскую и залегающую на ней с разрывом среднеордовикскую, причем обе с прослоями туфов оливиновых базальтов. Собранные из верхней толщи трилобиты определялись Т. И. Хайруллиной, по заключению же Н. К. Ившина, просмотревшего коллекцию, она была отнесена к среднему ордовика.

Позже в верхах нижней толщи Д. А. Старшинин собрал граптолиты нижнего ордовика, а наши исследования (Абдуллаев, Борисов, Базарбаев, 1975) позволили выделить три разновозрастных образования — среднекембрийские, раннеордовикские и позднеордовикские, так как в последних Р. Н. Абдуллаев впервые определил трилобиты, характерные для верхнего ордовика. Позже нами установлено, что известняки с фауной среднего кембрия (амгинский ярус) неравномерно рас-

пределены среди отложений нижнего ордовика, т. е. являются захороненными в них экзотическими глыбами.

Повторные исследования, проведенные в 1970—1972 гг. Б. В. Ясковичем, А. Н. Поникленко, Л. Н. Репиной, Т. И. Хайруллиной, Н. Е. Чернышевой и др. в ур. Шодымир и Мадыген по саям Шакушу, Кушум-Кую, Сагулу, Сауктаньге и Рыссаю, позволили уточнить возраст известняков среднего кембрия, выделить отложения верхнего ордовика в сая Шакуше, исключить из разреза кембрия ур. Шодымир кремнистые сланцы с граптолитами лландовери. В то же время разрез среднего кембрия все же считался ими непрерывным и осадочно-вулканогенным (Репина и др., 1975).

Дополнительные исследования, проведенные нами в 1974—1975 гг., позволили прийти к заключению, что, во-первых, алевролитопесчаниковая толща саяв Кушум-Кую, Рыса, Сагула, Сауктаньги по литологическому сходству с отложениями верхнего ордовика сая Шакуша и находке криноидей верхнего ордовика в прослое известняка по саяу Сауктаньге (Р. Н. Абдуллаев), является верхнеордовикской; во-вторых, по наличию в ней прослоев вулканитов возраст вулканогенной толщи можно считать позднеордовикско-раннесилурийским, хотя часть ее может оказаться и более молодой — намюрской; в-третьих, все известные выходы известняков с фауной среднего кембрия представляют собой **экзотические глыбы** среди отложений нижнего и верхнего ордовика.

Разрез нижнего палеозоя в Шодымир-Мадыгенском районе представлен, по нашему мнению, следующими образованиями (с учетом всех данных).

Наиболее древние отложения представлены экзотическими глыбами серовато- и зеленовато-темных кремнистых пород, от светло-серых до темных битуминозных органогенных известняков, имеющих керосиновый запах, с остатками брахиопод, трилобитов, хиолитов, конулярий и иных ископаемых среднекембрийского возраста. На их глыбовую природу указывают разнообразие размеров (от 175×30 м до сантиметра), овально-угловатые формы, местами несогласное (хотя и не под большими углами) залегание во вмещающих породах, наличие в близлежащих глыбах разных по возрасту групп фауны, торцовое или косое приращение слоев известняков к слоям вмещающих пород. Все эти особенности хорошо видны на примере глыбы Вебера в ур. Шодымир.

По Кушум-Кую и Сагулу довольно широко развиты глыбы кремнистых пород, известняково-кремнистых и черных неяснослоистых сильно битуминозных известняков с остатками (и без них) трилобитов, брахиопод и другой органики, относящиеся к нижней части амгинского яруса. Самая большая глыба имеет мощность до 25 м.

В Сауктаньге и Рыссае обнажаются глыбы темных и серых битуминозных известняков с трилобитами амгинского яруса. Мощность блоков — 3—5 м.

Подобные же глыбы имеются и в ур. Шодымир, а в глыбе Вебера собран богатый комплекс трилобитов и брахиопод, которые характеризуют верхнюю часть амгинского яруса. Но в северной части этой же глыбы трилобиты отвечают более высоким горизонтам среднего кембрия (Репина и др., 1975). Кроме того, наряду с типично среднекембрийскими формами трилобитов присутствуют нижнекембрийские хиолиты *Hyolithellus tenuis* (опр. Н. П. Мешковой) и ордовикские брахиоподы *Scaphelasma* sp. (опр. Ю. Л. Пельмана).

В саяе Сауктаньге собраны трилобиты, свидетельствующие о при-

надлежности темно-серых глыб битуминозных известняков (1—3 м) к амгинскому ярусу.

Следовательно, можно утверждать, что отложения амгинского яруса сложены в основном известняками с прослоями кремнистых пород, а отложения майского — преимущественно битуминозными известняками. Суммарная мощность разреза вряд ли превышает 100 м.

Нижне- и верхнеордовикские отложения обнажаются в тектоническом окне в бассейне сая Шакуша и в тектоническом блоке бассейна сая Сауктанги (Абдуллаев, Борисов, Базарбаев, 1975).

На северном борту Шакушская разрез представлен (см. рис. 8) следующими породами (снизу вверх):

песчаники и алевролиты полимиктовые, тонкослоистые, зеленовато-серого цвета с тонкими прослоями (1—2 см) глинистых сланцев и бурых известняков (30 м);

кремнисто-глинистые и углисто-кремнистые сланцы темно-серые до черных, сильно разрушенные, местами напоминающие брекчию (10 м);

переслаивающиеся черные углисто-кремнистые породы с зеленовато-серыми углистыми, глинистыми сланцами с линзами карбонатно-кремнистых пород; породы сильно разрушены, загипсованы, превращены в труху (15 м);

переслаивающиеся серые и зеленовато-серые песчаники с прослоями гравелитов, сложенные в основном обломками углисто-кремнистых пород и известняков (15 м);

переслаивающиеся углисто-глинистые и углисто-кремнистые сланцы, сильно разрушенные, загипсованные; в углисто-кремнистых сланцах Д. А. Старшинин обнаружил граптолиты *Tetragraptus quadribrachiatum* (Hall.), *Tetragraptus ammi* Larw., *Didymograptus protobifidus* Ellis, характерные, по определению З. М. Абдуазимовой, для аренигского яруса нижнего ордовика (5 м);

конгломерат базального типа, темный, темно-коричневый с хорошо окатанной галькой глинисто-кремнистых и углисто-кремнистых пород и известняков; размер галек от мелких до 5—10 см в диаметре. Основание пачки сложено конглобрекчиями, где преобладают в основном остроугольные, плохо окатанные обломки, цемент базальный, песчаный, известковистый (6 м);

известняк темно-серый, слоистый, органогенный, с запахом керосина, с многочисленными трилобитами верхнего ордовика: *Hammatospemis tetrasulcatus* Kielan, *Cyclopyge marginata* Hawle et Corda, *Cyphoniscus socialis* Salter, *Isbergia* sp. и другие (10 м);

конгломерат темно-серый, сложен в основном известняковой галькой размером до 10 см в диаметре, различной окатанности, цемент глинисто-известковистый (2 м);

известняк темный, глинистый, тонкослоистый, органогенный, с крупными ядрами хвостового щита *Orsimasaphus* sp., характерного для верхнего ордовика (0,5 м);

переслаивающиеся тонкослоистые, зеленовато-серые, плитчатые, мелкозернистые песчаники с алевролитами и небольшими редкими прослоями туфов диабазов и альбитофиров (30 м).

Выше по разрезу верхнеордовикские отложения по надвику соприкасаются с известняками среднего девона.

Таким образом, в сая Шакуше имеются две разновозрастные толщи, охарактеризованные органическими остатками и отделенные друг от друга поверхностью размыва: нижнего ордовика мощностью до 75 м и верхнего ордовика мощностью до 60 м.

В верховьях правой составляющей сая Сауктангы составлен следующий разрез ниже- и верхнеордовикских отложений (снизу вверх): черные углисто-кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, тонкослоистые, сильно разрушенные, местами загипсованные; эта пачка по составу и положению в разрезе сопоставляется с нижеордовикскими отложениями Шакушсая (10 м);

конгломерат темно-серый, массивный, с различно окатанной галькой размером от мелких до 10 см в диаметре; галька представлена в основном кремнистыми, углисто-кремнистыми породами и известняками; в кровле преобладают остроугольные, слабоокатанные обломки, порода имеет вид конгломерато-брекчий; цемент карбонатный (20 м);

известняк черный, тонкослоистый, мелкозернистый, песчанистый, с многочисленными остатками криноидей, брахиопод и конодонтов верхнего ордовика (0,5 м);

гравелит темно-серый, тонкослоистый, черный, сложен в основном плохоокатанными зернами кремнистых пород (0,2 м);

переслаивающиеся тонкослоистые черные углисто-кремнистые и кремнисто-углистые сланцы с редкими тонкими прослоями черных мелкозернистых известняков (10 м);

окремненные сланцы зеленого, темно-зеленого цвета, тонкослоистые, плитчатые (20 м);

сланцы зеленоватые, тонко- и среднеслоистые, переслаиваются с прослоями до 0,5 м гравелита, сложенными зернами кремнистых пород и известняков (40 м).

Выше по надвигу залегают известняки среднего девона.

Ранее этот разрез Б. В. Яскович и др. относили к среднему кембрию. Суммарная мощность разреза — 90 м.

Район Сулюкты. Отложения нижнего палеозоя обнажаются в трех участках: в районе бурогольного месторождения Сулюкта юрского возраста (между саями Ходжа-Бакырганой на востоке и Карасу на западе), на южном и юго-западном склоне карбонатной гряды Чоор-Дунг.

В районе Сулюкты среднекембрийские отложения впервые выделил Д. П. Резвой (1953) на основании находок трилобитов *Dorypyge richthofeniformis* Lerm., *Solenopleura ferganensis* Lerm., *Olenoides inexpectans* Lerm. в линзах темных битуминозных известняков с керосиновым запахом мощностью 60—80 м, вытянутых по простиранию на 300—400 м, среди черных, серо-зеленых глинистых сланцев, аргиллитов и песчаников. Мощность среднего кембрия района Сулюкты Д. П. Резвой определяет в 1200 м.

В конце 50-х и в 60-х годах отложения района Сулюкты изучал Б. В. Яскович (1958, 1960, 1965, 1968), установивший новый выход кембрийских пород на южном склоне г. Чоор-Дунг. В результате исследований им выделена сулюктинская свита в объеме верхней половины амгинского яруса среднего кембрия, сложенная в основном карбонатными и терригенными породами мощностью до 340 м (обнажается только в северном выходе) и подстилающая ее согласно шодымирская свита (нижняя половина амгинского яруса), в составе которой преобладают песчаники, кремнистые породы с прослоями эффузивов (до 1600 м).

Большая мощность отложений амгинского яруса (до 2000 м), наличие вулканитов основного состава дало возможность Д. П. Резвому (1953) и Б. В. Ясковичу (1958, 1960) на примере Сулюкты указать на геосинклинальную природу отложений кембрия. Этим был вызван живой интерес к выходам кембрия Сулюкты, в результате многими

исследователями установлены факты, противоречающие ранним представлениям о непрерывности, возрасте и мощности разреза.

В 1959 г. Л. В. Фомченко (Поршняков, 1973) в нижней части «кембрия» (сулюктинская свита) мощностью 250—300 м обнаружил микрофауну нижнего — среднего карбона, а верхняя часть (песчаники, сланцы, включающие линзы известняков с трилобитами среднего кембрия), по его мнению, надвинута на каменноугольные отложения. На основании этих материалов Г. С. Поршняков (1973) делает вывод, что в сулюктинскую свиту Б. В. Яскович и другие включали разновозрастные толщи и что к среднему кембрию в лучшем случае можно отнести первые десятки метров битуминозных известняков, образующих самостоятельный тектонический покров-чешую.

По данным М. М. Кухтикова и И. Н. Черенкова (1963), в районе месторождения Сулюкты в «кембрийской толще» (сулюктинская свита) ими обнаружена микрофауна среднего карбона *Ungdarella* sp., *Dvinella comata* Chv o g., *Parastaffella* sp., *Tuberitina* sp., *Archaeodiscus* sp., *Tetragataxis* sp., *Parathuramina* sp., *Archaeodiscus* aff. *ovoides* R a u s., *Eostaffella* sp. и др., которая позволила им предположить, что линзы кембрийских известняков — экзотические глыбы, захороненные в верхнепалеозойской терригенной толще. Г. С. Бискэ и Д. А. Старшинин (1965) в песчаниках обнаружили граптолиты верхнего силура *Pristiograptus* cf. *dubius* (S u e s s.), *Pristiograptus contumax* (B o u c e k), *Pristiograptus* aff. *nilssoni* L a p w., *Pristiograptus gotlandicus* (P e r n e r), *Pristiograptus colonus* (B a r t.), *Monograptus unguiferus* P e r n e r и др. и установили, что эти песчаники с глыбами кембрийских известняков залегают по надвигу. Кроме того, среди песчаников сулюктинской свиты ими обнаружены карбонатные глыбы с трилобитами верхнего кембрия *Pseudagnostus simplex* L e r m., *Pseudagnostus* cf. *obsoletus* L e r m., *Nomagnostus* cf. *seletensis* I v s h i n, *Nomagnostus* sp. и др. Это позволило впоследствии Д. А. Старшинину высказать мнение о переотложенном характере кембрийских отложений, но не в среднекембрийское время, а в конце венлокского и лудловского веках. Это мнение было поддержано Д. П. Резвым (1972).

В 1968 г. А. А. Арипов и О. М. Борисов, а в 1970 г. авторы осмотрели северный и южный выходы, что позволило подтвердить глыбовый характер кембрийских известняков и указать на субвулканическую природу вулканитов.

В 1970—1972 гг. Б. В. Яскович, И. А. Поникленко, Д. А. Рубанов и др. (Репина и др., 1975) провели повторное изучение выходов «кембрия», причем обнаружили новое их обнажение в юго-западной оконечности г. Чоор-Дунг. При этом А. Н. Голиков нашел не только силурийские, но и средне-верхнеордовикские граптолиты, а палеонтологические сборы, проведенные Л. Н. Репиной, Т. И. Хайруллиной и Н. Е. Чернышевой, позволили установить известняки не только амгинского, но и майского века. Практически был подтвержден глыбово-блоковый характер строения кембрия и ордовика. В частности, сделано заключение, что «можно вполне обоснованно утверждать, что в районе Сулюкты в результате интенсивной разрывной тектоники на поверхность выведены различные части среднекембрийской толщи...» (Репина и др., 1975, стр. 19) и что «все обнажения известняков с кембрийскими органическими остатками в северном выходе оказались мелкими тектоническими блоками, приуроченными к разломам, ориентированным в широтном и субширотном направлениях» (там же, стр. 9).

К отмеченному надо добавить, что выжимание тектонических линз по зонам разломов произошло, по нашему мнению, в доверхнекарбонное

время, так как они граничат с блоками, сложенными породами ордовика, силура, девона и нижнего карбона. Возникает предположение, что это выжимание с последующим обрушением произошло неоднократно, о чем свидетельствуют захороненные глыбы известняков среди отложений как силура, так и среднего карбона.

Можно наметить следующую последовательность отложений.

Наиболее древняя часть разреза обнажается в виде отдельных блоков, глыб и линзовидных тел в пределах южного выхода.

По данным Б. В. Ясковича и др. (Репина и др., 1975), линзы известняков имеют протяженность до 20 м при мощности до 16 м и почти целиком образованы известью выделяющими водорослями и микрофитолитами. В них имеются прослойки онколитовых и ракушнякаковых неяснослоистых известняков и плитчатых тонкослоистых, переполненных остатками трилобитов, брахиопод, гастропод, редко хиолитов и конулярий. Комплекс трилобитов и брахиопод характерен для нижней половины амгинского яруса.

Более высокие части разреза сложены в основном светло-розовыми до серых крупнокристаллическими битуминозными известняками с включениями водорослевых желваков, прослоями и линзами черных, темно-коричневых яшмовидных кремней. Мощность весьма переменная (40—80 м), что указывает на принадлежность известняков к биогермам. В виде блоков они обнажаются в юго-западном выходе и содержат тот же комплекс трилобитов и брахиопод.

В пределах северного и южных частей южного выхода обнажаются светло-серые толсто плитчатые до массивных мелко- и среднезернистые, иногда комковидные известняки (до 30 м), в которых комплекс трилобитов и брахиопод характеризует верхнюю половину амгинского яруса.

В районе Сулюкты и на юго-западном выходе в ассоциации с известняками амгинского яруса встречены глыбы розовато-серых и светло-серых органогенно-детритовых известняков с редкими линзовидными прослоями кремней (10—20 м) и трилобитами майского яруса.

Суммарная мощность среднекембрийских отложений не превышает 200 м.

В пределах южного выхода в ассоциации с блоками кембрия находится терригенная толща. Она обнажается на южном склоне горы Чоор-Дунг в бассейне Карабулакская в тектоническом блоке шириной до 500 м. Отложения сложены в пологую антиклиналь, в ядре которой располагается тело миндалекаменных диабазовых порфиритов. По северному крылу складки в 1968 г. А. А. Арипов и О. М. Борисов составили следующий разрез (сверху вниз):

темные до черных углисто-кремнистые сланцы с прослоями глинисто-кремнистых и кремнистых плотных пород (20 м);

серый слабослоистый кварцево-глинистый алевролит (5 м);

серый серицито-кварцево-глинистый сланец (10 м);

серый глинисто-кремнистый и серицито-глинистый алевролит (3 м);

углисто-кремнистые породы с прослоями темных кремней и углисто-кремнистых сланцев (30 м);

темно-серый мелкозернистый серицито-полевошпатово-кварцевый песчаник (4 м);

темный среднезернистый углистый полевошпатово-кварцевый песчаник (6 м);

переслаивающиеся алевролиты и песчаники с редкими прослоями кремнистых пород, углисто-кремнистых сланцев и серых известняков (50 м).

Общая мощность — 128 м.

В ядре складки округлое (20×30 м) тело, сложенное серыми плагиоклазовыми и диабазовыми порфиритами, мандельштейнами с включениями обломков сланцев и местами с шаровидной отдельностью. Вероятно, тело представляет собой жерло небольшого вулкана верхнеордовикского (?) или ниже-среднекарбового (?) возраста. Тело пересекают и частично огибают субмеридиональные дайки розовых аплитовидных кварцевых порфиоров.

По литологическому сходству терригенная пачка отнесена условно к нижнему ордовику.

В районе месторождения Сулюкта обнажаются блоки терригенных пород, в которых (Репина и др., 1975) собраны граптолиты *Dicellograptus* sp., *Climacograptus* ex gr. *bicornis* (Hall), *Climacograptus* sp., *Glyptograptus* sp., *Amplexograptus typicalis* (Hall), *Amplexograptus manitoulensis* (Caley), *Rectograptus* sp., характерные для карадокского яруса (верхи среднего — низы верхнего отделов).

В районе Сулюкты Б. В. Яскович и др. (Репина и др., 1975) составили следующий разрез (см. рис. 8, снизу вверх):

зеленые тонкоплитчатые аргиллиты с прослоями и линзами песчаников с остатками граптолитов (15 м);

пачка равномерно переслаивающихся аргиллитов (1—10 см) и песчаников (5—40 см) с граптолитами (15 м);

зеленовато-серые мелко- и среднезернистые неяснослоистые плотные песчаники с примазками черного органического вещества, с редкими прослоями (0,3—1 м) аргиллитов и остатками граптолитов (15 м);

зеленые тонкоплитчатые аргиллиты с тонкими будинизированными прослоями песчаников (1—4 м);

зеленовато-серые разномзернистые песчаники с характерными округлыми, эллипсовидными и ядровидными отдельностями (от 20 до 80 см в поперечнике) с остатками граптолитов плохой сохранности (50 м);

переслаивающиеся песчаники с аргиллитами, в песчаниках содержатся остатки граптолитов плохой сохранности (30 м);

пачка неравномерно переслаивающихся алевролитов и аргиллитов с частыми прослоями окремненных аргиллитов мощностью до 30 см (10 м);

зеленовато-серые плитчатые аргиллиты с неравномерными прослоями окремненных алевролитов с брахиоподами плохой сохранности и черных кремней (редки), линзами темно-серых неяснослоистых известняков (30 м);

зеленовато-серые разномзернистые массивнослоистые плотные песчаники (35 м).

Мощность отложений — 205 м.

МАЛЬГУЗАРСКИЕ ГОРЫ

Наиболее древними отложениями Мальгузарских гор считалась песчаниково-сланцевая толща силура. Лишь в 1962 г. Э. Т. Ташпулатов и С. Л. Лутфуллаев на левом борту р. Етты-Кичу (верховья Зааминсу) в районе села Мык выявили тектонический блок кембрийских пород среди силурийских образований, включающий следующие породы (снизу вверх):

известняки тонкоплитчатые, темно-серые, черные, иногда палевые на поверхности, переслаивающиеся с тонкими прослоями алевролитистых известняков, аргиллитовых сланцев и песчаников; в низах пачки в известняках обнаружены трилобиты *Erbia sibirica* (Schmidt),

Erbia granulosa L e r m., *Dinesus* ex gr. *kirnhizensis* L e r m., *Elrathina* myki H a j r., *Elrathina* mykense H a j r., *Elrathina* poletaevae H a j r., *Pegonopsis* sp., *Altikolia* posochovae H a j r. и другие, характерные, по заключению Н. П. Суворовой, для амгинского яруса среднего кембрия (70 м);

аргиллитовые сланцы, алевролиты серого, темно-серого цвета с прослоями темно-серого плитчатого известняка (70 м);

аргиллитовые сланцы с прослоями и линзами брекчиевидных известняков (15 м);

переслаивающиеся темно-серые алевролиты, песчаники и плитчатые темные известняки (60 м);

песчаники серые, темно-серые, кварцевые, переслаивающиеся с аргиллитовыми сланцами (200 м);

известняки темно-серые, плитчатые, с прослоями аргиллитовых сланцев (30 м).

Общая мощность — 445 м.

В 1970—1972 гг. М. Пулатов и И. Элизов на северных склонах гор. Мальгузар в верховьях р. Ходжамушкента, Акбулакская, Табулакская в тектоническом блоке выделили известняково-сланцево-песчаниковую акбулакскую свиту условно верхнекембрийского возраста. Акбулакская свита подразделена на две подсвиты: нижнюю известняково-сланцевую и верхнюю преимущественно песчаниковую с прослоями сланцев и гравелитов. Видимая мощность акбулакской свиты — 205—220 м.

Изучение отложений акбулакской свиты, проведенное нами в 1973—1974 гг. в верховьях р. Ходжамушкента, Акбулакская и Табулакская, показало, что они в виде небольших обнажений прослеживаются в широтном направлении на востоке до кишлака Увак, а на западе в район Джалаира. Контакты в севера и юга тектонические. Составленный разрез нижнеакбулакской подсвиты в верховьях Акбулакская и Табулакская следующий (снизу вверх):

аргиллитовые сланцы серого, темно-серого цвета, рассланцованные, с линзочками темных водорослевых известняков, кремнистых и кварцито-алевролитовых пород размером от $1,5 \times 3$ до 20×25 см (8 м);

переслаивающиеся плитчатые, темно-серые, темные известняки с рассланцованными листоватыми темно-серыми сланцами (6 м);

переслаивающиеся углистые, углисто-кремнистые сланцы с алевролитами и прослоями известняков и песчаников (20 м).

Общая видимая мощность — 34 м.

Возраст нижней подсвиты определяется как нижний ордовик на основании литологического сходства с подобными отложениями бассейна р. Зааминсу.

Выше согласно залегают следующие образования верхнеакбулакской подсвиты:

аргиллитовые сланцы, тонкослоистые, темно-серые, с линзовидными прослоями мелкозернистых, кварцево-слюдистых песчаников с желваками кремней (30 м);

песчаники зеленовато-серые, мелко- и крупнозернистые, слоистые, состоят в основном из зерен кварца, редко плагиоклаза; песчаники вверх по разрезу сменяются гравелитами; среди гравелитов встречаются округлые окатыши размером до 1—1,5 м в диаметре, сложенные гравийными зернами черных кремней, темных сланцев; размер зерен постепенно уменьшается к центру окатыша; среди песчаников и гравелитов прослой серицито-глинистых тонкослоистых зеленовато-серых сланцев (60 м);

сланцы аргиллитовые, тонкослонистые, палево-серого цвета с редкими маломощными прослоями песчаников от серого до палево-серого цвета (20 м);

песчаники слоистые, разнозернистые, зеленовато-серые, с линзами темно-серых гравелитов и редкими прослоями темно-серых рассланцованных сланцев (60 м).

Общая мощность верхней подсвиты — 170 м.

Возраст подсвиты условно считается нами среднеордовикским на основании сопоставления с калтадаванской свитой Северного Нуратау.

В западной части Мальгузарских гор, в 0,6 км севернее сел. Карасай, З. М. Абдуазимова и Н. И. Мансуров в сходных отложениях установили кремневые водорослево-губковые биогермы (Пановская, 1974). Губки облеплены мелкими плохо сохранившимися скоплениями водорослей *Algae*.

Впервые же фауна ордовика найдена А. А. Абдураззаковым и М. П. Пулатовой в 1965 г. в районе нижнего течения Джалаирская в песчаниково-сланцевой пачке, тектонически зажатой среди пород лландовери. Разрез представлен (снизу вверх) следующими породами:

сланец темно-коричневый, участками темно-серый, тонкослонистый, с маломощными (5-12 см) прослоями и линзами известняков (30 м);

кремнистая порода серая, иногда с поверхности зеленоватая, тонкоплитчатая (15 м);

пачка чередующихся слоев алевролитов и песчаников; алевролиты полимиктовые, зеленовато-серые, очень плотные, плитчатые; песчаники серые, зеленовато-серые, полимиктовые (60 м);

кремнистая порода от серого до черного цвета, тонкослонистая, полосчатая (15 м);

сланец темно-серый, углисто-глинистый, тонколистоватый (100 м); кремнистая порода черного цвета, очень плотная, тонкоплитчатая (60 м);

сланец аргиллитовый, темно-серый до черного, листоватый, с маломощными (до 20 см) прослоями известняков.

Видимая мощность — 310 м.

В прослоях известняков встречены *Asaphus cf. expansus* Dalm., *Pseudasaphus cf. tecticaudatus* Stein., характерные для нижнего — среднего ордовика (опр. Т. И. Хайруллиной).

Отложения аренига (Репина и др., 1975) протягиваются в виде ряда полос от междуречья Урюклы — Исманьсу вдоль северного склона Мальгузарских гор до с. Обуз. По литологическому составу пород они ранее относились к кембрию и силуру. Считается, что здесь представлена только нижняя толща — известняково-сланцевая ранне-среднеаренигского возраста и наиболее полный ее разрез выступает в междуречье Урюклы — Исманьсу (бассейн р. Зааминсу), сложенный в основном аргиллитовыми сланцами с частыми и тонкими прослоями (0,01—0,2 м) и линзами известняков и доломитов, а также редкими горизонтами (20—40 м) песчаников и алевролитов (160—200 м). В основании пачки собраны граптолиты *Pendeograptus ex gr. fruticosus* (Hall), *Pendeograptus* sp., близкие к ранне-среднеаренигским формам, и многочисленные обрывки *Dichograptidae* (опр. О. Н. Халецкой, А. М. Обут, А. Н. Голикова, М. Б. Зима, Д. Сквингтона, А. Б. Боученкова), а также редкие остатки раннеордовикских трилобитов *Niobe* sp., *Microgratia* sp., *Symphysurus* sp. (опр. М. К. Аполлонова).

Средняя сланцевая пачка сложена коричневато-серыми и зеленовато-серыми слюдисто-кварцевыми, известковисто-слюдистыми, аргил-

литовыми сланцами с редкими прослоями буроватых и серых алевролитов и песчаников (150—230 м).

Верхняя известняково-сланцевая пачка представлена алевролитистыми и известковистыми глинистыми сланцами с прослоями (0,05—0,15 м) доломитизированных известняков, в которых (р. Талды) имеются остатки граптолитов из семейства *Dichograptidae* (опр. А. Н. Голикова). К западу заметно увеличивается количество и мощность прослоев известняков (320—330 м).

Общая мощность разреза — 760 м.

СЕВЕРНЫЙ НУРАТАУ

Первые сведения о стратиграфии палеозойских образований Северного Нуратау даны А. П. Барбот-де-Марни, Г. В. Романовским, И. В. Мушкетовым, А. А. Аносовым, В. А. Николаевым, Н. А. Смирновым, Н. А. Лосевым и другими исследователями.

Впервые Н. А. Смирнов (1937) отнес к нижнему палеозою метаморфические образования, выступающие в трех участках: в северо-западной оконечности хребта, в центральной части северного склона хребта (между саями Синтаб на западе и Фариш на востоке) и по северному склону Койташских гор. В 1948 г. Н. А. Лосев, Г. К. Лященко и др. условно считали возраст отложений первого участка ордовик-силурийским. Метаморфические образования второго участка (ранее выделялись под названием ухумской, синтабской и маджерумской свит) в 1964 г. после выделения из них фаунистически охарактеризованных отложений виле и наюра были отнесены П. Н. Подкопаевым и др. к итгыусайской свите условно раннепалеозойского возраста. Выходы метаморфических пород Койташских гор (верховья Иланчисая до Амчисая) в 1948 г. В. Д. Чехович и Р. М. Ноздрин условно считали кембро-силурийскими, а позже Н. А. Лосев на основании находки фузулинид плохой сохранности отнес их к московскому ярусу среднего карбона.

В конце 60-х и начале 70-х годов в результате работ М. А. Ахмеджанова, Р. Н. Абдуллаева, Э. Р. Базарбаева, Л. Н. Бельковой, О. М. Борисова, О. И. Кима, В. Н. Огнева, Б. Я. Хоревой и др. возраст метаморфической толщи всех трех участков был определен как протерозойский (Ахмеджанов и др., 1975).

Впервые же на находку археоциат в толще сланцев с прослоями известняков в верховьях Фаришсая и в долине Учмасая указал Н. А. Смирнов (1937). Многие исследователи, изучая эту толщу с целью выяснения контактов ее с окружающими отложениями, протяженности, объема и возраста, провели повторные поиски археоциат в указанных пунктах, но они на первых порах не дали положительных результатов и известняково-сланцевые отложения условно стали относиться к силуру. Только в 1959 г. Х. В. Рыскина обнаружила в этой толще водоросли, по заключению А. Г. Вологодина, имеющие широкое вертикальное распространение от ордовика до верхнего палеозоя, что явилось основанием для Х. В. Рыскиной отнести эту толщу к нижнему палеозою. П. Н. Подкопаев, проводивший геологосъемочные работы в Северном Нуратау, назвал известняково-сланцевые образования «живачисайской свитой» и условно отнес ее к нижнему силуру (табл. 2).

В 1966 г. З. М. Абдуазимова и др. (1969) впервые в пределах Северного Нуратау в терригенных образованиях (северные склоны) обнаружили граптолиты среднего — верхнего ордовика, а в аргиллитах бассейна р. Нарвансая (южные склоны) граптолиты нижнего ордо-

вика. В 1968 г. З. М. Абдуазимова и Е. В. Чукаров включили пачку аргиллитов с граптолитами нижнего ордовика в состав живачисайской свиты, считая ее верхней частью свиты. Нижняя половина свиты, известняково-сланцевая, была отнесена к верхнему кембрию.

Таким образом, живачисайской свите, ранее выделенной П. Н. Подкопаевым как нижнесилурийская, был придан верхнекембрийско-нижнеордовикский возраст. Подстилающая ее согласно, по мнению П. Н. Подкопаева, Е. В. Чукарова и др., песчано-сланцевая калтадаванская свита на основании стратиграфического положения условно была отнесена к верхнему кембрию. По мнению Б. В. Ясковича, И. А. Поникленко и других, пачка аргиллитов с граптолитами нижнего ордовика в верховьях Нарванская не имеет нормальных переходов в известняково-сланцевую живачисайскую свиту и составляет тектонический блок.

Таблица 2

Схема представлений о возрасте живачисайской и калтадаванской свит Северного Нуратау

Н. А. Смирнов (1937)	П. Н. Подкопаев (1954—1960 гг.)	З. М. Абдуазимова (1968—1970 гг.)	Е. В. Чукаров (1968—1971 гг.)	Б. В. Яскович (1967—1971 гг.)	Т. И. Хайруллина (1970—1973 гг.)
Известняково-сланцевая толща $Ст_1$	Живачисайская свита S_1 Калтадаванская свита S_1	Живачисайская свита $Ст_2-O_1$ Калтадаванская свита $Ст_3$ (?)	Живачисайская свита $Ст_2-O_1$ Калтадаванская свита $Ст_{1-2}$	Аргиллитовая пачка O_1 Живачисайская свита $Ст_2$ Калтадаванская свита $Ст_{1-2}$	Терригенно-кремнисто-карбонатная толща $Ст_3-O_1$ Живачисайская свита $Ст_2m$ Калтадаванская свита S

В 1971 г. Е. В. Чукаров изменил возрастные границы живачисайской свиты на средний кембрий — нижний ордовик на основании находок Т. И. Хайруллиной среднекембрийских трилобитов в известняково-сланцевых отложениях гор Гобдунтау, аналогичных живачисайской свите. Песчано-сланцевые же отложения калтадаванской свиты условно отнес к нижнему — среднему кембрию.

В 1970—1973 гг. кембрийские отложения Северного Нуратау специально изучала Т. И. Хайруллина и только после ее работ живачисайская свита получила фаунистическую характеристику. На южных склонах Северного Нуратау (бассейн р. Лангата, Шарлакская, Карасая, Каттасая) в известняках она обнаружила трилобиты, брахиоподы, губки, стенотекоиды и водоросли, характеризующие возраст вмещающих отложений как среднекембрийский. Живачисайская свита ею подразделена на две толщи: нижнюю известняково-сланцевую (майский ярус среднего кембрия) и верхнюю сланцевую (верхний кембрий — нижний ордовик). Название свиты сохранено за нижней толщей, так как контакт между толщами трансгрессивный: сланцевая толща с конгломератами в основании залегает на известняково-сланцевой живачисайской свите.

В 1972 г. З. М. Абдуазимова, А. И. Ким, К. К. Пятков, Б. В. Яскович, А. К. Бухарин и другие разработали рабочую стратиграфическую схему верхнепротерозойских, кембрийских и ордовикских образований

Узбекистана и прилегающих территорий, по которой в Северном Нуратау бесапанская свита отнесена к докембрию, живачисайская — к майскому ярусу среднего кембрия, а аргиллито-сланцевые образования бассейна р. Нарвана с граптолитами выделены в самостоятельную нижнеордовикскую толщу.

В верховьях Синтабса, по данным А. К. Бухарина, в тектоническом блоке среди каменноугольных отложений обнажается терригенно-вулканогенная толща с прослоями известняков с брахиоподами плохой сохранности, по заключению Н. М. Ларина, ниже-среднеордовикского возраста.

Из отложений живачисайской свиты И. А. Пяновская (1974) изучила колонии сине-зеленых водорослей (район кол. Каракия и др.), которые оказались хорошими коррелятивными формами для опознания подобных отложений в разных частях Северного Нуратау.

Следовательно, в результате новейших исследований ранее выделяемые условно отложения нижнего палеозоя отнесены к докембрию, а из фаунистически охарактеризованной толщи силура выделены тектонические блоки, в пределах которых найдены органические остатки среднего кембрия (живачисайская свита), нижнего ордовика (Нарвансай), среднего — верхнего ордовика (иланчисайская свита). Однако остается неясным, какими отложениями подстилаются образования живачисайской свиты и какими перекрываются. Одни исследователи калтадаванскую свиту предполагают под живачисайской, другие — наоборот.

Отложения нижнего палеозоя в виде разрозненных полос прослеживаются по южному склону Северного Нуратау (от г. Шохетау на западе до Койташских гор на востоке) и в виде отдельных чешуй протягиваются до бассейна р. Санзара.

Наиболее полно они обнажены в бассейне р. Нарвана, где изучались авторами в 1972—1974 гг.

Отложения нижнего палеозоя по литологическому составу, структурно-текстурным особенностям, общему буровато-серому цвету существенно отличаются от нижнесилурийских образований. Но наличие блоков затрудняет выяснение стратиграфической последовательности наслоений.

Наиболее древние, по нашему мнению, — известняково-сланцевые образования живачисайской свиты, обнажающиеся в ряде блоков в средней части р. Нарвана. В южном блоке (правый борт, контакт с отложениями нижнего силура) установлено следующее залегание пород (снизу вверх):

черные рассланцованные, местами комковатые алевролиты и глинистые сланцы с небольшими (до 10—20 см) желваками и тонкими прослоями серых известняков и песчаников (2 м); пачка смята в небольшую антиклинальную складку;

переслаивающиеся черные, зеленоватые и бурые алевролиты и глинистые сланцы, комковатые, с карандашной отдельностью (5 м);

задернованный участок (50 м);

бурые с поверхности, черные плотные известковистые сланцы, алевролиты, зеленоватые глинистые сланцы (60 м);

серые и темно-серые рассланцованные глинистые окремненные известняки, переслаивающиеся с темными алевролитами и известковистыми песчаниками (16 м);

бурые с поверхности, черные при расколе глинистые окремненные линзовидные комковатые известняки и темные тонкослоистые алевролиты, глинистые сланцы (20 м);

переслаивающиеся бурые с поверхности, черные в свежем изломе глинистые окремненные известняки с глинистыми сланцами, алевролитами. Глинистые сланцы окремненные, зеленовато-бурые с небольшими желваками водорослевых известняков (60 м);

переслаивающиеся зеленые алевролиты, мелкозернистые песчаники с прослоями (0,5 м) черных и темно-серых известняков, а также линзами комковатых водорослевых известняков (10 м);

переслаивающиеся рассланцованные светлые, зеленоватые алевролиты и глинистые сланцы с редкими прослоями темных, плотных окремненных известняков (45 м).

Суммарная мощность — 220 м.

В северном блоке (в 300 м севернее) разрез отложений следующий (снизу вверх):

черные тонкослоистые окремненные сланцы с карандашной отдельностью, с прослоями темно-серого известняка с жиловидными и желвакоподобными водорослевыми телами (20 м);

темно-серые тонкослоистые алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы с прослоями мелкозернистого известняка и песчаника (40 м);

окремненные плитчатые, местами рассланцованные алевролиты и аргиллиты (25 м);

темно-серые и серые массивные, толсто- и среднеслоистые известняки с прослоями черных окремненных алевролитов и глинистых сланцев. Среди массивного известняка встречаются прослои (5—10 см) серого мелкозернистого известняка (30 м).

Мощность отложений — 115—180 м.

Возраст отложений живачисайской свиты Т. И. Хайруллина определила как среднекембрийский (майский ярус) на основании находок трилобитов, хиолитов, водорослей.

В бассейне р. Лангата (южный склон Северного Нуратау) в известняках живачисайской свиты найдены обломки трилобитов и стено-текоиды *Cambridium Nogny* (опр. Н. Ю. Аксариной) и водоросли *Nuratella varia Pjan.*, *Renatina zoeae Pjan.*

В верховьях Шарлакская в аналогичных отложениях собраны губки, строматолиты и водоросли *Protospongia sp.*, *Nuratella varia Pjan.*, *Renatina zoeae Pjan.*

В районе Тамерлановых ворот, в бассейне р. Карасая, в терригенно-карбонатных отложениях живачисайской свиты имеются остатки трилобитов, брахиопод, хиолитов и водорослей *Phalacrozoma ? sp.*, *Anabagites sp.*, *Hyalolithelminthes sp.*

В бассейне р. Каттасая в прослое черных углисто-глинистых известняков встречаются обломки трилобитов и хиолитов *Pseudapanomocapna (?) sp.*, *Agnostidae*.

Органогенные водорослевые постройки (биостромы) прослеживаются по простиранию пластов на десятки метров при сравнительно небольшой мощности (5—10 см), обладают волнисто-бугристыми, желвакоподобными и коркоподобными (строматолитоподобными) текстурами и слагаются продуктами жизнедеятельности сине-зеленых водорослей *Nuratella Pjan.*, *Stereophycus* (Пяновская, 1974). Подобные же водорослевые известняки установлены в западной части Койташских гор и к северу от Шохтау.

Разрез отложений верхнего кембрия — нижнего ордовика составлен в тектоническом блоке в районе слияния Каракушская с Сарыташсаем. Отложения «каракушская» свиты составляют периклинальную часть антиклинальной складки, шарнир которой под углом в 40° погружается на восток. С юга они по пологому разлому граничат с описан-

ными отложениями лландовери, а с севера — по взбросу с отложениями калтадаванской свиты (?).

На самой западной части блока шарнир начинает приобретать западное погружение (0—15°). Крылья осложнены мелкими смятиями и системой пластичных складок, опрокинутых на восток. Особенно четко это видно на примере слоя кремнистых пород.

Разрез отложений верхнего кембрия — нижнего ордовика имеет следующую последовательность (сверху вниз):

пачка темных до черных массивных до плитчатых кварцевых (местами кварцитовидных) алевролитов; характерно ленточное строение (1—2 мм) и горизонтальная слоистость в связи с чередованием тонко-мелкозернистых разностей; на плоскостях имеется местами обломочный материал и небольшие выступы, напоминающие мелкие брахиоподы (20 м);

зеленовато-серые хлорито-кремнистые сланцы, тонкоплитчатые с прослойками темных аргиллитов (15 м);

светло-серые кварцево-серицитовые сланцы с граптолитами силурийского облика (8 м);

серые и темно-серые глинистые сланцы с редкими прослоями светлых алевролитов (10 м); контакт с нижележащими породами проходит по плоскости пологого надвига, который, вероятно, «отщепляется» от вышеописанного главного надвига;

пачка переслаивающихся светлых и зеленовато-серых хлорито-серицитовых, слюдисто-глинистых и кремнисто-глинистых сланцев и аргиллитов с тонкими прослоями кремней; на левом борту нами собраны плохо определимые граптолиты (20 м). Е. В. Чукаров, З. М. Абдуазимова и другие здесь собрали граптолиты *Bryograptus* aff. *kjarulfi* Larw., *Bryog. patens* Matthew., *Clonograptus* aff. *tenellus* (Linn.) характерные, по заключению З. М. Абдуазимовой, для нижнего ордовика (тремадока);

«желваковый» горизонт, сложенный сверху темно-серыми глинисто-кремнистыми сланцами с желваками из кремней и брахиоподами (?) и темно-серыми кремнистыми известковисто-кварцевыми песчаниками и алевролитами (10 м); в середине имеются переслаивающиеся темно-серые песчаники с кремнистыми и серицито-кремнистыми сланцами (4 м); внизу он сложен подобными песчаниками и сланцами, но с прослоями известковистых песчаников и алевролитов с буроватой окраской и тонкой горизонтальной слоистостью (4 м); для всего горизонта характерно наличие желвачков-бобовин, размер которых колеблется от долей миллиметра вверху до 2—3 см в диаметре внизу; сложены они светлыми до темных кремнями с включениями зерен пирита; по простиранию кремнистые желваки исчезают, а количество кремнистых прослоев уменьшается при увеличении известковистых разностей, появляются тонкие прослоечки серых известняков;

светлые кремнисто-глинистые алевролиты с редкими включениями желвачков кремней с редкими отпечатками граптолитов плохой сохранности (10 м);

светлые до светло-серых тонкозернистые известняково-кварцевые песчаники и алевролиты (8 м);

светло-серые серицито-известковисто-глинистые алевролиты с тонкими прослоями хлорито-серицитовых сланцев (5 м);

светлые мелко- и крупнозернистые известковисто-кварцевые песчаники с прослоями разнородных гравийных разностей (12 м);

светло-серые глинистые аргиллиты с прослоями серицито-хлорито-

глинистых сланцев (15 м); с прослоями (10—30 см) темных плотных кремней;

зеленовато-серые рассланцованные кремнисто-глинистые и известковисто-глинистые алевролиты с прослоями светлых серицито-глинистых аргиллитов (20 м);

серые и темно-серые глинисто-кремнистые сланцы, переслаивающиеся со светлыми слюдисто-глинистыми разностями (15 м);

переслаивающиеся темно-серые глинистые сланцы с темными плотными водорослевыми известняками (10 м);

черные кровельные глинистые сланцы (8 м);

переслаивающиеся серые песчаники, светлые глинисто-серицитовые и известковисто-глинистые сланцы (15 м).

Суммарная мощность 215 м.

Возраст отложений блока — позднекембрийско-нижнеордовикский. Граница между отложениями нижнего ордовика и кембрием проводится нами условно по подошве гравийных песчаников.

С нижней (позднекембрийской ?) частью разреза весьма сходен разрез блока, выступающий по правому борту верховья Сарыташская (правый приток р. Нарвана). Блок сложен в основном сланцами, алевролитами, песчаниками с прослоями известняков. Разрез отложенный следующий (снизу вверх):

черные среднелитчатые до массивных кремнистые песчаники и окремненные известняки с редкими прослоями полосчатых кремней и кварцевых песчаников (8 м);

переслаивающиеся серые и зеленовато-серые сланцы и алевролиты, местами темные, с прослоями (3—8 см) плотных водорослевых известняков (12 м);

черные глинисто-кремнистые сланцы (10 м);

черные окварцованные водорослевые известняки с прослоями черных глинисто-кремнистых алевролитов (10 м);

черные глинисто-кремнистые сланцы (15 м).

Мощность отложений — 55 м.

В черных известняках Т. И. Хайруллина обнаружила хиолиты кембрийского облика.

В пределах северного склона Северного Нуратау обнажается широкая (до 2,5 км) полоса терригенных отложений, протягивающаяся через среднее течение Караханская в низовье Устаханская. С севера по толщине граничит с известняками верхнего силура — девона, а с юга — с отложениями нижнего силура (контакт тектонический). На востоке и западе погружается под покров лессов и современных отложений.

В результате геологосъемочных работ в 1968—1973 гг., проведенных Е. В. Чукаровым, Д. Я. Ахбером, О. А. Старцевым, Е. И. Зацепиным, Д. В. Носко и др., терригенная толща получила название «иланчисайской» и была подразделена на две толщи: нижнюю со значительным преобладанием сланцев над алевролитами и верхнюю преимущественно сланцево-алевролитовую с граптолитами среднего ордовика.

З. М. Абдуазимова описала наиболее полный разрез среднего ордовика севернее г. Богамбир. Низы разреза представлены слюдистыми сланцами и аргиллитами с прослоями песчаных алевролитов и окремненных пород. Средняя часть разреза сложена алевролитами с редкими прослоями глинистых аргиллитов. Заканчивается разрез полимиктовыми песчаниками с туфогенным материалом и песчанстыми алевролитами, содержащими граптолиты лландельского и карадокского ярусов *Amplexograptus aff. fallax* Bulman, *Amplexograptus*

sp., *Rectograptus* ex gr. *truncatus* (Lapw.), *Paraclimacograptus* sp., *Glyptograptus teretiunculus* Hisinger, *Glyptograptus* sp. (опр. З. М. Абдуазимовой). Мощность среднего ордовика — 350—370 м.

П. Н. Подкопаев эти отложения ранее условно датировал верхами нижнего силура на основании несогласного налегания на отложения свиты известняков нижнего лудлова (гора Нурек) и согласного перекрытия их известняками богамбирской свиты.

В бассейне р. Нарвана к образованиям среднего ордовика условно отнесена песчаниково-алевролитовая толща (калтадаванская свита), слагающая ряд относительно крупных блоков.

Одна из характерных особенностей — наличие в ее верхней части окатышей песчаников размерами 0,5—1 м в поперечнике. В 200 м к северу от Тамерлановых ворот в аналогичном горизонте нами обнаружены обрывки неопределенных граптолитов. В районе Сулюкты в подобной «бомбовой» пачке А. Н. Голиков собрал граптолиты карадока.

В среднем течении р. Нарвана разрез калтадаванской свиты (рис. 12) представлен следующими отложениями (снизу вверх):

переслаивающиеся зеленоватые мелкозернистые песчаники с рассланцованными глинистыми сланцами; в верхах пачки среди песчаников появляются гравийные зерна (30 м);

переслаивающиеся темно-зеленые тонкослоистые мелкозернистые песчаники с прослоями (0,2 м) гравелитов и глинистых сланцев (30 м); зеленые массивные крупнозернистые песчаники с гравийными зернами и редкими прослоями сланцев (48 м);

переслаивающиеся слоями песчаники, гравелиты и глинистые сланцы (20 м);

переслаивающиеся зеленоватые массивные среднезернистые песчаники с тонкослоистыми мелкозернистыми песчаниками (30 м);

зеленоватые и светло-серые филлитовидные хлорито-серицитовые и глинистые сланцы, алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями зеленоватого мелкозернистого песчаника (50 м); эта пачка смята в складки и несколько раз повторяется в разрезе;

переслаивающиеся зеленоватые филлитовидные сланцы с прослоями тонкослоистых зеленоватых хлорито-серицитовых алевролитов и мелкозернистых песчаников (30 м);

филлитовидные сланцы, образующие многочисленные складки, неоднократно повторяющиеся в разрезе.

Мощность — 200—250 м.

В смежном к югу блоке обнажается, вероятно, верхняя часть разреза (снизу вверх):

песчаники серые, темно-серые и зеленоватые с темными и светлыми гравийными зернами и прослоями темных алевролитов с карандашной отдельностью (10 м);

темно-серые алевролиты, темные песчаники и глинистые сланцы с редкими прослоями гравелита (30 м);

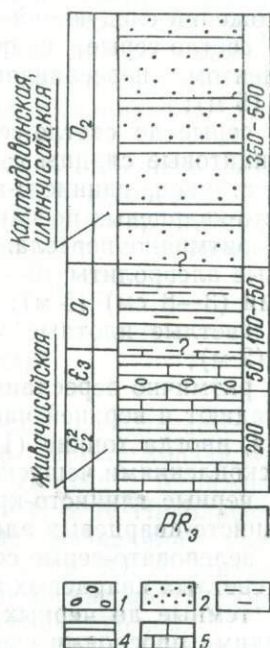


Рис. 12. Сводная стратиграфическая колонка отложений кембрия и ордовика Северного Нурата:

1—конгломераты, 2—песчаники, 3—углисто-глинистые, углисто-кремнистые сланцы, 4—сланцы, 5—известняки.

темно-зеленые массивные плотные среднезернистые песчаники с темными и светлыми гравийными зернами, с тонкими (до 5 см) прослоями темных песчаников, алевролитов и глинистых сланцев (10 м);

темно-зеленые массивные средне- и крупнозернистые песчаники, переходящие местами в гравелиты с тонкими прослоями алевролитов и глинистых сланцев; среди гравелитов имеются окатыши («бомбы»), сложенные в основном крупнозернистыми песчаниками с гравийными зернами, достигающими 1 м в длину, 0,5 м в поперечнике (20 м).

Мощность гравийно-песчаниковой пачки около 70 м.

В блоке, расположенном между саями Сарыташ и Каракуш, разрез отложений следующий (снизу вверх):

светло-серые кварцевые песчаники с глинисто-известковым цементом, переслаивающиеся с глинисто-кварцевыми алевролитами (5 м);

серые до светло-серых глинистые, глинисто-кварцевые, глинисто-серицитовые сланцы с редкими прослоями светлых пелитоморфных известняков, глинисто-кварцевых алевролитов и мелкозернистых слюдисто-кварцевых песчаников (15 м);

ритмично переслаивающиеся светлые плотные известняково-кварцевые алевролиты (6—10 см) с черными глинисто-кремнистыми сланцами (3—8 см) (5 м);

светлые плотные массивные тонкозернистые кварцевые песчаники (2 м);

ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты и сланцы (преобладают в верхней части) с характерным включением чешуек серицита, иногда тонкие (1—2 см) прослои темных глинистых известняков со скоплениями чешуек серицита (15 м);

черные глинисто-кремнистые сланцы с редкими прослоями серых глинисто-кварцевых алевролитов (20 м);

зеленовато-серые серицито-хлорито-кварцевые песчаники с прослоями светлых кварцевых песчаников (4 м);

темные до черных глинисто-кремнистые алевролиты и сланцы с редкими прослоями светло-серых и темных известково-кварцевых алевролитов; в верхней части преобладают черные, плотные, звенящие при ударе глинисто-кремнистые и известняково-кремнистые сланцы (20 м);

серые плотные массивные тонкоплитчатые мелкозернистые кварцевые песчаники с прослоями темно-серых и темных кварцевых и глинисто-кварцевых алевролитов, количество которых увеличивается кверху (20 м);

переслаивающиеся зеленовато-серые, темные и светлые кварцевые песчаники с серыми глинисто-серицитовыми сланцами и алевролитами (12 м);

серые глинисто-серицитовые сланцы и зеленые рассланцованные глинисто-хлоритовые алевролиты (20 м);

светлые толстослоистые плотные кварцевые песчаники на известковистом цементе с прослоями известковисто-кварцевых алевролитов (6 м).

Суммарная мощность — 134 м.

Намечается один седиментационный ритм. Вероятный возраст калтадаванской свиты — среднеордовикский.

В западной части Северного Нуратау З. М. Абдуазимова к нижнему — среднему ордовика отнесла терригенные отложения, описанные Ш. Ш. Сабдюшевым и др. как верхнетасказганская подсвита и беспанская свита. Разрез сложен кварцево-углеродистыми сланцами, алевролитами, песчаниками с редкими прослоями гравелитов (400—

500 м). Методом химического препарирования З. М. Абдуазимова выделила хитинозоа из проб, отобранных в бассейне сая Каракудук, представленных родами *Desmochitina* sp., *Copochitina* sp.

В осевой части Северного Нуратау в верховьях Сувликсая в песчано-сланцевой толще, отнесенной Ш. Ш. Сабдюшевым к бесапанской свите, Р. Н. Абдуллаев, О. М. Борисов, Д. М. Сургутанова обнаружили многочисленные неопределимые обрывки граптолитов и три обломка рабдосом, принадлежащих семейству *Diplograptidae* ордовик-силурийского облика.

Подобные отложения установлены З. М. Абдуазимовой в Аристантау и Южном Тамдытау в ур. Таскара. Ранее эти отложения многие исследователи относили к верхнетасказганской и нижнебесапанской подсвитам. Разрез сложен слюдисто-кварцевыми сланцами с линзовидными прослоями гравелитов, доломитизированных песчаников и алевролитов (400—500 м).

При растворении из сланцев З. М. Абдуазимова выделила хитинозоа *Desmochitina* cf. *minor* Eis., *Desmochitina* aff. *amphorea* Eis., *Lagenochitina* aff. *baltica* Eis., граптолиты *Isograptus* sp. Комплекс органических остатков характерен, по заключению З. М. Абдуазимовой, для ниже-среднеордовикских отложений.

ЮЖНЫЙ НУРАТАУ И ГОБДУНТАУ

В Южном Нуратау, в его водораздельной части, располагается метаморфизованная известняково-сланцевая толща, прослеживающаяся на протяжении 200 км к западу от района сел. Лянгар. К нижнему палеозою эта толща была впервые отнесена в 1926 г. В. А. Николаевым, включая актауские мрамора. Это представление разделили позже Б. Ф. Василевский, К. Ф. Попов, Х. Х. Урманов и др. Ю. А. Лихачев и др. (1963) считают актауские мрамора ордовик-нижнесилурийскими, а лежащую под ними сланцевую толщу — нижнепалеозойской.

Позже утвердилось мнение, высказанное еще в 1960 г. Г. С. Чкыризовым, Х. В. Рыскиной, Р. А. Мусиным, о среднекарбовом возрасте актауских мраморов. Сланцевая же толща была отнесена к нижнему силуру (Пятков, Пяновская, Бухарин, Быковский, 1967). К нерасчлененным отложениям нижнего палеозоя условно отнесена лишь толща (200 м) метаморфизованных сланцев района г. Тахку (Ахмеджанов, Борисов, Фузайлов, 1967).

В западной оконечности Южного Нуратау (Каракчатау) и в Гобдунтау обнаружены органические остатки среднего — верхнего кембрия и нижнего ордовика.

Среднекембрийские отложения установлены З. М. Абдуазимовой и др. в районе сел. Вараджан, где они представлены известковистыми сланцами, известняками с прослоями песчаников и алевролитов (100—200 м). В известняках найдены губки *Protospongia* sp., брахиоподы *Acrotretidae* gen. et sp. ind., *Linnarssonia* sp., водорослевые остатки *Nuratella varia* P j a n., *Algae*.

К нижнему — среднему ордовику З. М. Абдуазимова относит толщу серебристо-серых и серых кварцево-слюдистых алевролитов и сланцев с линзовидными прослоями карбонатизированных алевролитов и гравелитов, развитых на северных склонах Каратау.

В пределах Каракчатау Н. А. Мазаненко (1968) и в 1966 г. О. Н. Халецкая в тектоническом блоке установили отложения верхнего кембрия (шурчинская свита). Ранее они считались верхнесилурийскими.

Разрез установлен на левом борту р. Тусуна и представлен, по данным Н. А. Мазаненко, следующими породами (снизу вверх):

- глинистые сланцы серого цвета с шелковистым блеском (10 м);
- кварц-полевошпатовый песчаник зеленовато-серого цвета (0,5 м);
- серые глинистые сланцы (5 м);
- песчаники (1 м);
- глинисто-слюдистые сланцы (10 м);
- известняк песчанистый, светло-серого цвета с горизонтальной и косослойчатой текстурой (9 м);
- кварц-полевошпатовый песчаник с редкими кристалликами окисленного пирита размером от долей миллиметра до 3 см в поперечнике (3 м);
- известняк песчанистый, светло-серый (20 м);
- глинистые сланцы с прослоями известняков (10 м);
- известняк песчанистый, полосчатый, коричневатого-серый (0,5 м);
- известняк серый, с многочисленными обломками перекристаллизованных членников кринноидей и трилобитов *Pesaja Walc.*, «вероятно, верхнего кембрия», по заключению Н. В. Покровской (10 м);
- глинистые сланцы с прослоями известняков (10 м);
- глинисто-слюдистые сланцы светло-серого цвета с шелковистым блеском (15 м).

Общая мощность отложений верхнего кембрия — 180 м.

В районе села Мулла-Маля в тектоническом блоке среди силурийских отложений Н. А. Мазаненко и О. Н. Халецкая установили породы нижнего ордовика, представленные глинисто-слюдистыми сланцами и мелкими линзами афанитового известняка серого и розоватого цвета (50—200 м). Здесь собраны граптолиты аренигского яруса *Expansograptus abnormis* (H s ü), *Expansograptus extensus* (H all), *Expansograptus sparsus* (H o r k i n.), *Didymograptus aff. affinis* N i c h o l s o n (опр. О. Н. Халецкой).

Кембро-ордовикские образования в Гобдунтау выделены в 1970 г. Ю. И. Лошкиным условно на основании сопоставления с разрезами Каракчатау и Туркестанского хребта, они подразделены на ингичкинскую свиту среднего — верхнего кембрия и толщу пород верхнего кембрия — нижнего ордовика. Ранее эти отложения М. М. Посохова и А. Н. Голиков считали нижнесилурийскими.

Ингичкинская свита развита в ядерной части Гобдунтауской антиклинали. Ширина полосы ее выходов колеблется от 250 м в центральной части до 1 км на западе в районе Каттасая. Наиболее полный разрез, по данным Ю. И. Лошкина, обнажается по левому притоку Ингичкася (снизу вверх):

- аргиллиты белесо-серые, слюдисто-кварцевые, массивные, неяснослоистые, с карандашной отдельностью (25 м);
- известняки и сланцы; преобладают известняки тонкозернистые, косослоистые, а сланцы — глинистые, с неясной слоистостью (32 м);
- ритмично переслаивающиеся известняки (преобладают), алевролиты и сланцы черного цвета (20 м);
- алевролиты темно-серые, слюдисто-глинистые, слоистые (10 м);
- сланцы с преобладанием мелкозернистых, черных, тонкоплитчатых известняков (20 м);
- аргиллиты серые, слюдисто-кварцевые, слоистые, с карандашной формой отдельности, с редкими и маломощными прослоями углисто-глинистых сланцев (15 м);
- известняки черные, мелкозернистые, тонкоплитчатые, слоистые, с редкими кремнистыми включениями (30 м);

песчаники, алевролиты и сланцы с прослоями и линзами известняков (49 м).

Мощность свиты по разрезу — 210 м.

Толща верхнего кембрия — нижнего ордовика развита в приосевой части гор Гобдунтау (с юго-востока на северо-запад); ширина полосы колеблется от 250 м (на южных склонах) до 1 км (на северных). В районе бассейна р. Каттасая разрез включает (снизу вверх) следующие породы:

известняки серые, мелкозернистые, песчаные, с прослоями серых углисто-глинистых сланцев (35 м);

песчаники, сланцы и известняки с преобладанием зеленовато-серых, толстослоистых песчаников (42 м);

известняки серые, зеленовато-серые, мелкозернистые, доломитистые, с маломощными прослоями углисто-глинистых сланцев (29 м);

сланцы углисто-глинистые, с кремнистыми включениями и маломощными прослоями серых и зеленовато-серых кварцевых песчаников (30 м);

известняки темно-серые, буровато-серые, мелкозернистые, песчаные (43 м).

Общая мощность — 190 м.

Позднее Т. И. Хайруллина, Р. И. Мансуров, И. А. Пяновская, К. К. Пятков (1971) объединили ингичкинскую свиту и описываемую толщу в единую известняково-сланцевую живачисайскую свиту, возраст которой на основании находок трилобитов *Diplagnostus* sp., *Dolichagnostus* sp., *Clavagnostus* sp., *Peronopsis* sp., *Hypagnostus* sp., *Phalacrota* sp. (опр. Т. И. Хайруллиной) соответствует среднему (майский ярус) кембрию, мощность ее 300 м.

Характерная особенность известняков и кремнистых прослоев — присутствие биостромов с остатками синезеленых водорослей *Nuratella Rjap.*, *Stereophycus* (Пяновская, 1974), местами в сочетании с обломками трилобитов. И. А. Пяновская указывает на подобные водорослевые постройки в ряде мест южного склона Южного Нуратау, что позволяет предполагать здесь аналоги живачисайской свиты.

КУЛЬДЖУКТАУ

В пределах гор Кульджуктау самые древние палеозойские образования — отложения ордовика, установленные в 1938 г. В. А. Захаревичем. В 1963 г. ордовикские табуляты и гелиолитиды были собраны А. К. Бухариным северо-восточнее кол. Учкудук в отложениях, которые ранее включались в состав девона — карбона, силура — девона (Лихачев и др., 1963).

Я. Б. Айсанов (1966, 1968) установил, что фаунистически охарактеризованные ордовикские отложения обнажаются в виде небольших разобщенных участков в ядрах брахиантиклинальных складок и по литологическому составу и комплексу органических остатков разделяются на две свиты: казакасуйскую вулканогенно-терригенную (средний — верхний ордовик) и ойдынбулакскую карбонатную (верхняя часть верхнего ордовика) в северной и юго-восточной частях и вулканогенно-терригенную в юго-западных частях гор Кульджуктау (рис. 13, 14).

Образования казакасуйской свиты широко распространены по северному склону Кульджуктау, а также обнажаются узкими полосами широтного и субширотного простирания в ядрах антиклинальных структур в районе кол. Башгужумды, Янгиказан, Султанбиби и Кынгыртау. Низы свиты не вскрыты, соотношение ее с подстилающими

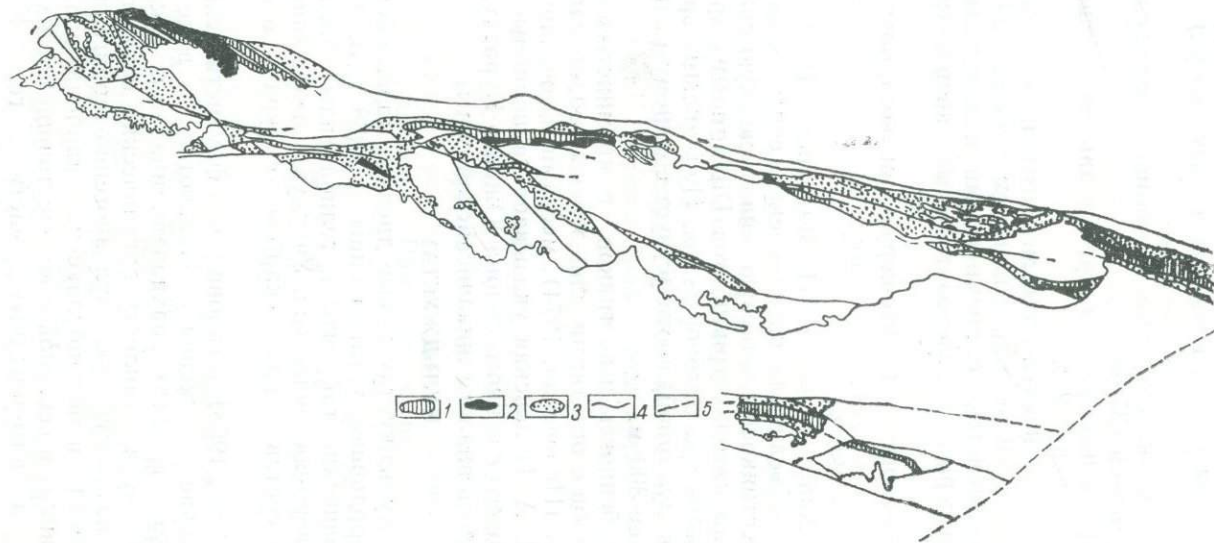


Рис. 13. Геологическая схема нижнепалеозойских образований Кульджуктау (составлена по материалам Я. Б. Айсанова):

1—сланцы и песчаники среднего ордовика, 2—известняки, доломиты верхнего ордовика, 3—известняки силура, 4—стратиграфические контакты толщ, 5—разломы.

палеозойскими образованиями неизвестно. Наиболее полный разрез свиты, по данным Я. Б. Айсанова (1968), прослеживается в районе горы Казакасу, где мощность ее достигает 500 м.

Свита сложена переслаивающимися сланцами и песчаниками с прослоями конгломератов, гравелитов, алевролитов, известняков, вулканогенных и кремнистых пород. В разрезе преобладают черные, темно-серые, светло-зеленые и розовато-серые тонколистоватые сланцы, состоящие из кремнисто-хлорит-серцитового, слюдисто-хлорит-кварцевого, слюдисто-кварцевого или глинистого вещества с примесью зерен кварца, плагиоклаза и включениями неориентированных, плохо отсортированных галек и валунов (до 1,5 м в диаметре), кремнистых пород, кварцитов и филлитов. Песчаники светло-серые, темно-серые, зеленоватые, тонко- и среднеслоистые, известковистые, состоят в основном из зерен кварца (70—80%), альбита (5—15%) и слюды (2—8%). В Кынгыртау в низах разреза среди песчаников встречаются зерна измененных хлоритизированных и серцитизированных вулканогенных пород среднего состава.

Прослой конгломератов, алевролитов и кремнистых пород приурочены преимущественно к низам разреза. Галька конгломерата хорошо окатана, в основном состоит из песчаников, сцементированных кремнистым веществом с примесью слюдисто-хлоритового материала.

К северо-западу и юго-востоку от горы Казакасу, западнее кол. Шайдараз, северо-западнее кол. Изокудук и в восточном окончании гор Кынгыртау среди сланцев и песчаников наблюдаются линзы и прослой плотных порфировых пород основного состава, плагиоклазовых (андезито-дацитовых) порфиритов, кварцевых порфиров, туфов щелочного дацитового фельзит-порфира и преобразованные породы типа порфиroidов.

Возраст казакасуьской свиты определяется Я. Б. Айсановым (1966, 1968) как средне-позднеордовикский на основании находок органических остатков, содержащихся в сланцах и песчаниках. Трилобиты часто встречаются вместе с брахиоподами и в основном приурочены к низам разреза. Комплексы трилобитов и брахиопод, обнаруженные в районе горы Казакасу, кол. Башгужумды, Султанбиби и в районе Кынгыртау, представлены следующими видами: *Basilicus cf. nobilis* В а г г., *Synhomalonotus* sp., *Calliops cf. hancharensis* Semen., *Isotelus* sp., *Cybele* sp., брахиоподы *Niolella* sp. gr. *actomae* (S o w.), *Austinella* sp., *Pleotorthis* sp., *Hesperorthis* sp., *Orikina* sp.

По заключению Т. И. Хайруллиной, комплекс трилобитов характеризует возраст вмещающих отложений как среднеордовикский, а по Р. Н. Абдуллаеву, они характерны для среднего — верхнего карадока, т. е. для верхов среднего и низов верхнего ордовика. Такому выводу не противоречат и определения брахиопод, сделанные Н. М. Лариным и Н. Ф. Петровым, определяющие возраст вмещающих пород как сред-

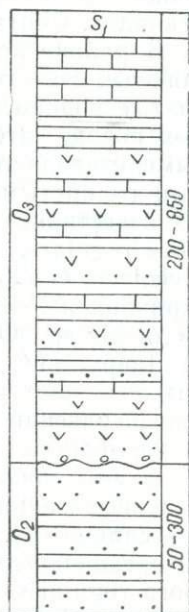


Рис. 14. Сводная стратиграфическая колонка отложений среднего и верхнего ордовика южной окраины Южного Тянь-Шаня (Кульджуктау-Зирабулак-Зиаэтинские горы и Зафащанский хребет)

1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — сланцы, 4 — известняки, 5 — вулканогенные породы кислого и основного состава.

ний — верхний ордовик. Из самой верхней части разреза казакасуйской свиты А. И. Ким, Ю. Н. Апекин и П. С. Дзюбо определили табуляты *Lyopora cf. regularis* Kim., *Plasmoporella* (?) sp., *Receptaculites* (?) sp., характерные для позднего ордовика.

Отложения ойдымбулакской свиты залегают согласно, с постепенным переходом на породах казакасуйской и обнажаются в восточной части гор Кульджуктау на крыльях небольших антиклинальных складок. Свита сложена преимущественно доломитами и известняками. В районе кол. Янгиказган, Башгужумды в основании залегают комковатые известняки (от 1 до 6 м), а выше по разрезу темно-серые плитчатые водорослевые известняки с включениями желваков кремнистых пород, затем — тонкослонстые плитчатые известняки с кремнистыми стяжениями. Разрез венчается тонкослонстыми светло-коричневыми глинистыми доломитами. Общая мощность составляет 100 м.

В известняках и доломитах содержатся табуляты и гелиолитиды *Lyopora regularis* Kim., *Nyctopora* sp., *Acdalopora* sp., *Palaeofavosites cf. alveolaris* Goldf., *Palaeoporites kisilcumica* Dz., *Receptaculites* (?) sp., криноиден *Pentagonopentagonalis subflabellatus* Yelt., брахиоподы *Hesperorthis* sp., *Opikina* sp. и др. (опр. А. И. Кима, П. С. Дзюбо, А. И. Лаврусевич, Р. С. Елтышевой, Н. М. Ларина). Данный комплекс фауны позволяет рассматривать возраст ойдымбулакской свиты как верхнеашгильский.

Северо-восточнее кол. Учкудук разрез свиты сложен песчаниками и сланцами с небольшими прослоями известняков, содержащими большое количество разнообразной фауны. На них согласно налегает пачка переслаивающихся известняков, песчаников и сланцев с многочисленными органическими остатками. Из табулятов найдены *Lyopora* sp., *Lyopora regularis* Kim., *Agetolites pjatkovi* Kim., *Catenipora* sp., *Palaeofavosites schmidti* Sok., *Palaeofavosites cf. globosus* Sok., *Palaeofavosites gothlandicaformis* Rukh., *Pal. abstrusus* Klamm. и др. (опр. А. И. Кима и П. С. Дзюбо), указывающие на позднеашгильский возраст ойдымбулакской свиты.

Другой тип разреза ойдымбулакской свиты описан Я. Б. Айсановым (1966, 1968) в экзоконтакте западного окончания Тозбулакского гранитоидного массива. Низы разреза здесь неизвестны. Перекрываются отложения ойдымбулакской свиты согласно лlandoверийскими породами. Сложена свита в нижней части карбонатными песчаниками с линзами известняков и кремнистых пород, в верхней части — песчаниками, глинистыми сланцами с линзами и прослоями конгломератов, гравелитов и вулканогенных пород (туфы плагноклазовых порфиров, кварцевые порфиры). Мощность — около 200 м.

ЗИРАБУЛАКСКИЕ ГОРЫ

Наиболее древние образования — терригенные отложения ордовика, известные на юго-восточном окончании Зирабулакских гор, прослеживающиеся в субширотном направлении. В 1950 г. А. С. Аделунг отнес их к лудлову. В 1957 г. Е. Ф. Смирнова определила возраст терригенной толщи как девон — карбон на основании находок флоры *Mischeevia* sp. (Т. А. Сикстель) в бассейне Девонасяя. Находки же позднеордовикской фауны в терригенной толще, сделанные в 1957 г. Е. А. Шамсиевым (брахиоподы *Orthidae*) и в 1962 г. О. Н. Халецкой (граптолиты), рассматривались как переотложенные. Только после сборов А. И. Кима, В. С. Корсакова, Е. И. Барковской, Э. С. Сорокина и др. большого комплекса позднеордовикских органических остатков,

среди них *Agetolites*, характерного для позднего ордовика, стало возможным четко определить контуры и границы отложений ордовика.

Е. И. Барковская и др. (1966) на основании находок органических остатков и сравнения ордовикских отложений Зирабулакских гор с разновозрастными образованиями гор Кульджуктау предложили выделять алтыаульскую свиту (средний — верхний ордовик) и переходной горизонт (верхний ордовик — нижний лландовери). В 1972 г. Ю. Н. Апенкин и А. И. Ким алтыаульскую свиту разделили на две подсвиты — нижнюю среднего ордовика и верхнюю верхнего ордовика.

Образования алтыаульской свиты в основном развиты на юго-восточном окончании Зирабулакских гор и прослеживаются узкой полосой субширотного направления от сел Алтыаул на востоке до сел. Курганча — Девонасай на западе, они слагают ядро алтыаульской антиклинали, которая замыкается юго-восточнее сел. Алтыаул. Небольшие выходы отложений имеются в районе кол. Казанбулак и в горах Айрыбель.

Нижняя граница отложений свиты неизвестна, а верхняя наблюдается в районе сел. Алтыаул, где они согласно перекрываются образованиями переходного горизонта верхнего ордовика — нижнего лландовери. Наиболее полный разрез известен в районе сел. Алтыаул.

По данным Е. И. Барковской и др. (1966), отложения алтыаульской свиты подразделяются на три пачки, или три подсвиты.

Нижняя представлена алевролитами, алевролита-глинистыми, глинистыми сланцами с тонкими прослойками песчаников с обломками кварца, кварцитов, песчаников, спилитов и кварцевых порфиров. Количество и размер обломков увеличивается снизу вверх по разрезу. Для пород характерен зеленоватый цвет и большое число обломков. Мощность около 300 м.

Средняя распространена к северу и югу от сел. Алтыаул и в районе Девонасай и характеризуется пестроцветным литологическим составом (переслаивание сланцев, алевролитов, песчаников, конгломератов, туфов, известняков с редкими обломками песчаников, глинистых сланцев и кремнистых пород). Начинается среднегалечными конгломератами серого цвета, состоящими из гальки кварца, кремнистых сланцев, песчаников, кварцевых порфиров и кварцитов (30—40 м). Общая мощность подсвиты составляет 323 м.

В районе кол. Казанбулак и по саю Джилга Е. И. Барковская и другие собрали водоросли *Vermiporella* sp. (aff. *inconstans* Hold.), *Dimorphosiphon rectanquulare* Hold. (опр. М. Б. Соколовой), характерные для верхней половины ордовика. В этих же пунктах собраны брахиоподы *Nesperorthis* sp., *Schizophorella* sp., *Orthidae* (определения Н. М. Ларина, О. И. Никифоровой, О. Н. Андреевой), позволяющие определить возраст вмещающих пород как верхний ордовик, и кораллы *Agetolites* cf. *multitabulatus* Lip. и др., характерные для верхнего ордовика — нижнего силура.

О. Н. Халецкая и З. М. Абдуазимова в правом борту сая Сыпки среди сланцев нашли граптолиты *Dictyonema* ex gr. *volchovense* O but среднего — верхнего ордовика.

Таким образом, возраст алтыаульской свиты Е. И. Барковской и др. (1966) принимается как средний — верхний ордовик.

Верхняя подсвита развита в основном по саю Джилга, небольшие выходы ее обнажаются восточнее кол. Алтыаул. Представлены они глинистыми, серицито-глинистыми и кварц-серицито-глинистыми сланцами с прослоями и линзами кварцевых песчаников (150—200 м).

Отложения переходного горизонта распространены ограниченно, они вытягиваются узкой полосой северо-восточнее селения Алтыаул, небольшие выходы обнажаются у селения Курганча и в районе Девонасая. Залегают они с постепенным переходом на отложениях алтыаульской свиты. Разрез представлен в основном глинистыми и алевролитоглинистыми сланцами, переслаивающимися с песчаниками и песчано-глинистыми известняками. Верхи разреза сложены буровато-серыми мелкозернистыми слоистыми известняками с многочисленными остатками брахиопод, ругоз и табулят *Palaeofavosites cf. alveolaris* (Goldfuss) var. *karinuensis* Sok., *Palaeofavosites aff. schmidti* Sok., *Clathrodictyon sp.*, *Agetolites cf. asiaticus* Kim. (опр. А. И. Кима), что дает основание определить возраст пород как верхний ордовик — нижний лландовери. Мощность переходного горизонта — 50—60 м.

Ю. Н. Апекин и А. И. Ким предложили делить алтыаульскую свиту на две подсвиты — нижнюю и верхнюю. Нижняя подсвита отнесена к среднему ордовику по определениям трилобитов и наутилоидей, а верхняя — к верхнему ордовику на основании изучения кораллов и брахиопод. По их мнению, переходный горизонт и средняя подсвита Е. И. Барковской и др. (1966) одновозрастны и относятся к верхнему ордовику, а верхняя и нижняя подсвиты одновозрастны, относятся к среднему ордовику.

ЗАРАФШАНСКИЙ И ГИССАРСКИЙ ХРЕБТЫ

На северном склоне Зарафшанского хребта, в долине р. Пакшифа А. П. Марковский (1934) впервые для этого района в известняковых прослоях среди песчано-сланцевых отложений собрал фауну среднего — верхнего ордовика. По соседству с данным участком ордовикские криноидеи найдены в известняковых глыбах, расположенных среди терригенной толщи среднего карбона (А. Б. Коровкин, А. С. Шадчиев, Д. А. Старшинин). Согласно представлениям Д. А. Старшинина, сборы А. П. Марковского также сделаны из глыбы, которая находится в ассоциации с глыбами известняков, из которых собрана фауна силура, девона и нижнего карбона.

Более поздние геологосъемочные и тематические исследования значительно расширили географию ордовикских отложений. Их нашли П. Д. Виноградов, Н. С. Торшин (1963) на правом берегу р. Ягноба, в 1 км к западу от сая Фаркау. Представлена ордовикская толща преимущественно алевролитистыми и слюдисто-глинистыми сланцами (130 м). Основание ее сложено тонкослоистыми глинистыми и песчано-глинистыми известняками, чередующимися с зеленовато-серыми известняково-глинистыми сланцами. В известняках собраны остатки трилобитов и брахиопод *Basilicus nobilis* Wagg., *Leptaena trigonalis* Eit. верхов среднего ордовика.

На правом борту долины р. Сарымата, южнее устья Акбаширсая обнажаются темные филлитовидные сланцы (10—15 м), согласно перекрытые тонко- и среднеслоистыми темно-серыми шламово-детритусовыми известняками (10—12 м), из которых собраны табуляты *Palaeofavosites alveolaris* (Goldf.), *Propora sp.*, *Streptelasma saelaboni* Schef., *Brachielasma collucata* (Schef.) (самые верхи ордовика). Известняки выше по разрезу постепенно сменяются переслаивающимися шламово-детритусовыми известняками, вулканогенными породами, известняково-слюдистыми сланцами (60 м) с фауной нижнего лландовери (Лаврусевич, Гриненко, Лелешус, 1965 г.; Виноградов, Торшин, 1963).

Непосредственно под фаунистически охарактеризованными отложениями лландовери в непрерывном разрезе обычно располагаются серицитито-хлоритовые сланцы и их разновидности с небольшим количеством прослоев полевошпатово-кварцевых и слюдисто-кварцевых песчаников и алевролитов, местами (долина р. Пасруддарьи) с прослоями вулканитов основного состава, а иногда и конгломератами (сай Мошкеват). Эта часть разреза напоминает отложения верхнего ордовика перевала Шахриомон и долины р. Сарымата. В сходных породах северного склона Гиссарского хребта (р. Мошкеват, Габеруд и др.), З. З. Муфтиев, К. Исмаилов, В. В. Лоскутов в 1957 г. нашли *Nyctopora* sp., характерную для ордовика (Кухтиков, 1968).

В восточной части Зарафшанского хребта у слияния р. Агаюрмы и Иштан-Салды в 1960 г. Д. Р. Мучаидзе и др. в пачке темно-серых листоватых мергелеподобных известняков, перемежающихся с зелеными хлорито-серицитовыми сланцами, установили *Favosites* sp., *Pentagonopentagonalis pamiricus* Yelt. в интервале верхний ордовик—средний лландовери. Необходимо отметить, что этими же исследователями в подобных желтовато-серых мергелистых известняках, но уже в западной части Алая (р. Тутек) собраны довольно многочисленные органические остатки нижнего силура. Но здесь же встречены криноидеи *Pentagonopentagonalis flabellatus* Yelt., известные только в среднеордовикских отложениях Памира, Казахстана, Западной Сибири и Прибалтики.

В бассейне р. Ягноба, в Фандарьинском ущелье имеется пачка зеленовато-серых до бурых, местами полосчатых, глинисто-кремнистых и серицитито-хлоритовых сланцев, перекрытых белыми полосчатыми мраморизованными известняками. В верховье сая Кумарга В. Д. Салтовская в осыпи нашла табуляты *Reuschia* ордовик-нижнесилурийского облика. Из этого следует заключить, что мергелистые известняки, располагающиеся выше сланцево-алевролитно-песчаниковой части разреза, представляют собой переходный слой между отложениями верхнего ордовика и нижнего силура.

Кроме того, в верховьях р. Ягноба, в нижнем и среднем течении р. Фандарьи широко распространена зеленосланцевая метаморфическая толща, известная под названием «ягнобская свита». Впервые она выделена А. П. Марковским (1934) и возраст ее определялся как силур-девонский. Это обосновывалось находками силурийской фауны в разрозненных выходах карбонатных пород, рассеянных в больших полях зеленосланцевых образований.

Другую точку зрения на возраст ягнобских сланцев высказал В. Р. Мартышев (1956), рассматривавший ягнобские сланцы как метаморфизованные аналоги пушневатской свиты (средний девон—нижний карбон). З. З. Муфтиев, А. С. Шадчинев (1970) считали ягнобские сланцы средне-позднекаменноугольными.

Противоположную точку зрения относительно возраста ягнобских сланцев высказали М. М. Кухтиков (1968), Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев, О. Г. Кангро (1972), М. А. Ахмеджанов и др. (1975), относящие ягнобские сланцы к докембрию, докембрию—нижнему палеозою.

Нет согласия среди исследователей также относительно объема и мощности ягнобских сланцев. По Л. Н. Бельковой, В. Н. Огневу, О. Г. Кангро (1972), мощность ягнобской свиты 6000 м. По данным А. В. Покровского, она завышена более чем в три раза в связи с неоднократными повторениями секций разреза.

По данным Э. А. Портнягина, В. И. Павлова, К. О. Цориева (1976), отложения ягнобской свиты включают эффузивно-сланцевую (1800—

2000 м), кварцито-сланцевую (200 м), карбонатную (200—250 м) и песчано-сланцевую (1200 м) толщи, суммарная мощность более 5500 м. В кварцито-сланцевой толще в нескольких пунктах на левобережье р. Ягноба и в бассейне р. Каняза в прослоях доломитов и известняков найдены табуляты *Catenipora gothlandica* (Yobe), *Favosites hisingeri* Edw. и др., характерные, по определению В. Л. Лелешуса, для лландовери — венлока.

В карбонатной толще Э. А. Портнягин, В. И. Павлов, К. О. Цориев (1976) обнаружили строматопороиды *Clatrodictyon numerosum* Grin., *Clatrodictyon distributum* Grin., *Amphipora* cf. *antiqua* Grin. и др., указывающие, по определению Г. С. Гриненко, на лудловский возраст вмещающих отложений. Выше встречены ругозы позднелудловско-раннедевонского возраста. В нижней эффузивно-сланцевой и верхней песчано-сланцевой толщах органические остатки не обнаружены. По положению в разрезе они условно отнесены к ордовику — нижнему силуру (лландовери), а верхняя надкарбонатная толща — к низам среднего девона. В 1970 г. А. И. Лаврусевич и В. И. Лаврусевич (1973) в районе г. Рута, изучая разрезы разских слоев, представленных пачкой зеленовато-бурых кварцевых песчаников и филлитов, обнаружили в верхней их части (на горе Мухнак) мелкие полипняки табулят, среди которых В. Л. Лелешус определили *Lyopora* cf. *regularis* Kim позднеордовикского возраста. Ниже по разрезу располагаются отложения ягнобской свиты, а сами разские слои согласно перекрываются тонко-слоистыми доломитизированными известняками, иногда с прослоями кварцевых алевролитов, песчаников и филлитов (35—37 м) с табулятами, мшанками, трилобитами лландоверийского яруса.

Следовательно, в ягнобскую свиту включены разновозрастные толщи ордовика, силура и девона. По данным М. А. Ахмеджанова и др. (1975), А. В. Покровского, а также А. И. Лаврусевича, В. И. Лаврусевича (1973), собственно ягнобской свите в этом комплексе соответствует только нижняя вулканогенно-терригенная толща, ограниченная сверху позднесилурийской карбонатной толщей, а снизу возрастная граница не установлена. В районе Каратегина А. В. Бурмакин, Д. А. Старшинин и др. в 1962 г. отметили согласное залегание подобной толщи на докембрийском комплексе, поэтому нижняя возрастная граница может варьировать в широких пределах. Однако, учитывая ее вулканогенно-терригенный состав, положение в разрезе под карбонатами лландовери ее можно параллелизовать с шахриомонской свитой верхнего ордовика.

В западной части Зарафшанского хребта в районе пер. Шахриомон А. И. Ким (1963) установил фаунистически охарактеризованные непрерывные ордовикские и силурийские разрезы. Первоначально выделены шахриомонский горизонт среднего — верхнего ордовика и арчалыкские слои нижнего силура (нижний лландовери). Ранее эти отложения датировались то как лландовери-венклокские, то как верхнелудловские. Несколько позже А. И. Ким (1966) пересмотрел свою схему. Это касалось в основном арчалыкских слоев, которые подразделены на нижнеарчалыкские (ашгиллий) и верхнеарчалыкские (нижний лландовери). Такое деление объяснялось стратиграфическим положением слоев с *Holorhynchus* и *Agetolites*, которые ранее относились к основанию нижнего лландовери. Шахриомонскую свиту он датировал как средний — верхний ордовик, а нижнеарчалыкские слои — как ашгиллий.

Более детально ордовикские отложения района перевала Шахриомон расчленены Ю. Н. Апекиным и др. (Ким, Апекин, Ерина, 1975).

Ордовикские отложения они разбили на шахриомонскую свиту и арчалыкские слои.

Шахриомонская свита по литологическому составу и комплексу органических остатков разделена на разновозрастные слои: обикалонские (средний ордовик), вулканогенно-обломочные (верхняя часть карадокского яруса), чашмакалонские (нижняя часть ашгильского яруса), арчалыкские слои, или нижнеарчалыкские слои по А. И. Киму, 1966 (верхняя часть ашгильского яруса). Нижнеландоверийские образования, согласно залегающие на арчалыкских слоях, выделены в минкучарские слои.

Обикалонские слои (200 м) сложены в основном зелеными и темно-зелеными песчаниками и алевролитами кварцевого состава с прослоями желтоватых кварцевых песчаников, гравелитов и известняково-глинистых сланцев. В алевролитах собраны брахиоподы *Nicolella strasburgensis alata* Roz., *Onniella chancharica* Sever., *Reuschella horderleyensis asiatica* Roz., *Admixtella orientalis* Roz., трилобиты *Otarion simplex* Kol., *Placoparina sedgwicki* (M'Co y), *Calymenesum tingi* (Sun), *Pharostoma inermis* Kol., *Iliaenus convexicollis* Web., *Dalmanitina socialis* (Barr.) и др., иглокожие *Hemicosmites* cf. *extrancus* Eichw., *Herpetocystis vajgatshensis* (Yelt.), что позволяет определить возраст обикалонских слоев в пределах среднего ордовика.

Вулканогенно-обломочные слои (100 м) сложены в основном обломочными породами — конгломератами, гравелитами, песчаниками кварцевого состава с прослоями и линзами туфов кварцевых порфиров, туфопесчаников и конглобрекчий. Взаимоотношение с подстилающими обикалонскими слоями обычно тектоническое, лишь в некоторых разрезах, по данным Ю. Н. Апекина, А. И. Кима и др., согласное, последовательное, несмотря на наличие в основании вулканогенно-осадочных слоев мощных конгломератов. Накопление обломочного материала они объясняют возникновением кратковременных локальных поднятий вследствие проявления процессов вулканизма. С таким объяснением согласиться трудно. По-видимому, после накопления обикалонских слоев произошел крупный размыв, что подтверждают и обломки пород из обикалонских слоев в вулканогенно-обломочном слое.

Возраст вулканогенно-обломочного слоя определяется его стратиграфическим положением между обикалонскими слоями среднего ордовика и согласно перекрывающимися чашмакалонскими слоями нижнего ашгиллия в объеме верхнего карадока.

Чашмакалонские слои (50 м) сложены в основном охристыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями гравелитов и алевролитов. В верхах разреза встречаются прослои и линзы буроватых алевролитов и органогенно-детритусовых брахиоподовых известняков. Возраст слоев на основании определения брахиопод, трилобитов, иглокожих, водорослей и граптолитов (Ким, 1966) раннеашгильский. Определены брахиоподы *Dolerorthis intermedius* Nik., *Sowerbyella intricata* Nik., *Holorhynchus giganteus* Kiarg., *Eoanastrophia antiquata* Nik., трилобиты *Conolichas aequilobatus* Dames, *Calliops kimi* Kol., *Synchomalonotus sulcatus* Kol., *Platylichas laxatus* (M'Co y), *Otarion* sp., *Brontocephalus* sp., иглокожие *Medicrinus lenitus* (Stuk.), *Medicrinus* sp., табуляты *Lyoroga* sp.

Арчалыкские слои (35—45 м), или нижнеарчалыкские слои по А. И. Киму (1966), залегают согласно на чашмакалонских и представлены в основном органогенными известняками, доломитами с прослоями песчано-глинистых пород и обломками кремнистых пород

Возраст арчалыкских слоев на основании находок табулят *Lyopora regularis* Kim, *Catenipora* sp., *Palaeofavosites* sp., гелиолитид *Acdalopora elegantis* Kov., *Propora* sp., ругоз *Enterolasma conicum* Bulv., *Calostilis deuticulatum* Kjer., брахиопод *Holorhynchus giganteus* Kia., трилобитов *Synchomalonotus sulcatus* Kol., *Platylichas* aff. *laxatus* (M'Coу) и других определяется как позднеашгильский. Выше согласно залегают доломиты минкучарских слоев нижнего силура.

В пределах южного склона Гиссарского хребта ордовикские отложения достоверно установлены Д. А. Рубановым (1968) на водоразделе р. Чилликсу и Иргайлика. Представлены они серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, слюдяно-кремнистыми и аргиллитовыми сланцами с прослоями темно-серых глинистых известняков (300 м). Верхние горизонты разреза, по данным Д. А. Рубанова (1968), обнажаются в бассейне р. Алмалы и сложены темно-серыми тонкослоистыми доломитизированными и органогенными известняками, известковистыми алевролитами, песчаниками и мергелями. В известняках найдены строматопоры, табуляты, брахиоподы, криноидеи, водоросли *Agetolites* sp., *Palaeofavosites* sp., *Plasmoporella* ex gr. *grandis* Bond., Pl. cf. *bifida* Bond., *Sowerbyellidae*, по определениям А. И. Кима и Н. М. Ларина, характеризующие возраст вмещающих пород как поздний ордовик.

В верховьях р. Чоша, по данным Д. А. Рубанова, в основании чормагольской свиты силура обнажаются песчаники, косослоистые мергели с прослоями органогенных плитчатых глинистых известняков, алевролиты и органогенно-обломочные темно-серые известняки, содержащие *Lyopora* sp., *Agetolites* sp., *Plasmoporella* st. и др., позволяющие считать возраст вмещающих пород верхнеордовикским (100 м).

Среди верхнеордовикских образований Д. А. Рубанов отмечает чередование туфов липаритовых порфиритов с туфо-аргиллитами. Туфы имеют массивную текстуру и порфиристую структуру. Вкрапленники (до 25—30% объема) представлены оплавленными зернами кварца (1—3,5 мм), единичными зернами карбонатизированного и пелитизированного ортоклаза и идиоморфными таблицами опалитизированной роговой обманки. Основная масса состоит из крипто-кристаллического кварц-полевошпатового вещества, замещенного карбонатом, хлоритом и слюдopodobным минералом.

Глава IV. СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕГИОНА

Впервые обзор стратиграфии Средней Азии дан Д. В. Наливкиным (1926) в «Очерке геологии Туркестана». Отложения нижнего палеозоя в основном отнесены к категории нерасчлененных и условных. В 20—30-х годах в ряде пунктов обнаружены комплексы археоциат, трилобитов, брахиопод, позволившие выделить отложения нижнего и среднего кембрия и ордовика, что нашло отражение в одном из томов «Геологии СССР» и в трехтомной «Геологии Узбекской ССР» (1937).

Геологосъемочные и палеонтолого-стратиграфические работы расширили географию находок органических остатков, были разработаны местные стратиграфические схемы (Огнев, 1958; Зубцов, 1958, Королев, 1958; Яскович, 1958, 1965, 1968; Халецкая, 1965, и др.). Отмечены две зоны (полосы) развития кембрия и ордовика — Чаткало-Нарынская и Туркестано-Алайская, отличающиеся некоторыми особенностями литологии и фаунистическими комплексами.

Стратиграфия нижнепалеозойских отложений Чаткальского региона подробно рассматривалась Р. Н. Абдуллаевым (1965), Р. Н. Абдуллаевым, О. Н. Халецкой (1970), Л. М. Глейзер (1967), Р. Н. Абдуллаевым, Л. М. Глейзер (1976) и др. По стратиграфической последовательности, составу и комплексам органических остатков отложений кембрия и ордовика этого региона хорошо сопоставляется с Большим Каратау и Нарыном.

В конце 60-х и начале 70-х годов стало ясно, что в состав кембрия в Южном Тянь-Шане ошибочно включались отложения ордовика, силура, девона, карбона, что намного увеличивало мощность и объем нижнего палеозоя (Кухтиков, Черенков, 1960, 1963; Кухтиков, 1968; Бискэ, Старшинин, 1965; Старшинин, 1974; Абдуллаев, Ахмеджанов, Борисов, 1972, 1973, 1975; Поршняков, 1973). Наряду с региональными исследованиями специально изучались органика и разрабатывалась биостратиграфия кембрия и ордовика.

Описаны археоциатные и трилобитовые комплексы, уточнена биостратиграфия кембрия и ордовика Туркестанского и Зарафшанского хребтов и Центральных Кызылкумов (Журавлева и др., 1970; Абдуллаев, 1972; Хайруллина, 1973; Лукьянов, 1974; Репина и др., 1975; Ким, Алекин, Ерина, 1975; Розман, Стукалина, Колобова, 1975). Переопределены ранее известные и описаны установленные комплексы, выделены характерные археоциатные, трилобитовые и другие слои в нижнем, среднем кембрии и ордовике.

Наши геолого-стратиграфические исследования, дополнительный сбор органических остатков и анализ сведений по составу, строению и возрасту нижнепалеозойских отложений показали, что в пределах Южного Тянь-Шаня не известны непрерывные и полные разрезы кембрия и ордовика. Они обнажаются среди среднепалеозойских и докембрийских образований и вдоль глубинных разломов в виде тектонических блоков, чешуй и глыб, составляя небольшие по мощности части отделов или ярусов кембрия и ордовика.

Предлагаемая стратиграфическая схема нижнепалеозойских отложений страдает некоторыми недостатками, так как она построена на основании комплексов органических остатков, собранных в обнажениях, во многих случаях не связанных друг с другом единым разрезом.

НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Самые нижние слои нижнекембрийского разреза обнажаются в центральной части Туркестанского хребта (табл. 3) в районе р. Каравайская (левый приток р. Арглы), где они представлены темно-серыми и черными тонкослоистыми углистыми сланцами, скрытокристаллическими известняками, углисто-графитистыми доломитами, кремнистыми известняками (100—150 м) с многочисленными археоциатами и водорослями *Ajacyathus* sp., *Annulofungia* sp., *Annulofungia* aff. *taylori* K r., *Leptosocyathus* sp., *Coscinyathus* cf. *dianthus* B o r n., *Membrana-scyathus* aff. *repinae* R o s., *Dictyocystus* sp., *Renalcis gelatinosum* K o r d e, *Eriphiton* sp. (сборы А. П. Марковского, Д. А. Старшинина, Т. И. Хайруллиной, Б. В. Ясковича, И. Т. Журавлевой, В. С. Лукьянова и др.) Комплекс археоциат, по В. С. Лукьянову и др. (1974), отвечает верхам алданского яруса и сопоставляется с камешковским горизонтом Саяно-Алтайской складчатой области.

В Туркестанском хребте (район пер. Кырк-Казык), на южном склоне Алайского хребта (водораздел Текелик — Коксу, долина р. Чон-Карагатты, верховье р. Бурусунды) нижнекембрийские отложения сложены черными аргиллитовыми сланцами с прослоями и линзами черных битуминозных известняков, содержащих многочисленные остатки археоциат и водорослей *Ajacyathus* sp., *Archaeocyathellus asiaticus* Z h u r., *Taylorcyathus* sp., *Coscinyathus dianthus* B o r n., *Coscinyathus minor* Z h u r., *Coscinyathus vsevolodi* K o r s h., *Coscinyathus echinus* D e b r., *Choubertycyathus clathratus* D e b r., *Robustocyathus* sp., *Syringocnema eleganta* V o l., *Renalcis pectunculum* K o r d e, *Renalcis gelatinosum* K o r d e, *Eriphiton* sp. и др. (сборы Б. В. Ясковича, Т. И. Хайруллиной, И. Т. Журавлевой, В. А. Лучининой, В. С. Лукьянова, А. В. Яговкина, Л. В. Фомченко и др.).

Комплекс археоциат и водорослей И. Т. Журавлева и др. (1970), В. С. Лукьянов и др. (1974) выделили в слои с *Coscinyathus echinus* — *Choubertycyathus clathratus* — *Syringocnema eleganta*, *Renalcis pectunculum*, отвечающие низам санаштыкольского горизонта Саяно-Алтайской складчатой системы (низы ленского яруса). Этому же уровню соответствуют остатки археоциат *Ajacyathus* sp., *Archaeocyathellus* sp., *Coscinyathus dianthus* B o r n., *Clathricoscinus* cf. *mollis* V o l., *Ethmophyllidae*, *Vicyathus ertaschkensis* V o l. и др. (опр. И. Т. Журавлевой), обнаруженные И. С. Тесленко, И. Т. Журавлевой (1974) в Карачатыре в глыбах известняков.

В Туркестанском хребте в бассейне р. Алты-Кола и в районе перевала Кумбель в виде экзотических утесов среди отложений среднего карбона обнажаются бурые плитчатые глинистые сланцы, пере-

слагивающиеся с известняками (100—150 м), содержащие трилобиты *Alticolia posochovae* Hajr., *Bergeroniellus expansus* Legm., *Lermontovia schachristanica* Hajr., *Lermontovia turkestanica* Suv., *Lusatiops jaskovitchi* Hajr., *Peronopsis eoscutalis* Hajr., *Redlichia uzbekistanica* Hajr. и др. (сборы М. М. Посоховой, Б. В. Ясковича, Т. И. Хайруллиной). Комплекс трилобитов, по определению Т. И. Хайруллиной, соответствует ленскому ярусу нижнего кембрия, выделенные трилобитовые слои с *Lermontovia turkestanica* и *Alticolia posochovae* отвечают верхам санаштыкгольского горизонта и обручевскому горизонту Саяно-Алтайской складчатой системы (Журавлева и др., 1970; Лукьянов и др., 1974).

Верхам ленского яруса (обручевскому горизонту) в Северном Тамдытау соответствуют светло-серые массивные органогенные известняки (30—100 м), обнажающиеся в виде экзотических тел в районе оврага Джерой, кол. Каратаг, Тюменбай, Елемесаши и др., с археоциатами, трилобитами и водорослями *Tegerocyathus edelsteini* (Vol.), *Tegerocyathus abakanensis* (Vol.), *Flindersicyathus kuzmini* (Vol.), *Claruscyathus billingsi* (Vol.), *Parapoliella kysylcumica* Hajr., *Kooteniella modesta* Hajr., *Olenoides* sp., *Epiphiton scapulum* Korde, *Renalcis polymorphus* (Mas.), *Cambridium* cf. *tschernysheva* Horny и др. (Журавлева и др., 1970).

Сравнение комплексов нижнекембрийской органики Туркестанского хребта и Северного Тамдытау позволяет сделать вывод о том, что комплексы трилобитов ленского яруса не имеют общих видов и родов. Такое различие можно объяснить недостаточностью сборов или существованием двух провинций, не связанных друг с другом и отличающихся условиями развития и обитания фауны.

СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ

В Мальгузарских горах в верховьях Зааминсу среднекембрийские отложения обнажаются в тектоническом блоке среди силурийских отложений и представлены тонкоплитчатыми известняками с прослоями алевролитистых известняков, аргиллитовых сланцев и песчаников (450 м).

В низах разреза в известняках обнаружены остатки трилобитов *Elrathina poletaevae* Hajr., *Elrathina myki* Hajr., *Elrathina suvorovae* Hajr., *Erbia granulosa* Legm., *Erdia sibirica* (Schm.), *Eodiscus* sp., *Kootenia* sp., и др. (опр. Т. И. Хайруллиной, сборы Э. Т. Ташпулатова, С. Л. Лутфуллаева). Комплекс трилобитов, по заключению Н. П. Суворовой, позволяет определить возраст вмещающей толщи как самые низы среднего кембрия. Т. И. Хайруллина (1973), И. Т. Журавлева и др. (1970) в этом комплексе трилобитов установили слои с *Elrathina poletaevae* и слои с *Erbia sibirica*, соответствующие нижней и верхней половине амгинского яруса.

Совершенно другой комплекс трилобитов и брахиопод, собранных в органогенных карбонатных глыбах, характеризует амгинский ярус районов Сулюкты, Мадыген-Шодымира, Карачатыра, долины р. Исфара, Аравана и Акбуры, Северного Тамдытау.

Комплексы трилобитов Л. Н. Репиной и др. (1975) подразделены на два слоя с *Sdzuyella* — *Aegunaspis* и с *Pseudanomotocarina*, характеризующие соответственно нижнюю и верхнюю половины амгинского яруса.

Комплекс трилобитов слоя с *Sdzuyella* — *Aegunaspis* в глыбах известняков известен в Сулюкте (южный выход), Мадыгене (сай Кашумкую, Сагул): *Glabrella ventrosa* Legm., *Aegunaspis proxima* Hajr.,

Корреляционная стратиграфическая схема кембрийских

Система	Отдел	Ярус	Большой Каратау	Пскемский и Сандалашский хребты	Чаткальский хребет (басс. р. Чаткала)
			O ₁	O ₁	O ₂
Кембрийская	Верхний	Майский	Кокбулацкая свита Светло-серые известняки с трилобитами <i>Geragnostus</i> cf. <i>spinosus</i> Chien., <i>Proceratopyge grabaui</i> (Trod), <i>Pseudagnostus obsoletus</i> Lerm., <i>Logagnostus trisectus</i> , (Salt.) <i>Hypagnostus parvifrons</i> (Ang), <i>Hypagnostus brevifrons</i> (Lins.), <i>Peronopsis fallax</i> (Lins.) (40–300 м)	Бугулыбулакская свита (верхняя подсвита) Известняки, кремнистые сланцы Трилобиты <i>Proceratopyge olenekensis</i> Pokr., <i>Pseudagnostus impressus</i> Lerm., <i>Homagnostus ex gr. paraobesus</i> Lerm., <i>Agnostus simplixiformis</i> Ros. (50–100 м)	
	Ленский	Курумсацкая свита Кремнистые, углисто-кремнистые, кремнисто-углисто-глинистые ванадиеносные сланцы (200–250 м)	Нижняя подсвита Углисто-кремнистые, углисто-глинистые сланцы, доломиты (15–150 м)	Конглобрекчии, известняки, доломиты <i>Kutorgina</i> cf. <i>cingulata</i> (Bill.), <i>Acrotreta</i> sp. (5 м)	

PR₃

PR₃

V

Таблица 3

отложений Среднего и Южного Тянь-Шаня

Букантау	Северный Тамдытау	Северный Нуратау
O ₁	O ₁	O ₁
Известняковые глыбы с трилобитами <i>Pseudagnostus</i> sp., <i>Onchonotellus</i> sp. (5–10 м)	Известняковые глыбы с трилобитами <i>Pseudagnostus impressus</i> Pokr., <i>Pseud. gwadratus</i> Pokr., <i>Homagnostus</i> sp. (1–6 м)	Переслаивающиеся темно-серые глинистые сланцы с бурыми известняками В низах известняковые конгломераты (60 м)
Известняки, сланцы, кремнистые породы. Водоросли <i>Stereophycus schochicus</i> Pjan. (50–70 м)		Живачисайская свита Переслаивающиеся известняки, сланцы с <i>Cambriidium</i> sp., <i>Stereophycus</i> sp., <i>Hyolitelmintes</i> sp., <i>Algae</i> (200 м)
	Известняковые глыбы с трилобитами <i>Dorypyge</i> sp., <i>Kooteniella</i> sp., <i>Peronopsis fallax</i> Linn. (5–10 м)	
	Известняковые глыбы с <i>Tegerocyathus edelsteini</i> (Vol.) (30–100 м)	

PR₃

PR₃

PR₃

Южный Нуратау	Мальгузар	Чумкуртау	Туркестанский хребет (бас. р. Арглы, Алтыкол)
O ₁	O ₁	O ₁	S ₁
Шурчинская свита Сланцы глинисто-сланцевые, кварцево-полевошпатовые песчаники с прослоями песчаных известняков с „Pesaia“ Walc. (180 м)	Аргиллитовые сланцы с прослоями темных известняков (15—20 м)	Переслаивающиеся пачки известняков и сланцев. В известняках трилобиты Linguagnostus sp., Peronopsis sp., Homagnostus obesus (Belt), Pseudagnostus Lerm. (100 м)	Известняки с прослоями глинистых сланцев и известковистых песчаников. В известняках трилобиты Homagnostus ex gr. obesus Belt., Onchotellus oburdonicus Hajr. В основании известняковые конгломераты (60—100 м)
Живачисайская свита Переслаивающиеся известняки, сланцы с водорослями Algae. (100 м)			Переслаивающиеся известняки, сланцы. Трилобиты Lejopyge laevigata (Dalm.), Hypagnostus brevifrons (Ang.) (500 м)
	Переслаивающиеся известняки, сланцы с прослоями алевролитов, сланцев, песчаников. Трилобиты Erbia sibirica (Schmid.) Elrathina myki Hajr. (445 м)		
			Переслаивающиеся глинистые сланцы и известняки с трилобитами Altikolia posochovae Hajr., Peronopsis eoscutalis Hajr. (100 м)
			Углистые сланцы, углисто-графитистые доломиты и известняки с Coscinocyathus turkestanensis Kon., Annulofungia aff. taylori Kr. (100—150 м)

PR₃PR₃ ?

Туркестанский хребет (Сулюкта, Шодымир)	Алайский хребет	Восточный Алай
O ₂	O ₁	
Известняковые глыбы с трилобитами Pseudagnostus cf. obsoletus Lerm., Pseud. simplex Lerm., Homagnostus cf. seletensis Ivshin.	Диабазы, диабазовые порфириды с прослоями и линзами кремнистых и углисто-кремнистых сланцев, алевролитов, песчаников и известняков (100 м)	Массивные известняки с прослоями известковистых алевролитов, сланцев, песчаников. В известняках трилобиты Pseudagnostus sp., Prochuangia sp., Homagnostus paraobesus Lerm. (45—50 м)
	Известняки, доломиты, углистые, известковистые, кремнистые сланцы Трилобиты Dorypyge richthofeniformis Lerm., Hypagnostus sp., Solenopleura ferganensis Lerm. (28 м)	Алевролиты с прослоями известняков Трилобиты Eodiscus punctatus Salter, Corynepochus sp., Peronopsis ex gr. fallax Linn. (40—45 м)
Известняковые глыбы Solenopleura ferganensis Lerm., Dorypyge richthofeniformis Lerm., Neolenus inexpectans Lerm.		
	Массивные известняки, известковистые сланцы с остатками археоциат Coscinocyathus aff. dianthus Born., Dictyocyathus sp. (40 м)	

Corynexochus sp., *Kooteniella* sp., *Dorypyge richthofeniformis* L e r m., *Sdzuyella stremina* H a j r. и др. (Репина и др., 1975).

Трилобиты слоя с *Pseudanomocarina* в глыбах известняков известны в Сулюкте (северный выход), Мадыгене (сай Шакуш), Шодымире, Карачатыре, в долине р. Аравана и в Северном Тамдытау и представлены следующими формами: *Peronopsis insignis* (W a l l.), *Corynexochina weberi* L e r m., *Olenoides inexpectans* (L e r m.), *Glabrella ventrosa* L e r m., *Dorypyge richthofeniformis* L e r m., *Pseudanomocarina acutata* B o g n., *Jincella ferganensis* (L e r m.), и др. (Репина и др., 1975).

Наибольшее распространение и однородный литологический состав имеют отложения майского яруса Туркестанского хребта (полоса от сая Шоган-Обурдон на востоке до урочища Кызыл-Мазар на западе), известные в Северном и Южном Нуратау, Букантау и Гобдунтау под названием живачисайской свиты и ее аналогов, сложенные чередующимися пачками буровато-серых, темно-серых известняков, известковистых сланцев и темно-серых, черных аргиллитовых сланцев, алевролитов и кварцевых песчаников.

В Туркестанском хребте обнажается наиболее полный разрез (500 м), содержащий большой комплекс трилобитов, разделенных Т. И. Хайруллиной (1973) на слои с *Corynexochus excelsus*, включающие *Hypagnostus truncatus* (B r o g.), *Peronopsis fallax* (L i n n.), сопоставляемые с нижней частью зоны *Anopolenus henrici* — *Corynexochus perforatus* оленекского горизонта майского яруса Якутии; слои с *Pianaspis recta*, содержащие *Pianaspis angusta* H a j r., *Pianaspis attenuata* (L e r m., et T c h.), *Jincella transversalis* H a j r., *Ptychagnostus aculeatus* (A n g.), *Hypagnostus exsculptus* (A n g.), *Anomocarioides limbataeformis* L e r m., *Goniagnostus nathorsti* (B r o g g.) и другие, сравнимые с зоной *Anomocarioides limbataeformis* джхатарского горизонта майского яруса Якутии; слои с *Hypagnostus brevifrons* с сопутствующими *Hypagnostus arglitus* H a j r., *Lejopyge laevigata* (D a l.), *Linguagnostus tricuspis* L e r m., *Clavagnostus dentatus* H a j r., *Phalacroma glandiforme* (A n g.) и другие, отвечающие нижней половине зоны *Lejopyge laevigata* силигирского горизонта Якутии.

В Гобдунтау Т. И. Хайруллина (1971) собрала *Hypagnostus* sp., *Peronopsis* sp., *Clavagnostus* sp., соответствующие, по-видимому, слоям с *Hypagnostus brevifrons*, т. е. верхней части майского яруса Туркестанского хребта.

В Букантау, Северном и Южном Нуратау точное стратиграфическое положение живачисайской свиты и ее аналогов и соответствие ее определенному трилобитовому слою Туркестанского хребта не установлено из-за немногочисленных сборов органики. Известные же трилобиты, брахиоподы, хиолиты, водоросли, губки *Phalacroma* ? sp., *Anabarites* sp., *Hyolitelmintes* sp., *Nyratella varia* P j a n., *Renatina zoeae* P j a n., *Protospongia* sp. могут указывать на кембрийский, в лучшем случае на среднекембрийский возраст вмещающих отложений.

Нижняя граница майского яруса Туркестанского хребта и живачисайской свиты и ее аналогов Северного и Южного Нуратау, Букантау не выяснена; предполагается, что она тектоническая; перекрывается известняковыми конгломератами верхнего кембрия.

В Алайском хребте (южный склон г. Актур) среднекембрийские темно-серые массивные известняки (50—60 м) обнажаются в тектоническом блоке: В известняках найдены трилобиты *Dorypyge richthofeniformis* L e r m., *Hypagnostus* sp., *Condragraulos minussensis* L e r m.,

Solenopleura sp., по определению В. И. Гончаровой, характерные для майского яруса среднего кембрия.

В Сулюкте (северный выход) и Мадыгене Л. Н. Репина и др. (1975) наряду с карбонатными глыбами с фауной амгинского яруса установили глыбы с трилобитами *Peronopsis bifidus* Hajg., *Phalagnostus grandiforme* (Ang.), *Phoidagnostus bituberculatus* (Ang.), *Corypexochus* aff. *perforatus* Legm., *Dorypyge forta* Rep., *Dignaceps recta* Hajg., *Dignaceps aspera* Hajg., *Jincella delecta* Hajg. и другими, характерными для майского яруса среднего кембрия (слои с *Dignaceps*).

Анализ трилобитовых комплексов амгинского яруса Мальгузарских гор и районов Северного Тамдытау, Сулюкты, Мадыген-Шодымира, Карачатыра позволяет сделать вывод о том, что они развивались эндемично, по-видимому, в изолированных бассейнах, что привело к появлению совершенно различных комплексов, характеризующих один стратиграфический уровень.

ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ

В Туркестанском хребте (верховья р. Шоган-Обурдона, Бабичекотина, Заготская и др.), Чумкуртау (верховья р. Байкунгура), Северном Нуратау (верховья Нарванская), Алайском хребте (южный склон горы Актур) и Восточном Алае (среднее течение Чон-Казыка) верхнекембрийские отложения сложены переслаивающимися черными известняками, глинистыми сланцами, алевролитами и известковистыми песчаниками.

В Туркестанском хребте верхнекембрийская толща (60—100 м) с известняковыми конгломератами в основании залегает на породах майского яруса среднего кембрия.

В известняках обнаружены трилобиты и беззамковые брахиоподы *Homagnostus* ex gr. *obesus* Belt., *Homagnostus asiaticus* Hajg., *Prochuangia minuscula* Hajg., *Onchonotellus oburdonicus* Hajg., *Linguella* sp., *Acrothele* sp., *Paterina* sp., *Micromitra* sp. (сборы Б. В. Ясковича, Т. И. Хайруллиной, Р. Н. Абдуллаева, О. М. Борисова) верхнего кембрия (опр. Т. И. Хайруллиной).

В Чумкуртау нижняя граница верхнекембрийской толщи (100—130 м) не выяснена. В низах разреза найдены трилобиты и брахиоподы верхнего кембрия *Linguagnostus* (?) sp., *Aagnostus* (?) sp., *Aagnostus* cf. *simplexiformis* Rosova, *Peronopsis* sp., *Pseudagnostus* cf. *rotundatus* Legm., *Homagnostus obesus* (Belt.) (опр. Т. И. Хайруллиной).

В Северном Нуратау верхнекембрийская толща (60 м) выделяется условно на основании согласного залегания под граптолитовыми сланцами нижнего ордовика. Залегает верхнекембрийская толща с размытом на отложениях живачисайской свиты.

В Алайском хребте верхний кембрий, по-видимому, начинается с горизонта обломочных брекчиевидных известняков. Среди известняков, доломитов, углисто-глинистых сланцев имеются межпластовые диабазовые и диабаз-порфириновые слои (100—150 м). Верхнекембрийский возраст этой толщи определяется условно на основании стратиграфического положения под известняками нижнего ордовика.

В Восточном Алае верхний кембрий (45—50 м) составляет единую толщу со средним кембрием.

В известняках имеются верхнекембрийские трилобиты и брахиоподы *Pseudagnostus* sp., *Prochuangia* sp., *Homagnostus paraobesus* Legm. (сборы А. В. Яговкина, опр. Н. Е. Чернышевой).

В Северном Тамдытау (район оврага Джерой, кол. Кумкудук, Тюменбай и др.), Джетымтау II (южный склон), Сулюкте и Мадыген-Шодымире (устье Чатокса) верхнекембрийские отложения представлены карбонатными глыбами среди осадочно-вулканогенных образований более молодого возраста. Верхнекембрийская органика по этим районам в обобщенном виде такова: *Pseudagnostus impressus* L e r m., *Pseudagnostus gwadratus* P o k r., *Pseudagnostus prolongus* P o k r., *Pseudagnostus simplex* L e r m., *Pseudagnostus cf. obsoletus* L e r m., *Pseudagnostus retundatus* L e r m., *Homagnostus obesus* B e l t., *Homagnostus cf. seletensis* I v s h., *Peronopsis insignis* P o r k., *Onchonotellus subcinctus* L e r m. и др. (сборы Т. И. Хайруллиной, И. А. Поникленко, Г. В. Болговой, Б. В. Ясковича, Д. А. Старшинина, Н. П. Туаева, опр. Т. И. Хайруллиной, Н. А. Аксаринной, Л. Г. Севергиной, З. Е. Петруниной, Н. Е. Чернышевой).

Намечается две полосы распространения верхнего кембрия: в Туркестанском хребте, Чумкуртау, Северном Нуратау и Алайском хребте он слагает небольшие разрезы, залегающие с размывом на отложениях среднего или обнажающиеся в тектонических блоках; в Северном Тамдытау, Джетымтау II, Сулюкте и Мадыген-Шодымире он представлен карбонатными глыбами среди отложений более молодого возраста.

НИЖНИЙ ОРДОВИК

Нижнеордовикские отложения в основном сложены черными кремнисто-углистыми, углисто-глинистыми сланцами с прослоями известняков, они довольно четко выделяются среди нижнепалеозойских пород составом и окраской. Обнажаются в тектонических блоках, а иногда составляют с породами верхнего кембрия единую толщу.

Наиболее древние фаунистически охарактеризованные нижнеордовикские отложения обнажаются в Чумкуртау (верховья р. Аллаисмана, Кокджара, Наушека, Полагмана и др.), в Северном Нуратау (верховья Нарванская) и Северном Тамдытау (табл. 4). В Чумкуртау они слагают тектонические блоки и чешуи и, видимо, узкой полосой протягиваются по северному склону Туркестанского хребта в район Шахристанского перевала. В прослоях алевролитов А. Н. Голиковым собраны и определены граптолиты, характеризующие самые низы тремадокского яруса: *Callograptus sinuis* M u, *Dictyonema cf. flabelliforme intermedium* P r a n t l e t P r i b., *Dictyonema cf. uniforme* M u, *Dictyonema cf. scitulum* H a r r., *Dictyonema aff. murrayi* H a l l, *Clonograptus sp.* и др. (Репина и др., 1975).

В Северном Нуратау отложения тремадокского яруса (100—150 м) составляют единую толщу с верхним кембрием. В сланцах выявлены граптолиты *Bryograptus aff. kjerulfi* L a r w., *Bryograptus patens* M a t t., *Clonograptus tenellus* (L i n n.) и др. (Абдуазимова и др., 1969).

В Северном Тамдытау (район кол. Елемесаши) отложения тремадокского яруса, сложенные аргиллитами и сланцами (10—15 м), составляют тектонический блок. В сланцах обнаружены беззамковые брахиоподы *Lingulella sp.*, *Acrotreta sp.* (сборы К. А. Кешишяна, опр. В. Горянского).

Достоверные фаунистически охарактеризованные отложения аренигского яруса известны в Чумкуртау (бассейн р. Акташ и Кульсу), в горах Мальгузар (северные склоны), в Туркестанском хребте (верховья сая Шакуш), в Южном Нуратау (район села Мулла-Малая).

В Чумкуртау отложения аренигского яруса обнажаются в тектоническом блоке, сложенном терригенной толщей (350 м) с граптолитами.

Tetragraptus immaturus H s ü, *Tetragraptus quadribrachiatu*s H a l l, *Phyllograptus angustiformis* H a l l, *Didymograptus hirundo* S a l t e r, *Didymograptus* sp. и др. Возраст толщи на основании комплекса граптолитов. А. Н. Голиков (Репина и др., 1975) определяет как низы позднего аренига. По-видимому, этому стратиграфическому уровню отвечают углисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы (25—50 м) Туркестанского хребта (сай Шакуш), охарактеризованные граптолитами *Tetragraptus quadribrachiatu*s (H a l l), *Tetragraptus ammi* L a r w., *Didymograptus protobifidus* E l l e s (сборы Д. А. Старшина, опр. З. М. Абдуазимовой). Нижняя граница толщи неизвестна, перекрывается она с размывом отложениями верхнего ордовика.

Отложения раннего — среднего аренига А. Н. Голиков установил в горах Мальгузар (междуречье Урюклы — Исманьсу) на основании остатков граптолитов *Pendeograptus* ex gr. *fruticosus* (H a l l), *Pendeograptus* sp. и раннеордовикских трилобитов *Niobe* sp., *Microparia* sp., *Cymphysurus* sp. (Репина и др., 1975).

В Южном Нуратау отложения аренига сложены глинисто-сланцевыми сланцами с линзами известняка (50—200 м), обнажаются в тектоническом блоке среди пород силура.

В сланцах содержатся граптолиты аренигского яруса *Expansograptus abnormis* (H s ü), *Expansograptus extensus* (H a l l), *Expansograptus sparsus* (H o r k.), *Didymograptus* aff. *affinis* N i c h. — (сборы Н. А. Мазаненко, О. Н. Халецкой, Д. Сургутановой, З. М. Абдуазимовой, опр. О. Н. Халецкой, по Н. А. Мазаненко, 1968).

В Алайском хребте (верховья р. Чалкуйрюка) разрез нижнего ордовика сложен в основном известняками и доломитами с прослоями углисто-кремнистых пород (250—300 м) с трилобитами *Macropyge* sp., *Nileus armadillo* D a l., *Niobe* sp., *Agnostus* sp., *Harpides rugosus* S a r s et V o e s k, характерными для тремадокского и аренигского ярусов нижнего ордовика (опр. Е. А. Балашовой).

Другие выходы ордовика в тектонических блоках находятся в Алайском хребте на р. Коксу. Сложены они песчано-глинистыми и глинистыми сланцами с прослоями песчаников (180—250 м). В сланцах найдены граптолиты верхнего аренига *Didymograptus* aff. *hirundo* S a l t e r и др. («Геология СССР», т. XXV, 1972).

Условно к отложениям нижнего ордовика в горах Мальгузар (верховья р. Ходжамушкента, Акбулакская и Таубулакская) отнесены черные углисто-кремнистые, углисто-глинистые сланцы, алевролиты с прослоями известняков и линзами гравелитов (30 м) нижеакбулакской подсвиты. В Букантау к нижнему ордовика условно относятся разрозненные выходы черных углистых сланцев (50 м), обнажающиеся в ядре кокпатасской антиклинали.

СРЕДНИЙ ОРДОВИК

Среднеордовикские отложения в пределах Южного Тянь-Шаня почти на всех известных обнажениях представлены сланцево-алевролитопесчаниковой толщей с прослоями и линзами гравелитов, редко вулканогенных пород.

В Северном Нуратау (район саев Устахан, Иланчи), Северном Тамдытау (басс. Тюменбайская, Аякумар, Каратас), Букантау (южные предгорья гряды Ирлир), Джетымтау II, Сулюкте среднеордовикские отложения обнажаются в тектонических блоках, чешуях и сложены в низах разреза преимущественно алевролитом-аргиллитом-сланцами, а верхи — в основном песчано-алевролитами с прослоями и линзами гра-

Система	Ордовикская			Северный Нуратау	Северный Нуратау (сев. склон)	Южный Нуратау		
	Олеп	Ярус	Ярус					
Покрывающие отложения				S ₁	S ₁	S ₁		
Верхний	Ашгийский							
		Средний	Лландейльский					
				Лланвирнский	Калтадаванская свита Зеленовато-серые, темно-серые, массивные песчаники с прослоями алевролитов и сланцев с окатышами песчаников и гравелитов (400—500 м)			
					Иланчисайская свита Песчаники, аргиллиты, сланцы с прослоями песчаных алевролитов с граптолитами <i>Amplexograptus</i> aff. <i>fallax</i> Bul., <i>Glyptograptus teretiuscula</i> Hisinger (350—370 м)			
Нижний	Тремадокский	Ареингский	Сланцы глинистые, кремнисто-глинистые с граптолитами <i>Bryograptus</i> aff. <i>kjerulfi</i> Lapw., <i>Bryog. patens</i> Matthew (100—150 м)					
			Сланцы глинисто-слюдистые с линзами афанитового известняка. Граптолиты <i>Ehrpograpthus abnormis</i> (Hsu), <i>Exp. extensus</i> (Hall), <i>Didymograptus</i> aff. <i>affinis</i> Nic. (50—200 м)					
См ₃								

Система	Акбулакская свита			Мальгузары	Чумкуртау	Туркестанский хребет (Сулюкта, Шодымир)		
	Олеп	Ярус	Ярус					
Покрывающие отложения				S ₁	S ₁	S ₁		
Верхний	Ашгийский							
		Средний	Лландейльский					
				Лланвирнский	Верхняя подсвита Зеленовато-серые песчаники, сланцы с прослоями гравелитов (170 м)			
					Нижняя подсвита Переслаивающиеся углистые, углисто-кремнистые сланцы с алевролитами с редкими прослоями известняков, песчаников (20 м)			
Нижний	Тремадокский	Ареингский	Плитчатые аргиллиты, алевролиты и песчаники Граптолиты <i>Didymograptus hirundo</i> Salter, <i>Tetragraptus immaturus</i> Hsu. (350 м)					
			Переслаивающиеся алевролиты, углистые сланцы с прослоями песчаников и известняков. Граптолиты: <i>Dictyonema</i> cf. <i>flabelliforme</i> Prantl et Prib. 150—300 м.					
См ₃								

Акбулакская свита

См₃См₃См₃

Система	Отдел	Ярус	Туркестанский хребет (сай Шакуш)	Алайский хребет	Восточный Алай
			D ₂	S ₁	S ₁
Ордовикская	Верхний	Ашгильский	Песчаники, алевролиты, битуминозные известняки с трилобитами <i>Hammatocnemis tetrasulcatus</i> Kielan, <i>Cyphoniscus socialis</i> Salter (35–50 м)		Глинисто-кремнистые сланцы, песчаники, прослои известняков с <i>Reushia asiatica</i> Sok., <i>Paleofavosites simplex</i> (Tschern.), <i>Pal. turuchanicum</i> var. <i>multitabulatus</i> Sok. (150 м)
		Карадокский			
	Средний	Лландейльский			
		Ллавирский			
Нижний	Аренгский	Углисто-глинистые, углисто-кремнистые сланцы с граптолитами <i>Tetragraptus quadrirachiatus</i> (Hall), <i>Tet. ammi</i> Lapw. (25–30 м)	Известняки органические, алевролиты и глинистые сланцы. В известняках трилобиты <i>Harpides rugosus</i> Sars. et Boeck., <i>Onconotellus</i> sp., <i>Euloma</i> sp. (130–140 м)		
	Тремадокский				

См₃

Система	Отдел	Ярус	Кульдзуктау	Зирабулак-Знагдинские горы	Зар.фшанский хребет
			S ₁	S ₁	S ₁
Ордовикская	Верхний	Ойдыбулакская свита	Доломиты, известняки с <i>Lyopora regularis</i> Kim (200 м)	Верхняя подсвита Переслаивающиеся сланцы, известняки с прослоями кварцевых порфиров, конгломератов. <i>Agetolites</i> cf. <i>multitabulatus</i> Lin. (320 м)	Арчалыкские слои. Известняки, доломиты. <i>Lyopora regularis</i> Kim. (35–45 м)
		Казакауская свита	Переслаивающиеся сланцы и песчаники с прослоями вулканогенных пород (650 м)		
Средний	Алтынаулская свита	Песчаники с прослоями алевролитов и глинистых сланцев (50 м)	Нижняя подсвита. Алевролиты, глинистые сланцы с прослоями песчаников и обломками кварцитов, спилитов и кварцевых порфиров (300 м)	Обикалонские слои Песчаники, алевролиты с прослоями кварцевых песчаников, гравелитов и известняково-глинистых сланцев <i>Nicolella strasburgensis</i> alata Roz., <i>Onniella chancharica</i> Severg., <i>Otarion simplex</i> Kol. (200 м)	
Нижний					

велитов. Мощность среднеордовикских отложений в указанных районах колеблется от 100—150 до 350—370 м.

В песчаниках и алевролитах указанных районов собраны комплексы граптолитов, характеризующие лландейловский и карадокский возраст вмещающих отложений. Комплексы граптолитов состоят практически из одних и тех же видов и поэтому приводим их в обобщенном виде: *Amplexograptus* aff. *fallax* Bulman, *Amplexograptus* ex gr. *typicallis* (Hall), *Amplexograptus* *manitoullensis* (Caley), *Amplexograptus* cf. *disjunctus* Мц, *Rectograptus* ex gr. *truncatus* (Lapw.), *Climacograptus* ex gr. *bicornis* (Hall), *Paraclimacograptus* sp., *Glyptograptus* sp., *Dicranograptus* ex gr. *nicholsoni* Норк. и др. (сборы З. М. Абдуазимовой, И. А. Поникленко, Г. В. Болговой, А. Н. Голикова, А. И. Кима, К. К. Пяткова, И. А. Пяновской, Б. В. Ясковича и др. по З. М. Абдуазимовой и др., 1969; И. А. Поникленко и др., 1973; Л. Н. Репиной и др., 1975).

В Южном Тамдытау и Аристантау к среднему ордовику относится толща зеленовато-серых песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов (250—300 м, верхи бесапанской свиты). Нижняя граница неизвестна. Перекрывается несогласно известняками девона.

В Аристантау в прослое песчаника З. М. Абдуазимова обнаружила граптолит из сем. *Diplograptidae*, распространенный от среднего ордовика до нижнего силура. находка граптолита и сходный литологический состав с подобными образованиями Северного Нуратау, Букантау, Северного Тамдытау подтверждают среднеордовикский возраст.

Несколько лучше изучены разрезы среднего ордовика в Кульджуктау (низы казакасуьской свиты), кол. Башгужумды, Янгиказган, Султанбиби, Кынгыртау, Зирабулакских горах (нижнеалтыаульская подсвита район сел. Алтыаул) и Зарафшанском хребте (обикалонские слои, район пер. Шахриомон). Представлен средний ордовик в этих районах алевролитами, алевролито-глинистыми сланцами, зелеными песчаниками с прослоями и линзами гравелитов, спилитов и кварцевых порфиров. Мощность их в Кульджуктау 50 м, в Зирабулакских горах 300 м, в Зарафшанском хребте 200 м. Нижняя граница неизвестна. Перекрывается несогласно образованиями верхнего ордовика.

В Кульджуктау и Зарафшанском хребте Я. Б. Айсанов (1966, 1968), А. И. Ким (1963, 1966), А. И. Ким, Ю. Н. Апекин, М. В. Ерина (1975) обнаружили богатый комплекс органических остатков среднего ордовика, включающий *Basilicus* cf. *nobilis* Barr., *Synhomalonotus* sp., *Calliops* cf. *hancharensis* Sem en., *Iliaenus* cf. *talasicus* Weber, *Ampyxina* cf. *biloba* Tcher., *Otarion simplex* Kol., *Calymene sumtingi* (Sun) и многие другие. Комплекс органических остатков обикалонских слоев (средний ордовик) Зарафшанского хребта (перевал Шахриомон), изученный многими исследователями (Ким, Апекин, Ерина, 1975; Розман и др., 1975) отвечает граптолитовым зонам *Nemagraptus gracilis* — *Climacograptus peltifer* — *Climacograptus wilsoni* Англии и позволяет сопоставлять обикалонские слои с верхней частью лландейловского и с нижней половиной карадокского яруса.

В Зирабулакских горах нижнеалтыаульская подсвита отнесена к среднему ордовику на основании стратиграфического положения под осадками верхнего ордовика.

На правобережье р. Ягноба (Зарафшанский хребет), по данным П. Д. Виноградова и Н. С. Торшина (1963), в тектоническом блоке установлены отложения среднего ордовика — алевролиты, глинистые сланцы, песчаники с прослоями известняков (150 м), содержащие трилобиты и брахиоподы *Basilicus nobilis* Barr., *Leptaena trigonalis* Eich., *Dalmanella* sp., *Orthidae*.

Условно к среднему ордовика в Северном Нуратау (верховья Нарванская, бассейн р. Каттасай, низовье Санзара) относится калтадаванская свита, а в горах Мальгузар—верхнеакбулакская подсвита, сложенные в низах разреза сланцево-алевролитно-песчанистыми породами, а в верхах разреза в основном крупнозернистыми песчаниками, переходящими в гравелиты. Среди песчаников и гравелитов встречаются округлые (несколько вытянутые) окатыши размером $1 \times 0,5$ м. Мощность среднего ордовика в Северном Нуратау — 400—500 м, а в горах Мальгузар — 150—170 м. Возраст устанавливается условно на основании литологического сходства с фаунистически охарактеризованными отложениями среднего ордовика Тамдытау, Букантау, Северного Нуратау (северные склоны) и т. д.

Анализ литологического состава и комплекса органических остатков среднего ордовика позволяет сделать следующие выводы.

На всей территории Южного Тянь-Шаня разрез однотипен и сложен песчано-сланцевыми образованиями с прослоями гравелитов, редко вулканитов.

Органический мир среднего ордовика представлен планктонной фауной (граптолиты), широко распространенной в Нуратау, Тамдытау, Букантау, Джетымтау II, в районе Сулюкты, и бентосной фауной (трилобиты, брахиоподы, иглокожие и др.), известной в Кульджуктау, в Зирабулакских горах и Зарафшанском хребте.

ВЕРХНИЙ ОРДОВИК

Namечается две полосы развития верхнеордовикских отложений: северная (Букантау, Джетымтау II, Тамдытау, Шакушсай и ур. Мадыген, Улугтау и бассейн р. Аравана) и южная (Кульджуктау, Зирабулакские горы, Зарафшанский и Гиссарский хребты и, видимо, Восточный Алай). В северной полосе разрезы верхнего ордовика обнажаются в тектонических блоках и чешуях и представлены в основном осадочно-вулканогенными породами щелочно-базальтового состава. В южной разрезе верхнего ордовика залегают несогласно на среднем, сложены обломочно-вулканогенными породами среднего и кислого состава и составляют единую толщу с осадками нижнего лландовери.

В северной полосе в Букантау (район горы Тубаберген, сел. Кульджук, род Ирлир), Джетымтау II, Тамдытау (бассейн саев Аякумар, Тюменбай, Дженгельды, Каратас), урочище Мадыген (сай Шакуш), Улугтау (район летовки Тогузбулак) и в бассейне р. Аравана верхнеордовикские образования сложены зеленовато-серыми сланцами, алевролитами, песчаниками, кремнистыми породами, известняками с пластами, прослоями и линзами туфопесчаников, туфоалевролитов, туфов диабазовых порфиритов, агломератовых лав, туфолов. Мощность колеблется от 50 до 600 м.

В Букантау, ур. Мадыген, Улугтау и в бассейне р. Аравана в известняках верхнего ордовика К. А. Набиев и др. (1966), Р. Н. Абдуллаев (1967, 1972), Р. Н. Абдуллаев, О. М. Борисов, Э. Р. Базарбаев (1975), Л. Н. Репина и др. (1975) обнаружили богатый и разнообразный в родовом и видовом отношении комплекс трилобитов, включающий *Geragnostus elongatus* Abdul., *Sphaeragnostus orientalis* Petr., *Shumardia* cf. *polonica* Kielan, *Carrickia ulugтана* Petr., *Cyclopyge oculus* Abdul., *Ovalocephalus kelleri* Kor., *Kielanella ovalis* (Lis.), *Cyphoniscus socialis* Salter, *Hammatocnemis tetrasulcatus* Kielan, *Hammatocnemis globosus* Abdul., *Phillipsinella parabola* (Barr.) и др. Этот комплекс сопоставляется со средним ашгиллием и соответствует средней зоне в Англии *Phillipsinella parabola*, одновозрастной

с ней зоне *Staurocephalus clavifrons* Польши и жарыкскому комплексу Казахстана (Аполлонов, 1974).

В южной полосе — в Кульджуктау (район горы Казакасу, кол. Шайдараз, Изокудук, Учкудук и Кынгыртау) верхняя половина казакасуйской и ойдымбулакская свиты, в Зирабулакских горах (район сел. Алтыаул, Курганча, Девонасая и др.) верхнеалтыаульская подсвета, в Зарафшанском хребте (перевал Шахриомон, долина р. Сарымата, Акбаширсай) чашмакалонские и арчалыкские слои, на южных склонах Гиссарского хребта (водораздел р. Чилликсу и Иргайлик, бассейн р. Алмалы, Чош) и в Восточном Алае верхнеордовикские отложения представлены обломочно-вулканогенными породами — конгломератами, гравелитами, песчаниками, сланцами, органогенными известняками с прослоями и линзами туфов, туфопесчаников, кварцевых порфиров. Мощность колеблется от 50—60 до 500—600 м.

В Кульджуктау, Зирабулакских горах, Зарафшанском хребте, на южном склоне Гиссарского и в Восточном Алае Я. Б. Айсанов (1966, 1968), А. И. Ким (1963, 1966), А. И. Ким, Ю. Н. Апекин, М. В. Ерина (1975), Е. И. Барковская и др. (1966), Д. А. Рубанов (1968), Г. Л. Бельговский («Геология СССР», т. XXV, 1972) собрали большой комплекс окаменелостей верхнего ордовика, характеризующий практически один стратиграфический уровень. Комплекс окаменелостей представлен кораллами, брахиоподами, табулятами, гелиолитидами, ругозами, трилобитами и др. *Lyopora* sp., *Lyopora regularis* Kim, *Dolerorthis* sp., *Sowerbyella* sp., *Neseuretus* sp., *Platylichas laxatus* (M'Coу), *Iliaenus schmidti* Nieszk., *Nalivkinia* sp., *Rhynchotrema otarica* Ruk., *Eopnastrophia antiquata* Nik. et Sap., *Catenipora tapanensis* (Sok.), *Agetolites asiatica* Kim, *Palaeofavosites alveolaris* (Gold.), *Plasmoporella convexotabulata* Kiaer., *Holorhynchus giganteus* Kiaer. и др., сопоставляемыми со слоями поркуни Эстонии, 5б Норвегии и их возрастными аналогами *Dalmanitina mucronata* Англии (Ким, Апекин, Ерина, 1975).

Верхнеордовикские отложения, по-видимому, протягиваются в район Султануиздага. В скважине, расположенной в 45 км к восток-юго-востоку от горы Кокча под отложениями мела, вскрыты конгломерато-брекчии, состоящие из обломков известняка, переслаивающиеся с алевролитами. В обломках известняка обнаружены водоросли *Petrophyton Jabe*, характерные, по определению К. Б. Корде, для среднего — верхнего ордовика. В. П. Маслова считает их похожими на *Solanopora spongoides* var. *juchri* Maslov из верхнего ордовика. Здесь же известны *Squameofavosites* sp., распространенные от верхнего ордовика до среднего девона (С. С. Шульц-мл.).

Таким образом, верхнеордовикские отложения южной полосы отвечают самым верхам ашгиллия. Возможно, только в Зарафшанском хребте низы чашмакалонских слоев (Ким, Апекин, Ерина, 1975) и Кульджуктау верхи казакасуйской свиты соответствуют низам ашгиллия.

Сопоставление комплекса окаменелостей верхнего ордовика северной и южной полос позволяет прийти к выводу, что они устанавливают различные стратиграфические уровни внутри ашгильского яруса. Если для северной полосы комплекс трилобитов отвечает зоне *Phillipsinella parabola* среднего ашгиллия Англии, то для южной комплекс органических остатков сопоставляется со слоями поркуни Эстонии и ее возрастным аналогом *Dalmanitina mucronata* верхнего ашгиллия Англии. По-видимому, этим можно было бы объяснить различия в комплексах, отсутствие общих видов для северной и южной полос. Но, видимо, северная и южная полосы разделялись в позднеордовикское время барьером (поднятием), что привело к обособлению бассейнов и отсутствию общих видов.

Глава V. ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Обобщение сведений по составу и строению осадочных и осадочно-вулканогенных образований Срединного и Южного Тянь-Шаня помогло выявить последовательность накопления осадков, их фациальные особенности, характер распространения органических остатков и т. п., что позволило воссоздать палеогеографические условия региона. Ритмо-стратиграфический анализ отложений дал возможность расчленить их на ряд ритмотолщ, нижние части которых образованы трансгрессивными сериями пород, а верхние — регрессивными. Это способствовало выявлению характера и интенсивности тектонических движений, их знака и установлению морфологии тектонических поднятий и депрессий.

На основе собранных сведений установлено, что территория Срединного и Южного Тянь-Шаня в раннем палеозое испытывала плавные колебательные движения. Выявлены четыре основных этапа погружений и подъемов: ранне-среднекембрийский, позднекембрийско-лланвирнский, лландейльско-среднекарадокский и позднекарадокско-ранневенлокский. В стадии нисходящих погружений (раннекембрийская, позднекембрийско-тремадокская, лландейльская, позднекарадокская) накапливались трансгрессивные серии пород, а в стадии преобладающих восходящих движений (среднекембрийская, арениг-лланвирнская, ранне-среднекарадокская, лландовери-ранневенлокская) — регрессивные серии, составляющие ритмотолщи (Ахмеджанов, Борисов, 1964; Ахмеджанов, Борисов, Фузайлов, 1967; Борисов, 1970; Ахмеджанов, Абдуллаев, Борисов, Глейзер, 1974).

Ранне-среднекембрийский этап. В конце венда Средняя Азия представляла область со слабодифференцированным и в значительной степени пенеппенизированным рельефом (Ахмеджанов и др., 1975).

Хотя с кембрия наступила новая эпоха в геологическом развитии области, все же она не испытала значительной перестройки тектонического и палеогеографического планов. Палеотектонические условия были унаследованы от вендского времени и определялись Сырдарьинским поднятием (краевая антеклиза?), длительное время служившим районом размыва и сноса материала (низкая островная суша), периодически краевые части которого затапливались морем. На юге располагалось более устойчивое поднятие — Каракумо-Таджикское (щит?), основной поставщик терригенного материала в южную и центральную части морского бассейна. Между этими двумя поднятиями находился относительно узкий Южно-Тяньшаньский прогиб (внутриплатформенный прогиб) — район преимущественной аккумуляции осадков.

В Северном Тянь-Шане с кембрия началось развитие каледонской геосинклинали, причем в процесс погружения была вовлечена и северная окраина Срединного Тянь-Шаня с образованием системы пригеосинклинальных глубоководных некомпенсированных прогибов (Кара-тау-Нарынская), в которых накапливалась маломощная (10—80 м) фосфорито-ванадиеносная с молибденом углеродисто-кремнисто-сланцевая формация. Рассматриваемая система прогибов представляла собой южную прибрежную часть более обширного морского бассейна Центрального Казахстана (рис. 15).

К югу от Сырдарьинской суши располагался Южно-Тяньшаньский мелководный морской пролив с многочисленными отмелями и, вероятно, островами. Наиболее древние глинистые и глинисто-карбонатные осадки, соответствующие верхам алданского яруса, известны в Туркестанском хребте. Среди карбонатных пород встречаются многочисленные остатки археоциат и водорослей. Пышный расцвет археоциат и водорослей приурочен к началу ленского века. В это время продолжали накапливаться глинистые и глинисто-карбонатные осадки, а в районе Алайского хребта и Карачатыра — преимущественно карбонатные с очень небольшим количеством терригенного материала. В этих бассейнах процветали археоциаты *Ajasicyathus*, *Coscinocyathus*, *Archaeoscyathellus* и др. Следовательно, существовал единый мелководный бассейн с одинаковыми условиями для развития и процветания морской фауны.

В конце ленского века в центральную часть (Туркестанский хребет) морского бассейна стало меньше поступать обломочного (преобладал кварц) материала, увеличивалась доля глинистых и карбонатных илов (до 200 м), заметно сократилось содержание органической примеси, но повысилось содержание железа в карбонатных, карбонатно-глинистых осадках. Повышенное содержание железа в морском бассейне обусловило желтую, серовато-желтую окраску пород, что объясняется медленным погружением дна бассейна, некоторым его опреснением и образованием нейтральной или слабокислой среды, в результате неустойчивые минералы подвергались химическим изменениям, что приводило к образованию окисных соединений железа.

Видимо, в связи с этими изменениями археоциаты полностью вымирают и на смену им приходят трилобиты, среди которых, по данным Т. И. Хайруллиной (1974), наиболее многочисленны представители родов *Lermontovia*, *Lusatiops*. Остатки трилобитов конца раннего кембрия не образуют больших скоплений, а равномерно рассеяны, обычно встречаются разрозненными частями на поверхности отдельных слоев. В слоях с трилобитами имеются многочисленные ходы червей, которые указывают на мягкое, рыхлое и илистое дно бассейна и на небольшую глубину. В прибрежных лагунах и отмелях широкое развитие получили водоросли *Epiphyton*, *Renalcis*, *Girvanella*, *Vija* и многочисленные трилобиты из рода *Parapoliella* (Журавлева и др., 1970). В захороненном состоянии трилобиты рода *Parapoliella*, по данным Т. И. Хайруллиной, встречаются обычно в виде разрозненных и обломанных частей головных и хвостовых щитов, туловищных сегментов, которые разбросаны с ориентацией в различных направлениях.

Такое состояние остатков трилобитов указывает на значительные волнения водных масс, а немногочисленность родового состава при большом количестве представителей одного рода может свидетельствовать о несколько повышенной солености воды, к которой приспособились представители рода *Parapoliella*. Но не исключено, что пышное развитие водорослей, приспособленных к существованию и в водах с

несколько повышенной соленостью, угнетало и не давало расцвета трилобитов и другой органики.

В районе Северного Тамдытау в конце ленского века накапливались преимущественно карбонатные осадки. Среди органических остатков известны археоциаты, водоросли, трилобиты. По комплексам археоциат и трилобитов этот район не имеет общих форм с Туркестанским хребтом. Возможно, связи между бассейнами в это время не было.

С амгинского века началось медленное обмеление морского бассейна с заметным увеличением привноса терригенного материала и ко-

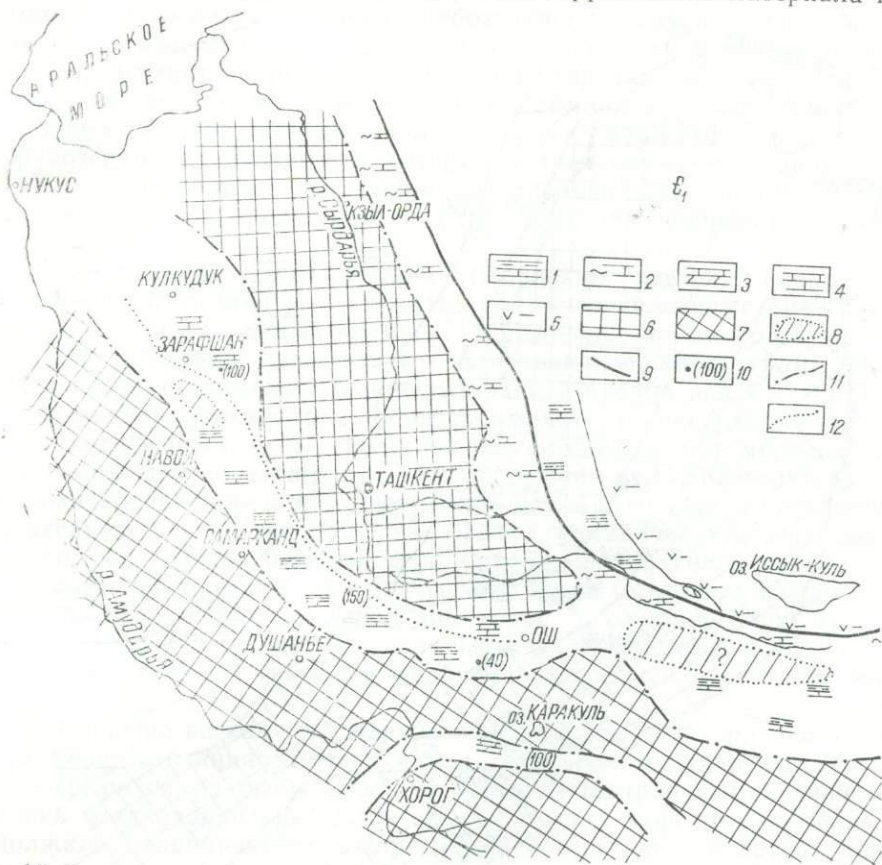


Рис. 15. Палеогеографическая схема раннекембрийской эпохи Среднего и Южного Тянь-Шаня:

1—углисто-кремнисто-карбонатные осадки, 2—кремнисто-карбонатные осадки, 3—мергелево-карбонатные осадки, 4—карбонатные осадки, 5—осадочно-вулканогенные образования, 6—низкая суша, 7—высокая суша, 8—предполагаемые области поднятий, 9—линия Николаева, 10—мощность отложений, 11—предполагаемая граница суши и моря, 12—предполагаемая граница между фациями.

личества известняковых илов, образующих как слои известняков, так и входящих в состав сланцев, алевролитов и цемент песчаников (рис. 16).

В прибрежной полосе (Северный Тамдытау, Шодымир-Мадыген, Сулюкта) в лагунах шло бурное формирование рифово-биогермовых построек («водорослевые ковры»). Здесь же большое распространение и развитие получили трилобиты, гастроподы и другая органика, представленная многочисленными родами и видами. Следовательно, морская вода имела нормальную соленость, хорошо прогревалась и освещалась солнцем, а морское дно было неглубоким. Однако сохранность этой

органики в районе Шодымир-Мадыгена и Сулюкты довольно плохая: раковины раздроблены, перебиты, деформированы, что указывает на то, что они не были погребены на месте и еще до захоронения подверглись разрушающему воздействию морских волн прибрежной полосы. Е. В. Лермонтова (1951) установила, что среди трилобитов Шодымира встречается много особей, отличающихся маленькими размерами и более прочным, толстым панцирем, что также косвенно может указывать на приспособление их к условиям прибрежного моря с постоянными

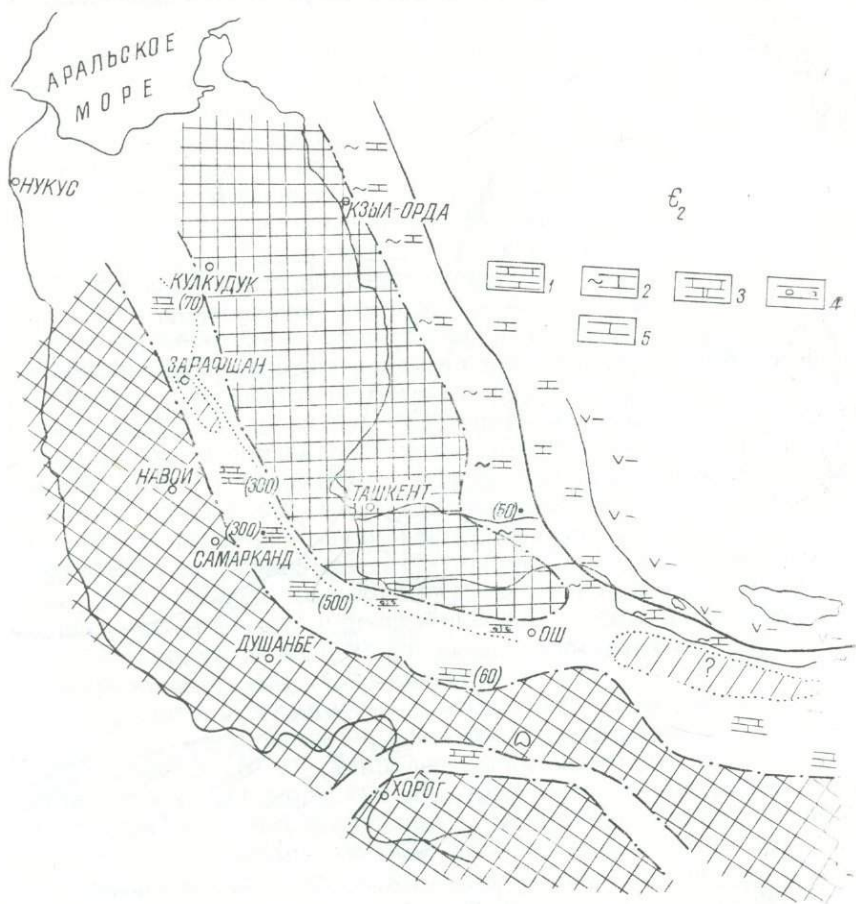


Рис. 16. Палеогеографическая схема среднекембрийской эпохи Среднего и Южного Тянь-Шаня.

Осадки: 1—карбонатно-алевролитовые, 2—илисто-доломито-известняковые; 3—доломито-известняковые, 4—карбонатные (рифовые), 5—известняковые; остальные усл. обозн. см. на рис. 15, 5—12.

приливами и отливами. Массовая гибель органики обусловила повышенную битуминозность карбонатной толщи.

В Нуратау-Мальгузар-Алайской части морского бассейна медленное прогибание дна привело к более интенсивному привносу глинистых и кварцевых частиц с образованием толщ переслаивающихся глинисто-кварцево-серицитовых, слюдиисто-кварцево-серицитовых и слюдиисто-кварцевых илов, аргиллитов и алевролитов с доломитистыми известняками, олигомиктовыми песчаниками с редкими прослоями кремнистых осадков (до 200—500 м).

В известняках многочисленны трилобиты, преобладают представители рода *Elrathina*, часто встречаются *Pegonopsis* и др. Преобладание трилобитов рода *Elrathina*, возможно, указывает на некоторую специфичность бассейна, к которому приспособился и в котором процветал указанный род. Остатки трилобитов, по данным Т. И. Хайруллиной, располагаются на поверхности пластов, причем представители разных родов селились не вместе, а родовыми сообществами, занимая разные участки морского дна и среди разнофациальных осадков.

Сохранность трилобитов в ископаемом состоянии хорошая, так как многочисленны целые щитки захороненных в прижизненном положении. Временами осаждались более грубозернистые осадки — песчаники, песчанистые известняки, к которым приурочены разрозненные, разбросанные представители рода *Erbia* без ориентировки по слоистости. Следовательно, временами морское дно поднималось в результате вертикальных колебательных движений, что приводило к накоплению грубозернистых осадков, в которых встречаются представители рода *Erbia*, а затем оно опускалось и накапливались в основном известняково-глинистые илы, представители *Erbia* исчезали, появлялись *Elrathina*, *Pegonopsis*.

В восточной части бассейна (Алайский хребет) накапливались карбонатные осадки — доломиты, доломитизированные известняки с прослоями и желваками кремней. Образование доломитов скорее всего связано с жарким климатом и изолированным характером бассейна типа лагун, с повышенной минерализацией иловых вод и значительным содержанием углекислоты, образовавшейся за счет разложения органического вещества. В результате все карбонаты битуминозны. Кремнистые осадки образуются за счет осаждения из вод кремнезема, повышенное содержание и обогащение которым и объясняется вулканической деятельностью в Северном Тянь-Шане. Органический мир довольно беден, представлен редкими трилобитами плохой сохранности.

Комплексы трилобитов амгинского яруса Северного Тамдытау, Сулюкты, Шодымир-Мадыгена, Карачатыра, т. е. прибрежной части бассейна, и гор Мальгузар — центральной части бассейна, резко различны и не имеют общих форм. По-видимому, они обитали в изолированных друг от друга лагунах.

Усиление восходящих движений в майском веке привело к регрессии береговой линии, появился ряд подводных и надводных поднятий, подвергшихся размыву. Этим объясняется пестрая фациальная обстановка осадконакопления: в некоторых частях морского бассейна продолжали накапливаться водорослевые известняки, в других они фациально замещались глинистыми сланцами и алевролитами. Заметно увеличилась доля песчаников и алевролито-песчаниковой примеси в карбонатных прослоях и линзах.

В Каратау-Нарынской прибрежной зоне о более глубоководном характере накопления свидетельствует преобладание глинистых пород с редкими прослоями кремней и карбонатов. Но к концу майского века появляются водорослевые известняки и отдельные банки с фауной трилобитов, что служит признаком мелководья.

В Южном Тянь-Шане восходящие движения привели к более интенсивному привносу терригенного материала, заметному увеличению прослоев серицито(глинисто)-кварцевых алевролитов и альбито-кварцевых и кварцевых мелко- и среднезернистых песчаников с кремнисто-карбонатно-слюдистым или карбонатным цементом. Алевролиты, аргиллиты и сланцы имеют глинисто-серицито-кварцевый, кварцево-слюдистый состав, включения обломочных зерен кварца и полевого шпата.

Наряду с пелитоморфными известняками появляются линзы и прослои доломитов с глинистой или терригенно-глинистой примесью. Характерно наличие тонкорассеянного углеродистого вещества.

Несмотря на довольно хорошую выдержанность состава осадков, их накопление все же происходило неравномерно. Так, в пределах Туркестанского хребта отложились терригенно-карбонатные осадки мощностью до 500 м, а в Нуратинском до 200—250 м, в Чумкуртау до 150 м. В прибрежной полосе накапливались в основном карбонатно-глинистые осадки с редкими и маломощными прослоями песчаного материала олигомиктового (кварцевого) состава. Карбонатные породы окрашены в серо-желтые, коричневато-желтые цвета, что можно объяснить теплым климатом и медленным осадконакоплением. Повышенное количество железа, кальция, наличие каолинита (серицит) свидетельствуют о большом поступлении в бассейн речных вод, что создавало благоприятные условия для обитания и расцвета органики. Водоросли и губки образовывали систему небольших биостром, реже биогерм или семейства единичных поселений.

Хорошая сохранность трилобитов с умеренным количеством индивидов при многочисленности и разнообразии родов и видов указывает на благоприятные условия для обитания — теплое, чистое и мелкое, залитое солнечным светом море. Трилобиты со сложной и богатой скульптурой обитают в прибрежной полосе, где преобладает постоянное движение воды, а трилобиты с гладкой поверхностью обитают в спокойных условиях, где волнение воды незначительно.

С востока на запад уменьшается количество прослоев карбонатных пород, но зато увеличивается количество водорослей, образующих в спокойной обстановке пластовые и гнездовидные строматолитоподобные постройки, а в спокойной — мелкие лучистые биостромы и окатыши.

Во второй половине среднекембрийской эпохи в Алайском хребте, видимо, происходит постепенное поднятие бассейна, продолжается накопление карбонатов — известняков, доломитов, но значительную роль в осадках играет глинистый, алевролитовый материал и уменьшается количество кремнистых осадков.

Конец среднекембрийской эпохи знаменуется общим поднятием всей территории Южного Тянь-Шаня (отголоски салаирской фазы тектогенеза), местами образуются острова (в пределах Туркестанского хребта, Южного Нуратау, Ауминза-Аристантау), окруженные мелководными водоемами.

Позднекембрийско-лланвирнский этап. В позднекембрийскую эпоху началась новая трансгрессия моря, бассейн постепенно углублялся. В пределах бывших островов трансгрессивная серия осадков начиналась с горизонта кварцевых песчаников с гравийными линзами (Северный Нуратау), в других районах на размытой поверхности отложений майского яруса накапливался горизонт темно-серых известняковых конгломератов (руч. Чандыр, Туркестанский хр.), местами с плоской известняковой галькой (р. Арглы, рис. 17).

По районам Тамдытау и Букантау достоверных данных о взаимоотношениях верхнего кембрия со средним не имеется, судить о палеогеографической обстановке можно только по обломкам органогенных известняков с верхнекембрийской фауной. Возможно, этот прибрежный район в позднекембрийскую эпоху представлял собой неглубокий бассейн с благоприятными условиями для размножения органики. В Алайском хребте размыв не отмечен, разрез начинается с черных известняков с прослоями известковистых алевролитов.

В Каратау-Нарынском пригеосинклинальном бассейне имеются следы параллельного несогласия, но в ряде внутренних поднятий иногда наблюдаются линзы карбонатных песчаников и гравелитов (Пскемский хребет).

Неровное строение дна морского бассейна обуславливало неравномерные мощности накапливающихся осадков при сравнительном однородности их состава. Например, в Северном Нуратау и Туркестанском хребте мощность осадков достигала 100 м, а в пределах конседиментационных поднятий (Шакушсай, Актур и др.) не превышала 50 м.

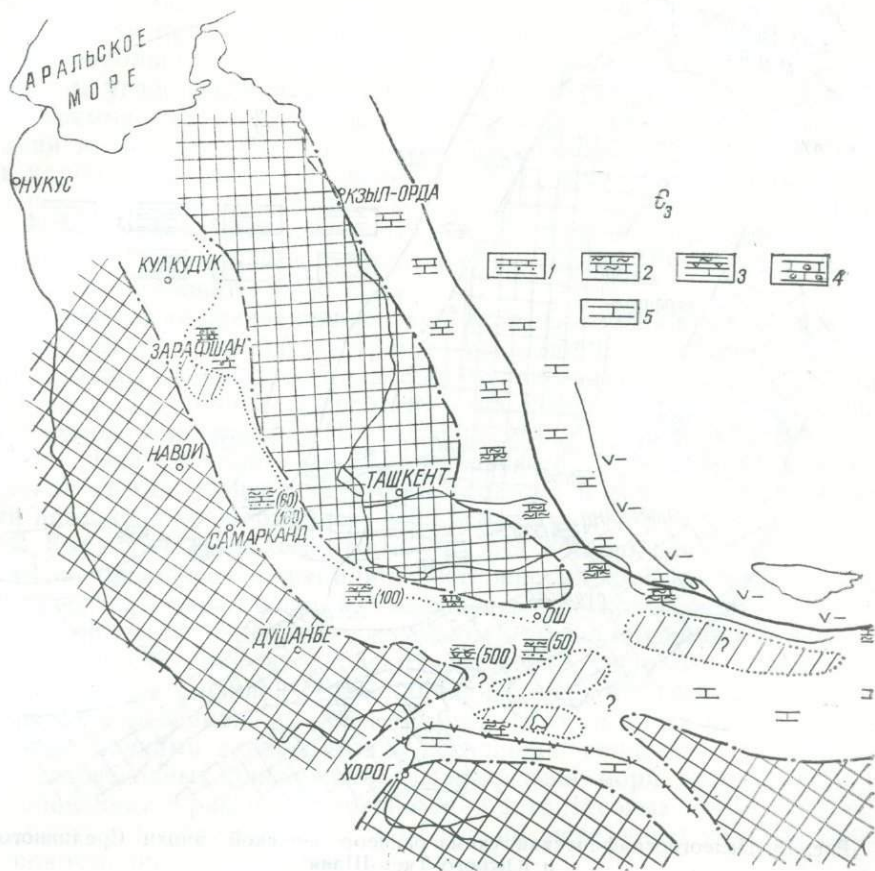


Рис. 17. Палеогеографическая схема позднекембрийской эпохи Среднего и Южного Тянь-Шаня:

1 — известняково-илисто-алевролитовые осадки; 2 — илисто-карбонатные осадки; 3 — илисто-карбонатные осадки с прослоями вулканитов; 4 — карбонатные (рифовые) осадки; 5 — известняковые осадки; 6 — вулканогенные образования; остальные усл. обозн. см. на рис. 15, 5—12.

Палеогеографическая обстановка весьма напоминает среднекембрийскую с преобладанием в разрезе глинистых и известковистых, реже углисто-кремнистых сланцев и аргиллитов, известковистых и кварцево-глинистых алевролитов и тонкозернистых кварцевых песчаников с редкими прослоями кремней и желваков (результат жизнедеятельности водорослей), прослоенных известняками. Цвет пород темно-серый, местами от черного из-за примеси углеродистого вещества до серого, коричневатого-серого, палевого, вероятно, на участках с относительно

сильным опреснением. В прибрежноморской части бассейна, а также в пределах Алайского хребта формировались преимущественно известковые отложения с прослоями углисто-глинистого материала. В Каратау-Нарынском прогибе накапливались преимущественно известняки серого и светлого цвета.

Известно всего несколько точек с верхнекембрийскими трилобитами в Туркестанском хребте и Тамдытау. Трилобиты мелкие, в большинстве случаев раздробленные, части туловища различно ориентированы. Поверхность панциря трилобитов имеет сложную скульптуру, что сви-

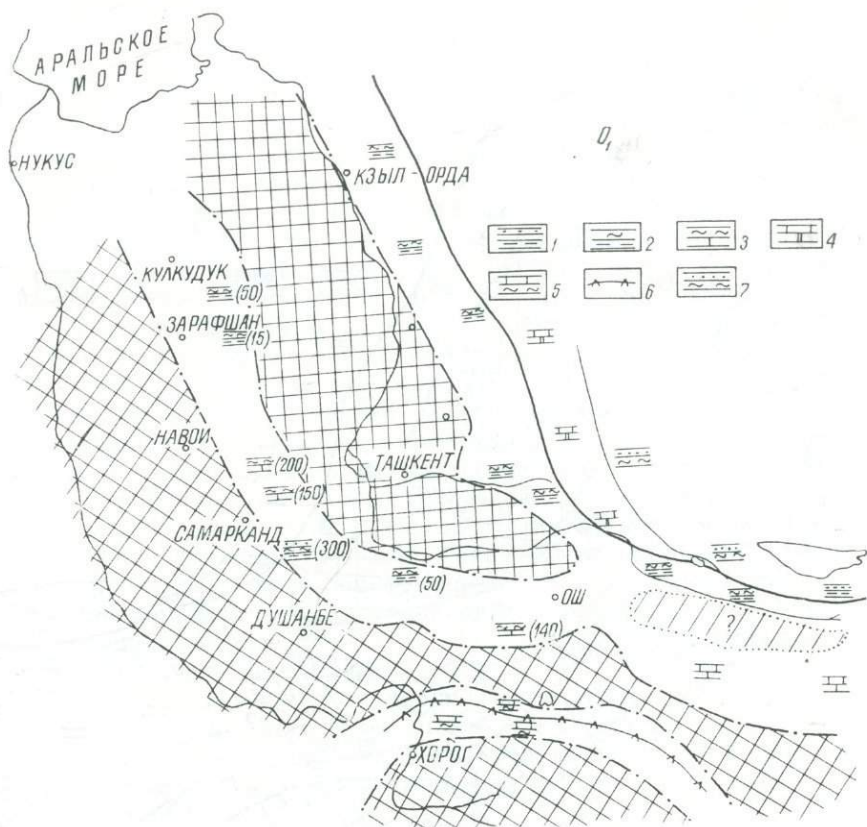


Рис. 18. Палеогеографическая схема раннеордовикской эпохи Среднего и Южного Тянь-Шаня:

1—песчаниково-углисто-сланцевые осадки; 2—углисто-кремнисто-глинисто-сланцевые осадки; 3—карбонатно-сланцевые осадки; 4—известняково-доломитовые осадки; 5—карбонатно-сланцевые осадки; 6—вулканогенные образования; 7—сланцево-песчанистые осадки; остальные усл. обозн. см. на рис. 15, 6—12.

детельствует о приспособлении к существованию в водах с большой подвижностью.

В тремадокский век установились довольно стабильные и относительно одинаковые условия осадконакопления. В Каратау-Нарынском пригеосинклинальном прогибе шло накопление преимущественно карбонатных илов, чаще всего в восстановительной обстановке (наличие пирита), с редкими прослоями кремнистых сланцев и кремней.

В Южно-Тяньшаньском внутриплатформенном прогибе в северной прибрежной полосе откладывались в основном глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с редкими прослоями углисто-глинисто-кремнистых сланцев и пелитоморфных известняков и доломитов (15 м, рис. 18).

В пределах открытого морского пролива накапливались кремнисто-глинистые аргиллиты и глинисто-кварцевые алевролиты с прослоями окремненных известняков и доломитов (150—300 м). Появились первые граптолиты, а в местах преобладания осадения карбонатного материала (Алайский хребет) продолжали развиваться трилобиты.

В аренигский век началась регрессия и обмеление морских бассейнов с выравниванием условий осадконакопления в прибрежных и центральных частях. В Каратау-Нарынской полосе откладывались относительно маломощные (до 100—150 м) углисто-глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, алевролиты и аргиллиты с граптолитами. В Южно-Тяньшанском прогибе морской бассейн представлял собой в основном систему небольших островов, отмелей и лагун с преобладающим накоплением углисто-глинистых, углисто-кремнистых сланцев и аргиллитов и кремнистых пород с повышенными содержаниями молибдена, ванадия и др. (130—350 м). С запада на восток заметно возрастает роль карбонатных илов (Алайский хребет), в которых имеются многочисленные остатки трилобитов, ходов червей, волноприбойные знаки, свидетельствующие о весьма мелком море. Широкое развитие и массовое отмирание органических остатков, их гниение создавало на дне бассейна восстановительную среду.

Лландейльско-среднекарадокский этап. С лландейльского века начинается наиболее обширная трансгрессия моря, воды которого устремились также на юг в пределы Зирабулак-Зиаэтдинских гор, Зарафшанского и Гиссарского хребтов и на север в пределы Северных Кызылкумов, Карамазара, Приташкентского района и Юго-Восточной Ферганы. Центральная часть Туркестанского хребта, а, возможно, и Алайский хребет представляли собой острова и являлись дополнительными источниками обломочного материала (рис. 19).

В Каратау-Нарынском прогибе разрез обычно начинается с горизонта гравийных песчаников или известковистых конгломератов (Пскемский хребет), с параллельным несогласием перекрывающих отложения нижнего ордовика. Поднятия и размывы в предлландейльское время — результат проявления каледонских движений, наиболее интенсивно проявившихся в смежной геосинклинали Северного Тянь-Шаня. Груборитмичное переслаивание пачек темных граптолитовых известковистых сланцев с пачками алевролитов и песчаников свидетельствует о плавных колебательных движениях. Трансгрессия моря сопровождалась формированием рифов из органогенно-детритусовых известняков с трилобитами и брахиоподами, которые по мере углубления морского дна покрывались терригенными осадками.

В Южно-Тяньшанском прогибе отложение осадков начиналось с песчаников, с видимым согласием перекрывающих образования аренига — лланвирна. Северная граница среднеордовикского бассейна, видимо, проходила севернее Букантау (в пределах Северных Кызылкумов), севернее Карамазара и далее на восток в район Южно-Ферганского разлома. Море залило Карамазар и Приташкентский район, где в мелководных условиях накапливались мелкообломочные песчаниково-алевролитовые осадки. Южная граница прогиба ограничивалась Каракумо-Таджикским докембрийским выступом.

В пределах северной прибрежной полосы (Букантау, Сулюкта, Юго-Восточная Фергана) накапливались в основном полевошпато-кварцевые песчано-гравелистые осадки серого цвета с небольшим содержанием глинистого материала. Несколько южнее (в пределах Тамдятау и Северного Нуратау) в разрезе среднего ордовика преобладали ритмично переслаивающиеся песчано-аргиллито-алевролитовые осадки,

включающие тонкие прослойки глинисто-кремнистых и кварцево-глинистых сланцев, реже кремней со спикулами губок, радиолярий и обрывками водорослей. Весьма редки небольшие линзы доломитов. Мощность трансгрессивной серии осадков колеблется от 60 (Букантау) до 250 м (северные отроги Северного Нуратау).

Снос материала в бассейн, видимо, на севере происходил с Северных Кызылкумов, а в Сулюкте и Юго-Восточной Фергане — с Кассанского поднятия на севере и серии внутренних поднятий Туркестано-Алая на юге. В южной части бассейна (Кульджуктау, Зирабулак-Зиаэтдин-

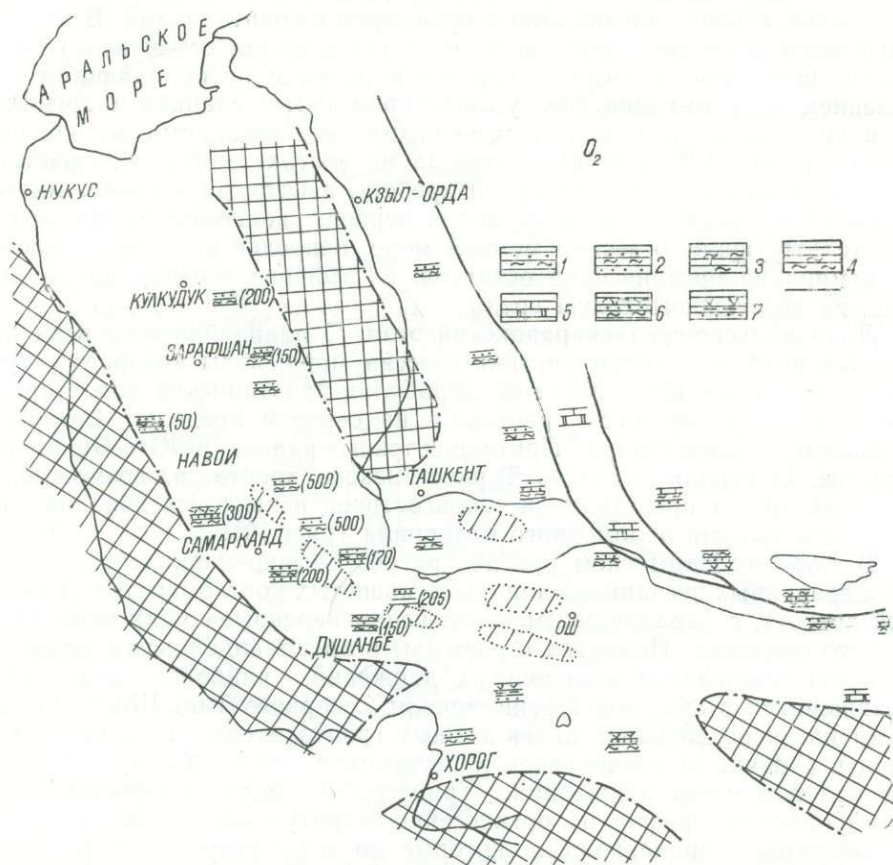


Рис. 19. Палеогеографическая схема среднеордовикской эпохи Среднего и Южного Тянь-Шаня:

1—алевролитно-песчанниковые осадки; 2—илисто-песчанниковые осадки; 3—илистые алевролитовые осадки; 4—илистые осадки; 5—известняково-доломитовые осадки; 6—вулканогенно-песчанниковые образования; 7—вулканогенно (диабазово)-алевролитно-песчанниковые образования; остальные усл. обозн. см. на рис. 15, 6—12.

ские горы, Зарафшанский и Гиссарский хребты) шло накопление часто переслаивающихся зеленовато-серых кварцевых и глинисто-кварцевых алевролитов и песчаников с прослойками глинисто-кремнистых сланцев. В верхней части появляются прослойки известняков. Мощность отложений 150—200 м.

В центральной части бассейна накапливались в основном сланцы, алевролиты и аргиллиты (200—400 м).

Следовательно, лландейльская трансгрессия по сравнению с предыдущими (алданской и верхнекембрийской) была наиболее крупной,

а области денудации представляли низкую сушу. Об этом свидетельствует преобладание в составе пород глинистых сланцев и алевролитов, пелитоморфные известняки и хорошо окатанные зерна кварца в составе алевролитов и песчаников, четкая дифференциация отложений по granulometricкому составу.

Со второй половины среднеордовикской эпохи центральная часть единого бассейна стала медленно выходить из-под уровня моря и в среднем карадоке почти полностью разделила единый бассейн на две части: северную (Букантау, Тамдытау, Джетымтау II, Кармазар, Сулюкта, Шодымир-Мадыген, Юго-Восточная Фергана и др.) и южную (Кульджуктау, Зирабулак-Зиаэтинские горы, Зарафшанский и Гиссарский хребты) с различными палеогеографическими условиями.

Восходящие движения усилили привнос терригенного материала, появились водорослевые биогермы и рифы, благоприятные условия для развития разнообразной органики. В северной части мелководного бассейна накапливались преимущественно глинисто-кварцевые алевролиты и песчаники, количество последних увеличивается вверх по разрезу, возрастает степень их обломочности и карбонатности. На обмеление моря указывает и образование песчаных известняков с пелециподами, гастроподами и брахиоподами. В южной части бассейна накапливались тонкозернистые алевролиты и глинисто-карбонатные илы.

Морской бассейн был достаточно теплым и неглубоким, о чем свидетельствуют карбонатные и карбонатсодержащие осадки и многочисленные органические остатки, представленные большим количеством донных организмов — трилобитами, брахиоподами и иглокожими. Тонкие пепловые прослои андезитовых порфиритов в осадках среднего карадока позволяют предполагать возникновение вулканов, расположенных, вероятно, в Бухаро-Гиссарском районе. В результате вулканической деятельности морской бассейн обогащался кремнекислотой, которая откладывалась в виде тонких прослоев кремней.

В центральной части бассейна (в районах Нуратау, Мальгузар и южной части Ауминзатау) господствовало мелкое море, откладывались осадки, в основном песчаные, с незначительной примесью гравелитового и глинистого материала.

Аналогичные палеогеографические и палеотектонические условия создавались и при процессе осадконакопления в Каратау-Нарынской полосе, где вверх по разрезу среди сланцев постепенно увеличивается количество и мощность прослоев полимиктовых песчаников, доломитистых известняков и доломитов с обильной фауной мшанок, криниоидей, брахиопод, трилобитов (Абдуллаев, 1965; Абдуллаев, Халецкая, 1970). По северным окраинам (в зоне слияния линии Николаева) появляются редкие прослои вулканитов диабазовых порфиритов. Вулканические очаги располагались, вероятно, в зоне разлома Николаева или даже севернее его, в пределах каледонской геосинклинали Северного Тянь-Шаня.

В конце среднеордовикской эпохи происходило общее поднятие Среднего и Южного Тянь-Шаня. Море покидало эти территории, регрессируя с запада на восток.

Позднекарадокско-ранневенлокский этап. Поздний ордовик — эпоха начала грандиозной морской трансгрессии с возникновением крупных шельфовых морей. Развитие теплолюбивой фауны указывает на субэкваториальный климат. Постепенное расширение морского бассейна, теплые течения способствовали распространению фауны, о чем свидетельствует преобладание космополитных форм над эндемичными.

Поздний ордовик явился еще и началом эпохи орогенических движений каледонского цикла тектогенеза. В связи с началом роста орогенных сооружений каледонид Северного Тянь-Шаня Каратау-Нарынский пригеосинклинальный прогиб стал приобретать черты наложенного передового прогиба.

С размывом на отложениях среднего ордовика залегают базальные плохо отсортированные конгломераты или гравийные песчаники, выше которых располагается трансгрессивная серия из груборитмично чередующихся (флишoidных) песчаников, алевролитов и аргиллитов с

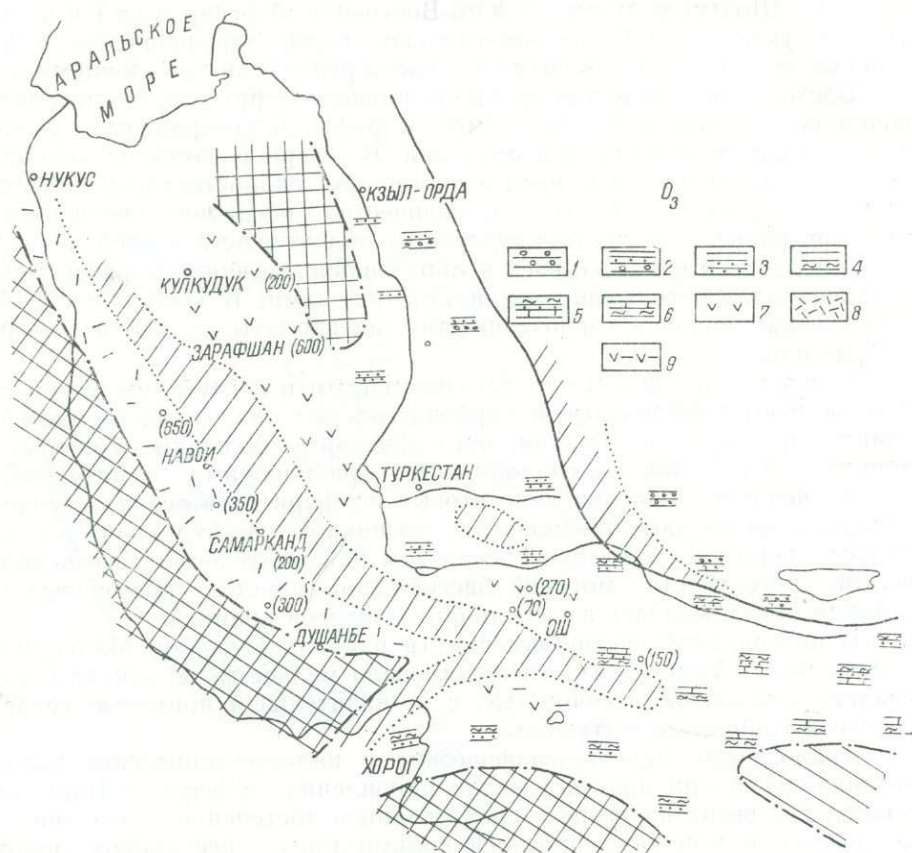


Рис. 20. Палеогеографическая схема позднеордовикской эпохи Среднего и Южного Тянь-Шаня:

1—конгломератные образования; 2—конгломерато-песчаные образования; 3—алевролитопесчаные образования; 4—чистые осадки; 5—известняково-глинисто-песчаные осадки; 6—глинисто-карбонатные осадки; 7—осадочно-вулканогенные (оливино-базальты) образования; 8—осадочно-вулканогенные (средние и кислые) образования; 9—вулканогенные образования; остальные усл. обозн. см. на рис. 15, 6—12.

прослоями гравелитов и местами (Большой Каратау) небольших линз вулканитов основного состава (400—1200 м). Для всего разреза характерно преобладание грубого материала, шлировое строение, появление красноватых тонов, угнетенность фауны. Все это позволяет отнести отложения к молассоидной (или нижнемолассовой) формации предгорных прогибов.

В Южно-Тяньшаньском внутриплатформенном прогибе накопление осадков также началось после небольшого периода размыва. Хотя море

проникло далеко в пределы сырдарьинской суши, а на юге — в пределы Каракумо-Таджикского поднятия, центральное поднятие ушло под уровень моря, вероятно, только в конце ашгильского века (рис. 20).

В северной части бассейна в верхнекарадокское время в связи с привносом обломочного материала с севера происходило в основном накопление полевошпатово-кварцевых алевролитов и песчаников. Обломки известняков с фауной кембрия в Тамдытау, горах Чаар указывают на их привнос с размывающихся внутренних поднятий. В ашгильском веке здесь накапливались кремнисто-терригенные осадки с небольшими прослоями известняков с многочисленными органическими остатками трилобитов, брахиопод, конодонтов, криноидей, хиолитов.

Одна из характерных особенностей этого периода — возникновение вулканической деятельности, очаги ее приурочены к ряду региональных разломов Букантау, Тамдытау, Карачатыра. В подводных условиях изливались лавы и выбрасывались туфы диабазов, диабазовых порфиров щелочно-оливин-базальтовой формации, перемежающиеся с прослоями кремней, туффитов, туфопесчаников, глинисто-кремнистых сланцев и линз известняков с фауной (300—500 м).

В южной части бассейна осадки формировались в прибрежно-морской обстановке, о чем свидетельствует большое количество рифовых построек. Состав осадков в основном алевролитоглинистый, а самые верхи разреза сложены известняками и доломитами с обилием органических остатков, представленных табулятами, гелиолитидами, трилобитами, брахиоподами, кораллами, иглокожими, водорослями.

Прослой и линзы туфов контрастной базальто-липаритовой формации в отложениях ашгиллия указывают на действовавшие в пределах Каракумо-Таджикской суши вулканические очаги.

Комплексы трилобитов северной и южной полос также резко отличаются друг от друга, хотя характеризуют один стратиграфический интервал (ашгиллий). Следовательно, морской связи между северной и южной полосами в верхнем ордовике не было. Органика развивалась эндемично, приспосабливаясь к условиям бассейна.

О ПЛАТФОРМЕННОМ ХАРАКТЕРЕ РАЗВИТИЯ

Генезис отложений нижнего палеозоя рассматривается с трех точек зрения. Одни исследователи считают, что они являются лишь частью байкало-каледонско-герцинской геосинклинали сквозного развития (Резвой, 1959; Пятков и др., 1967; Яскович, 1968; Кустарникова, 1971; Волочкович, Гаврилин, Ифантопуло, 1973; Бухарин, Пятков, 1973). Другие утверждают, что они входят в состав поздневендско-нижеордовикского квазиplatformенного (Попов и др., 1976) или нижнепалеозойского догеосинклинального (Поршняков, 1973) комплекса, отражающего временное ослабление тектонических движений. Третьи полагают, что они входят в состав рифей-нижнепалеозойского платформенного чехла (Пейве, Синицын, 1950; Королев, 1957; Огнев, 1959; Кнауф, 1973, и др.), в который некоторые исследователи включают и отложения силура — нижнего девона (Ахмеджанов, Борисов, Фузайлов, 1967).

Н. М. Синицын (1960), исследовав выходы кембрия (Шодымир, северный склон Туркестанского хребта) и ордовика (истоки Акбуры, Киргизаты), отметил относительно небольшую мощность, незначительную степень метаморфизма пород, отсутствие видимых несогласий и ясных проявлений фаз складчатостей, отсутствие эффузивов и их несопоставимость с типично геосинклинальными толщами Северного Тянь-Шаня. Эти данные позволили ему сформулировать вывод, что

«тектонический режим указанной области в кембрийское и ордовикское время напоминает скорее условия подвижных платформ» и что только «с начала силура страна приобретает высокую мобильность» (стр. 16).

Новые данные, приводимые нами, позволяют пересмотреть не только схему стратиграфии кембро-ордовикских отложений (см. табл. 1, 2), но и по-иному осветить палеогеографические и палеотектонические условия осадконакопления. Описания разрезов показывают, что отложения кембрия и ордовика весьма выдержаны и однотипны для всего Южного Тянь-Шаня (см. табл. 3, 4).

Нижний кембрий в основном сложен углисто-сланцево-известняковыми породами, причем известняки несколько преобладают в Алайском хребте. Средний и верхний кембрий представлен переслаивающимися сланцами с карбонатами. Роль карбонатных пород также несколько увеличивается в Алайском хребте.

Нижний ордовик сложен в основном кремнисто-углистыми, углисто-глинистыми сланцами с прослоями известняков и сланцев. Средний ордовик представлен в основном гравелито-песчаниково-сланцевыми образованиями.

Верхний ордовик состоит из осадочно-вулканогенных пород — в Букантау и Тамдытау щелочно-базальтового состава, а в Кульджуктау, Зирабулакских горах, Зарафшанском и Гиссарском хребтах — кислого состава.

Анализ сведений о литологическом составе и текстурно-структурных особенностях осадочных пород кембрия и ордовика, петрографическое изучение ряда разрезов Туркестанского хребта и Северного Нуратау позволили установить следующие закономерности.

В составе пород выделяются четыре группы минералов: терригенные, сингенетично-диагенетичные, эпигенетичные и метаморфогенные.

Терригенными минералами слагается почти 80% всех осадочных пород. Основные компоненты — чистые или слабо загрязненные углисто-углеродистым веществом обломки кварца, слагающие до 95% объема кварцитов, 40—90% песчаников и алевролитов, 30—80% аргиллитов и сланцев, а также значительную часть цемента обломочных пород. Количество призматических, реже таблитчатых обломков серицитизированного или пелитизированного плагиоклаза (олигоклаз-альбит, реже — андезин и альбитизированный плагиоклаз) колеблется от единичных зерен до 5—10% и встречается преимущественно в песчаниках и алевролитах. В единичных зернах имеются обломки калиевого полевого шпата (ортоклаз, реже микроклин), иногда в пегматоидном срастании с кварцем, а также турмалин, циркон, апатит, весьма редко (в прото-лочках) — корунд, ильменит, рутил, анатаз, брукит, гранат.

К сингенетично-диагенетичным минералам относятся халцедон и опал силицитов, криптозернистый кальцит и доломит (встречается редко), каолинит, иллит и впервые обнаруженный нами глауконит.

Среди эпигенетичных минералов (10—60% объема) наибольшее развитие получили бесцветные чешуйки серицита (0,05—0,1 мм), образующие основную ткань сланцев и аргиллитов. Хлорит редок, наибольшее его количество имеется в тонкоотмученных глинистых сланцах (до 5—10%). К данной группе минералов отнесены также тонкозернистые агрегаты кварца, кальцита, доломита, условно рутил (обычен для сланцев и аргиллитов) и апатит.

Появление метаморфогенных минералов вызвано прогрессивным метаморфизмом зеленосланцевой фации (от серицито-хлоритовой до биотито-мусковитовой субфации), в результате которого происходила частичная перекристаллизация пелитоморфных известняков, силици-

тов, глинистых и кремнистых сланцев, а также глинистого и карбонатного цемента терригенных пород, а также частичная регенерация обломков кварца, апатита, альбита, чешуек слюды. К новообразованным минералам относятся ксеноморфные и гипидиоморфные зерна чистого кварца, кальцита и доломита, альбита, удлиненно-призматические кристаллики рутила, кубики пирита, сфен, бесцветный циркон. Серицит при метаморфизме переходит в мусковит, очень редко в биотит, а хлорит — в крупночешуйчатую разновидность (репидолит, пеннин).

Все породы в той или иной степени содержат тонкораспыленное или в виде комочек и палочек углеродистое вещество, вероятно, органического происхождения. В результате метаморфизма они концентрируются в виде мелких черных чешуек и по внешнему виду напоминают графит.

В качестве постоянной примеси в составе терригенных пород содержатся полуокатанные и окатанные обломки серых и темно-серых до черных кремнистых пород (от 0,1 до 0,01 мм), аналогичных по составу и строению кварцитам тасказганской свиты верхнего рифея, количество которых заметно возрастает в отложениях среднего — верхнего ордовика.

Следовательно, по минеральному составу терригенные породы можно отнести к классу зрелых пород.

Несмотря на преимущественную олигомиктовость терригенных пород ордовика, обломки пород и минералов в них плохо окатаны, а отсортированность пород в основном средняя. В связи с этим текстура пород в большинстве случаев грубополосчатая, линзовидная или массивная. В более тонкозернистых разностях она обычно горизонтальная, горизонтально-волнистая, реже косая и перекрестная. На поверхностях напластования обычны знаки ряби, трещины усыхания, следы оползания осадков, борозды стока, включения окатышей.

Структурно-текстурные особенности пород свидетельствуют об их образовании в условиях мелководных илово-обломочных лагун, волноприбойных прибрежно-морских участках моря, в подводных дельтах, реже в связи с мутьевыми потоками.

Отложения кембрия и частично раннего ордовика в основном равномерно-тонкозернистые с преобладанием глинистых и карбонатных илов, местами в ассоциации с кремнистыми и углесодержащими разностями. Терригенные породы содержат хорошо окатанные зерна кварца, а обломки кремней не характерны.

Из рассмотрения истории геологического развития видно, что территория Южного Тянь-Шаня в раннем палеозое испытывала относительно плавные опускания и поднятия. Чередование их во времени (этап тектонического развития) носит весьма отчетливо выраженный периодический колебательный характер. Выделено 4 подобных этапа: раннесреднекембрийский, позднекембрийско-лланвирнский, лландейльско-среднекарадокский и позднекарадокско-ранневенлокский, средняя продолжительность которых, по существующим геохронологическим шкалам, колеблется в пределах 35—40 млн. лет.

В периоды опусканий формировалась трансгрессивная серия отложений (нижнекембрийская, верхнекембрийско-тремадокская, лландейльская, позднеордовикская), а в периоды поднятий — регрессивная (среднекембрийская, арениг-лланвирнская, ниже-среднекарадокская, лландовери-нижневенлокская), составляющие ритмотолщи.

Заполнение осадками Южно-Тяньшаньского морского бассейна происходило в спокойной тектонической обстановке. Преобладание условий мелководного моря с многочисленными лагунами, надводными и

подводными отмелями, небольшими низменными островами, рифовыми постройками и т. п. указывает на соответствие между накапливающимися мощностями и размером тектонического погружения, т. е. на компенсированное осадконакопление. В то же время ритмическое построение серий пород свидетельствует о том, что ведущим фактором в развитии прогиба являлась не изостазия, а тектонические силы.

Фрагментарность выходов нижнего палеозоя не позволяет пока провести реконструкцию первичных мощностей. Наблюдаемые мощности указаны в табл. 5.

Анализ мощностей дает возможность не только качественно, но и количественно восстановить картину тектонических движений. От этапа к этапу возрастают величины средних мощностей осадков, что свидетельствует о постепенном увеличении степени дифференциации тектонических движений; мощности трансгрессивных серий обычно меньше

Таблица 5

Распределение мощностей отложений в Южно-Тяньшаньском бассейне

Ритмотолща и серия (1-я трансгрессивная, 2-я регрессивная)	Северная Прибрежная (Букантау-Ферганская)	Центральная (Нурау-Туркестано-Алайская)	Южная прибрежная (Кульджуктау-Гиссаро-Зарафшанская)
1-я (нижнекембрийская)	25—60(40)	80—125(100)	
2-я (среднекембрийская)	100—300(120)	150—1100(300)	
1-я (верхнекембрийско-тремодокская)	100—150(120)	50—150(100)	
2-я (арениг-ланвирнская)	100—120(110)	50—200(150)	
1-я (лландейльская)	60—250(200)	150—200(180)	100—200(150)
2-я (нижне-среднекарадокская)	80—300(250)	200—400(300)	200—300(250)
1-я (позднеордовикская)	100—400(300)		200—700(150)
2-я (лландовери-нижневенлокская)	300—800(500)	200—1000(400)	200—500(300)

Примечание. В скобках приведены наиболее распространенные мощности осадков.

мощностей регрессивных серий, что показывает на усиление привноса терригенного материала в стадии восходящих движений; средняя скорость осадконакопления колеблется от 0,011 до 0,014 мм/год, т. е. во много раз меньше, чем в геосинклиналях.

Трансгрессии и регрессии моря не вызвали существенных изменений структуры Южно-Тяньшаньского прогиба. При опускании прогиба мелководные условия осадконакопления сменялись относительно более глубоководными, груботерригенные породы — тонкозернистыми и хемогенными — эти факты указывают на то, что опускание являлось не локальным, а происходило на фоне общих для областей накопления и сноса нисходящих движений. Появляющиеся при этом тангенциальные усилия сжатия выражались в создании конседиментационных поднятий в осевой части прогиба. В рельефе они выражались системой подводных отмелей.

Постепенная смена трансгрессивных отложений регрессивными на всех этапах развития прогиба — свидетельство отсутствия таких фаз складчатости, как раннесалаирской (предсреднекембрийской), салаирской, предкарадокской, таконской, типичных для каледонид Северного Тянь-Шаня, Казахстана, Салаиро-Алтайской области.

Смена сероцветных пород пестроцветными, возрастание вверх по разрезу роли более грубообломочного материала, а также увеличенные мощностей чередующихся слоев регрессивных серий отложений — свидетельство восходящих тектонических движений как в области осадконакопления, так и в областях поднятий. В то же время продолжался рост конседиментационных структур, которые нередко в конце эпохи восходящих движений выходили из-под уровня моря и подвергались размыву. Подобные размывы и небольшие несогласия имели место в предпозднекембрийское, предлландейское, предпозднеордовикское и предпоздневенлокское время — дальние отголоски соответствующих фаз каледонского тектогенеза.

Алайско-Туркестано-Ауминзская цепь конседиментационно растущих поднятий лишь в карадокский век выступала над уровнем моря в виде единой гряды, на короткое время разделив бассейн на две части. В силуре она вновь оказалась под водами морского бассейна.

О спокойном тектоническом режиме свидетельствуют и другие факты: фосфориты и углефицированные разности пород, особенно в отложениях кембрия и раннем ордовике, переплетение мелководных и лагуновых фаций. Для отложений кембрия, нижнего и среднего ордовика весьма характерна четкая слоистость, выдержанность небольших слоев на больших расстояниях, довольно резкая смена составов, обычно без переходных разностей (известняк — сланец, алевролит — сланец и т. п.). На это указывает и приуроченность большинства органических остатков (брахиоподы, трилобиты, гастроподы, губки, конулярии, хиолиты и т. п.) к участкам накопления карбонатных илов. О спокойных условиях их обитания свидетельствует преобладание определенных видов органических остатков или их ассоциаций, большое количество новых родов и видов, свидетельствующие об эндемизме комплекса фауны, отсутствие какой-либо ориентировки и сортировки в слоях, относительно хорошая сохранность. Быстрое размножение брахиопод обусловливало образование слоев или линз ракушечника.

По степени метаморфизма (фация зеленых сланцев) и дислоцированности отложения кембрия и ордовика не отличимы от среднепалеозойских. Угловатые несогласия между ними или перестройка структурного плана, как уже показано, неизвестны. Перерывы в отложениях кембрия и ордовика вызывались движениями эпейрогенического типа и обуславливали лишь региональные параллельные несогласия.

Отложения кембрия и ордовика обнажаются в тектонических блоках, чешуях и не имеют полных и непрерывных разрезов. Все это объясняется тем, что основная фаза складчатости произошла в предверхнемосковское время, приведшая к метаморфизму одинаковой степени и дислоцированности ниже- и среднепалеозойских толщ. Эти движения привели к срыву палеозойских толщ с основания и надвигу их друг на друга, обусловив сложное блоково-чешуйчатое строение.

Средняя скорость осадконакопления в нижнепалеозойское время, как указывалось выше, не более 0,011—0,014 мм/год, по В. И. Попову и др. (1976) — 6—12 м/млн. лет, по Е. А. Рогожину, В. Н. Шолпо (1974) — 0,011 мм/год.

Вероятно, площадь, занимаемая эпикарельской платформой, была значительной, на севере ограничивалась каледонской геосинклиналью Северного Тянь-Шаня и далеко распространялась на юг, охватывая территорию Памира, Гиндукуша, Каракорума, Гималаев, Индийской и Таримской платформ, Центрально-Афганский и Индийский массивы (Пейве, Сеницын, 1950; Власов, 1969; Бархатов, 1971; Пашков, 1973; Шевченко, 1971; Демин, Карапетов, Сонин, 1973; Колчанов, Кулаков,

Михайлов, Пашков, 1971; Гансер, 1967; Воскресенский, Кравченко, Мовшович, Соколов, 1971; Штеклин, 1966; Королев, 1957, 1960; Королев и др., 1973).

Основная эпоха вулканизма — верхнеордовикская. Щелочно-оливин-базальтовая формация (Шпотова, Ушаков, 1974) широко развита от Букантау (тубабергенская свита) и Северного Тамдытау (вулканы елемесащинской свиты) до Карачатыра, что характерно для устойчивых областей. Представлена диабазами и диабазовыми порфиритами, трахиопорфиритами и их туфами с прослоями кремней, глинисто-кремнистых сланцев и линз известняков (300—600 м). Вулканизм преимущественно трещинного типа, местами взрывного характера (Северный Тамдытау).

Дифференцированная базальт-липаритовая формация развита по северной окраине Каракумо-Таджикского поднятия, так как продукты ее известны в полосе Кульджуктау — Зарафшанский хребты. Выявлены прослои и линзы туфов кварцевых порфиров, реже дацитов и диабазов, переслаивающихся с морскими терригенными породами. Суммарная мощность прослоев составляет 50—80 м. В. С. Корсаков и И. В. Мушкин (1971) относят образования данной формации к оливин-базальтовой, существенно анкармитовой ассоциации.

Если в пределах Букантау — Тамдытау верхнеордовикская вулканическая деятельность происходила в субаквальных условиях, выражаясь излиянием магм из крупных разломов с образованием вулканического плато, то в пределах Бухаро-Гиссарской области извержения происходили из ряда крупных вулканов в субаэральных условиях.

Палеогеографические и палеотектонические реконструкции показали, что в раннем палеозое происходило ритмично-направленное расширение контуров морского бассейна на северо-запад в сторону Урала и центробежного расширения на север и юг. В кембрии—среднем ордовике на фоне увеличения площади бассейна выделяются стадии морских трансгрессий и регрессий. Степень дифференциации дна бассейна также постепенно усиливается во времени, возрастает скорость прогибания и осадконакопления, увеличивается количество грубообломочных пород.

С позднего ордовика начинается образование серии расколов по окраинам бассейна, вспышка вулканической деятельности, начало распада Южно-Тяньшаньской области прогибания путем возникновения системы линейных грабенных, выполненных молассоидными вулканогенно-осадочными образованиями верхнего ордовика — нижнего девона.

Таким образом, история геологического развития Южного Тянь-Шаня в каледонский цикл довольно резко отличается от развития близлежащих типичных каледонид Северного Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. Если для каледонид характерны мощные, измеряющиеся несколькими тысячами метров типично геосинклинальные формации с многочисленными размывами и перерывами (аспидная, спилито-кератофировая, флишевая и др.) на начальных стадиях развития и континентально-молассовая с интенсивным метаморфизмом пород и внедрением гранитоидных интрузий на заключительных, то для Южного Тянь-Шаня не известны каледонские молассы, каледонские граниты, геосинклинальные формации, региональный метаморфизм, который затрагивал бы только нижнепалеозойские образования, но не распространялся бы на среднепалеозойские. Несколько повышенная степень метаморфизма отложений кембрия — среднего ордовика, возможно, связана с проявлением внутриордовикской фазы складчатости, максимально проявленной в пределах Северного Тянь-Шаня.

Следовательно, геологическое развитие Южного Тянь-Шаня в нижнепалеозойское время характеризуется специфическими чертами, отличающими их от типичных каледонид.

О ТИПАХ ОСНОВАНИЯ ГЕРЦИНИД

Установление времени заложения и условий формирования основания герцинских геосинклиналей Срединного и Южного Тянь-Шаня всегда было одной из сложных и актуальных проблем.

В конце прошлого столетия выявились две противоположные точки зрения. Первая основывалась на представлении о постепенном разрастании материков за счет океанов путем постоянного наращивания первичного сиалического остова законсолированными геосинклинально-складчатými сооружениями. Предполагалось, что развитие геосинклиналей до периода инверсии и консолидации имело сквозной характер либо прерывалось в связи с образованием «неустойчивых зон консолидаций» (В. А. Николаев, Н. П. Васильковский, Б. А. Петрушевский, В. Ф. Беспалов, А. К. Бухарин, К. К. Пятков и др.).

В основе второй точки зрения лежало представление о неоднократной смене во времени и пространстве геосинклиналей (зон, поясов) и платформ на фоне все возрастающей консолидации земной коры (А. Д. Архангельский, Э. Арган, Д. И. Мушкетов, Э. Зюсс, К. Лейкс, А. Н. Мазарович, М. М. Тетяев). Эта точка зрения получила подтверждение и развитие в работах Х. М. Абдуллаева, В. Г. Королева, В. И. Кнауфа, А. Е. Довжикова, В. Н. Огнева, Н. М. Сеницына, Д. П. Резвого, Г. С. Поршнякова и др.

С появлением новой теории глобальной тектоники плит ряд исследователей, признавая в пределах Каракумо-Таджикского и Кызылкумо-Ферганского регионов сиалические блоки, стали считать, что основание геосинклиналей в основном сложено гипербазит-габбровым комплексом рифейского возраста. Заложение геосинклинали, по их мнению, произошло в раннем палеозое на коре океанического типа (А. В. Пейве, В. С. Буртман, Г. И. Макарычев, Н. А. Штрейс, Ш. Ш. Сабдюшев и др.).

В связи с открытием и всесторонним изучением докембрия в пределах геосинклиналей (Чаткал, Западный Узбекистан) стало очевидным, что формирование зрелой континентальной коры в пределах региона завершилось к рифею, а в верхнем протерозое развитие шло в условиях платформенного режима (Ахмеджанов и др., 1975). Первая эпоха проявлений деструкции эпикарельской платформы Средней Азии совпадает с заложением и развитием байкалид Северного Тянь-Шаня и Казахстана. Она выразилась в дроблении земной коры на блоки и вулканической деятельности. В пределах северной окраины Срединного Тянь-Шаня в связи с активизацией накапливались преимущественно осадочно-вулканогенные формации (базальто-молассовая, кварц-порфировая, трахибазальтовая), а в пределах Южного Тянь-Шаня — кремнисто-толеитовая и андезито-базальтовая.

Развитие региона шло под воздействием развивающихся каледонид Северного Тянь-Шаня. В прилегающей к геосинклинали части Срединного Тянь-Шаня возник пригеосинклинальный бассейн (Каратау-Нарынский), прогибание в котором не компенсировалось осадконакоплением. Южно-Тяньшаньский внутриплатформенный прогиб, напротив, равномерно заполнялся тонкоотмученными и хемогенными осадками и прогибание дна шло медленно под тяжестью накопившейся толщи. Каракумо-Таджикское и Сырдарьинское поднятия представляли собой

низкую сушу, отчасти периодически заливавшуюся мелководным морем.

С верхнего ордовика возобновились процессы деструкции эпикарельской платформы, которые выразились в оживлении древних разломов, возникновении новых расколов, сбросовых подвижек по ним блоков и новой вспышке вулканической деятельности. В позднем ордовике — раннем девоне Каратау-Нарынский прогиб представлял собой предгорный, передовой орогенный прогиб. В Южном Тянь-Шане в результате раскалывания и частичного расхождения обломков внутриплатформенного прогиба возникла принципиально новая структура — рифт.

Критериями выделения древнего рифта послужили щелевидное строение (длина около 1000 км, ширина — 100—200 км), глубинные разломы, ограничивающие рифт с севера (Букантауский, Северо-Нуратинский и Южно-Ферганский, Атбаш-Иныльчекский) и с юга (Южно-Тяньшаньский — Кипчакский), выходы гипербазит-габбрового комплекса на всем протяжении рифта от Султануиздага на западе до системы хребтов Атбаша на востоке, проявление позднеордовикских щелочно-базальтовой и контрастно-дифференцированной базальт-липаритовой формации (соответственно по северной и южной окраинам) и,

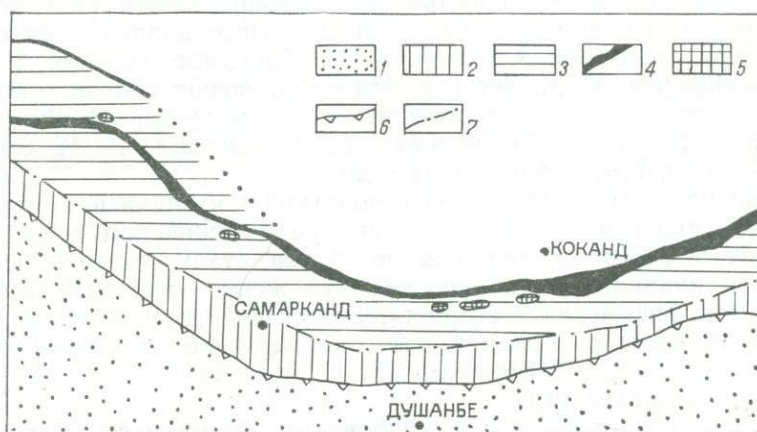


Рис. 21. Палеотектоническая схема строения Южно-Тяньшаньского рифта:

1—палеоконтинент (Каракуму-Таджикский), 2—внешняя зона (шельф), 3—внутренняя зона (континентальный склон и континентальное подножье), 4—рифтовые долины, 5—внутренние поднятия (горсты), 6—Южно-Тяньшаньский глубинный разлом, 7—Кульджуктау-Зарафшанский глубинный разлом.

наконец, молассоидно-вулканогенный и граувакковый состав осадков силура и раннего девона.

В результате раздвижения и обрушения континентальных глыб в полосе Букантауского, Бесапано-Северонуратинского и Южно-Ферганского глубинных разломов возникла палеоокеаническая структура (рифтовая долина) Южного Тянь-Шаня, в пределах которой обнажался новообразованный меланократовый фундамент, выполненный гипербазит-габброидами и осадочно-вулканогенными породами.

В пределах обрамляющей ее с юга палеоконтинентальной структуры прослеживаются две зоны: внешняя и внутренняя. Такое деление рифтогенных окраин континентов на примере Урала предложил В. Н. Пучков (1974, 1976). Внешняя зона палеоконтинента отличается развитием шельфовых платформенных отложений. Внутренняя распо-

ложена между внешней и палеоокеанической структурой (рифтовой долиной) и характеризуется батинальными осадками, накапливающимися в пределах континентального склона и континентального подножья. В пределах каждой из указанных структур тектонический режим и условия седиментации привели к накоплению однотипных толщ, выдержанных по простиранию и сохраняющих основные черты строения на всем своем протяжении (рис. 21).

Южно-Тяньшаньский палеорифт относится к категории внутриконтинентальных эпиплатформенных щелевого типа, по классификации Е. Е. Милановского (1976).

Следовательно, относительно спокойное тектоническое развитие земной коры в рифее — раннем палеозое осложнилось в позднем ордовике — раннем девоне процессами деструкции, обусловившими в Южном Тянь-Шане рифтогенез, а в каратау-нарынской части Срединного Тянь-Шаня — формирование резонансно-тектонического орогенного прогиба.

Таким образом, герцинская геосинклиналь Южного Тянь-Шаня заложилась в среднем девоне на месте палеорифта, который, в свою очередь, возник на месте рифей-раннепалеозойского внутриплатформенного прогиба. Большекаратауская, Чаткальская и Нарынская геосинклинали унаследовали части некогда единого передового прогиба каледонид, также унаследованно развившегося из пригеосинклинального прогиба раннего палеозоя. В позднем протерозое здесь, по-видимому, существовал предорогенный прогиб байкалид на платформенном основании.

Таким образом, можно утверждать, что герцинские геосинклинали возникли не сразу на структурах платформенного типа, а на месте тех участков земной коры, тектоническая активизация которых проявлялась с нарастающей силой, что обусловило формирование структур, переходных между платформенными и геосинклинальными. Их выявление и изучение, по нашему мнению, имеет большое значение для дальнейшего развития учения о геосинклиналях и платформах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги проведенных исследований, можно считать, что определена последовательность наложения осадочных и вулканогенных толщ и степень полноты их разрезов; уточнен возраст вулканогенных пород, ранее относимых к отложениям кембрия; установлено, что вулканогенные процессы в кембрии — среднем ордовике имели локальное и редкое проявление, а в верхнем ордовике они получили площадное развитие (дифференцированные базальт-липаритовые и слабодифференцированные базальтовые формации с повышенной щелочностью).

Рассмотрение особенностей состава и строения кембрия и ордовика позволило проследить историю геологического развития Срединного и Южного Тянь-Шаня в раннепалеозойское время и определить тип его развития как платформенный.

Главные критерии, положенные в основу такого вывода, следующие. Мощность отложений кембрия и ордовика незначительна (в среднем от 500 до 2000 м). Средняя скорость осадконакопления — 0,011—0,014 мм/год, что во много раз меньше скорости осадконакопления в геосинклиналях. Установлена довольно четкая фациальная выдержанность состава, внешней окраски, текстурно-структурных особенностей пород на огромной площади. По минеральному составу терригенные породы преимущественно олигомиктовые и относятся к классу «зрелых» пород. Региональные угловые несогласия отсутствуют. Перерывы в отложениях кембрия и ордовика вызывались движениями эпейрогенического типа. По степени метаморфизма (фашия зеленых сланцев) и дислоцированности отложения кембрия и ордовика почти не отличаются от среднепалеозойских. Это объясняется тем, что основная фаза складчатости произошла в герцинском цикле. Кроме того, для отложений кембрия и ордовика не известны спилито-кератофировая, аспидная, флишевая формации и интрузивный магматизм, характерные для начальных стадий развития геосинклинали.

В позднем ордовике — раннем девоне процессы активизации достигли высокой напряженности, что обусловило деструкцию эпикарельской платформы. В Южном Тянь-Шане проявились процессы рифтогенеза, приведшие к раскалыванию, частичному раздвижению континентальных глыб и возникновению новообразованной сложной по внутреннему строению рифтовой впадины. В каратау-чаткальской части Срединного Тянь-Шаня возник предгорный (фронтальный) орогенный прогиб.

Несмотря на успехи, достигнутые в изучении нижнего палеозоя Среднего и Южного Тянь-Шаня, остался ряд нерешенных вопросов. Так, в частности, не совсем еще ясен стиль тектоники нижнепалеозойских отложений, хотя очевидна его связь с проявлением герцинского цикла тектогенеза. Если в пределах Сырдарьинского поднятия преобладают блоки с моноклинальным залеганием толщ, то в пределах герцинских геосинклиналей строение блоково-чешуйчатое, линзовидное в плане, а слагающие их образования смяты в систему простых открытых, веерообразных и изоклинальных складок (нередко опрокинутых), осложненных нарушениями и кливажом. Не ясна еще динамика и кинематика формирования складок, не изучены их типы, характер распределения в пространстве и времени, типы кливажа и его роль в тектонике региона, размеры блоков и чешуй, их амплитуды и направления перемещений, особенности развития зон с будинами, складками течения и нагнетания, разлинзования и меланжирования и т. п.

Изучение процессов деструкции материковой коры, приведших в Южном Тянь-Шане к заложению в верхнем ордовике рифта, позволит выявить механизм образования подобных структур и определить место рифтогенеза среди других тектонических процессов.

Нет еще достаточного палеонтологического обоснования границ между отделами, ярусами, зонами кембрия и ордовика.

Необходимо также усилить работы по определению абсолютного возраста нижнепалеозойских пород комплексом методов. Данные, полученные калий-аргоновым методом для отложений ордовика, дают весьма широкий разброс — от 610 до 380 млн. лет.

В недостаточном объеме проведены петролого-литологические, в особенности геохимические, исследования, что не позволяет провести обоснованное расчленение отложений на формации и установить географическую и тектоническую обстановку их формирования на основе выявления типов фаций для определенного времени. Нахождение коррелятивных элементов и ассоциаций минералов могло бы способствовать расчленению толщ на свиты, пачки, горизонты, а изучение granulometric composition and sequentiality of sedimentation — установлению ритмосвит, ритмопачек и т. п.

Одной из важных проблем остается выяснение характера метаморфических преобразований нижнепалеозойских отложений. Установлено, что основные типы метаморфизма — прогрессивный, соскладчатый с основной фазой дислокаций — внутримосковской и контактовый, обусловленный внедрением массивов гранитоидов в верхнепалеозойское время. Однако имеются отрывочные сведения о явлениях дислокационного метаморфизма и не исключено проявление, хотя и в слабой форме, кембро-среднеордовикской эпохи прогрессивного метаморфизма.

Мы надеемся, что данная работа усилит интерес к изучаемому району и поднятым проблемам. Это тем более необходимо, что отложения нижнего палеозоя вмещают осадочные скопления фосфоритов, железо-марганцевых руд, молибдена, ванадия и других элементов, а также рудопроявления золота, вольфрама, молибдена и других редких металлов.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуазимова З. М. [и др.]. Первые находки ордовикских граптолитов в Северном Нуратау (Южный Тянь-Шань). ДАН СССР, т. 187, 1969, № 5.
- Абдуазимова З. М., Пяновская И. А., Пятков К. К. Рецензия на статью И. А. Поникленко и др. «О возрасте метаморфического комплекса гор Букантау». «Узб. геол. ж.», 1976, № 2.
- Абдуазимова З. М., Пяновская И. А., Пятков К. К., Пак Р. С. О непрерывности разреза докембрия и кембрия и возрасте тайманской свиты в Тамдытау (Центральные Кызылкумы). «Узб. геол. ж.», 1977, № 1.
- Абдуллаев Р. Н. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений Пскемского и Сандалашского хребтов. «Узб. геол. ж.», 1965, № 2.
- Абдуллаев Р. Н. Новые данные о возрасте тубабергенской свиты. ДАН УзССР, 1967, № 11.
- Абдуллаев Р. Н. Трилобиты верхнего ордовика Букантау. В сб. «Новые данные по фауне Узбекистана», Ташкент, 1972.
- Абдуллаев Р. Н., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. О строении нижнекембрийской толщи бассейна р. Алтыкола. «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 25, 1972.
- Абдуллаев Р. Н., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Строение отложений кембрия бассейна р. Арглы (Южный Тянь-Шань). «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 26, 1973.
- Абдуллаев Р. Н., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Кадыров М. И. О возрасте вулканогенных образований «кембрия» Мадыген-Шодымирского района. «Узб. геол. ж.», 1972, № 6.
- Абдуллаев Р. Н., Борисов О. М., Базарбаев Э. Р. Новые данные об ордовикских отложениях Шакушская (Южный Тянь-Шань). «Узб. геол. ж.», 1975, № 4.
- Абдуллаев Р. Н., Глейзер Л. М. Некоторые особенности строения молибденованадиеносности нижнепалеозойской толщи юго-западной части Пскемского хребта (Западный Тянь-Шань). В сб. «Петрография и геохимия рудных регионов Узбекистана», Ташкент, 1966.
- Абдуллаев Р. Н., Глейзер Л. М. Стратиграфия кембро-ордовикских отложений Пскемского и Сандалашского хребтов (Южный Тянь-Шань). «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 29, 1976.
- Абдуллаев Р. Н. [и др.]. Схема стратиграфии докембрия Среднего и Южного Тянь-Шаня. В сб. «Стратиграфия допалеозоя, кембрия, ордовика и силура Казахстана», т. 1, Алма-Ата, 1974.
- Абдуллаев Р. Н. [и др.]. О возрасте урубалакской свиты Моголтау. «Узб. геол. ж.», 1975, № 3.
- Абдуллаев Р. Н. [и др.]. Кембрий Южного Тянь-Шаня. «Советская геология», 1977, № 6.
- Абдуллаев Р. Н., Халецкая О. Н. Трилобиты и граптолиты ордовика Пскемского хребта. Ташкент, 1970.
- Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент, 1960.
- Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. Геологическое районирование Средней Азии как основа прогнозирования полезных ископаемых. В сб. «Методика составления металлогенических карт», Ташкент, 1964.
- Абдуллаев Х. М., Борисов О. М., Лордкипанидзе Л. Н. Главнейшие руднопетрографические провинции СССР (к вопросу о классификации руднопетрографических провинций). «Узб. геол. ж.», 1960, № 3.
- Адышев М. М. [и др.]. Геохронология и условия образования древних рудоносных формаций Среднего Тянь-Шаня. «Изв. АН КиргССР», 1972, № 5.
- Айсанов Я. Б. Новые данные по стратиграфии ордовикских и нижнесилурийских отложений Кульджуктау. «Узб. геол. ж.», 1966, № 3.
- Айсанов Я. Б. Стратиграфия палеозойских отложений восточной части Кульджуктау. «Узб. геол. ж.», 1968, № 5.

- Айсанов Я. Б., Егоров А. И. Геологическое строение и основные черты минералогии палеозойских образований гор Кульджуктау. Ташкент, 1978.
- Алексеев А. В., Биличева Г. И., Портнягин Э. А. Новые данные о возрасте вулканогенных пород Мадыгенского участка (Южно-Ферганский глубинный разлом). «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», № 10, 1966.
- Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиезного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1961.
- Аполлонов М. К. Ашгильские трилобиты Казахстана. Алма-Ата, 1974.
- Ахмеджанов М. А., Абдуллаев Р. Н., Базарбаев Э. Р., Глейзер Л. М. Об ордовикских отложениях Узбекистана и прилегающих территорий. «Узб. геол. ж.», 1969, № 4.
- Ахмеджанов М. А., Абдуллаев Р. Н., Базарбаев Э. Р., Якубов Д. Х. К стратиграфии допалеозойских и палеозойских образований Центральных Кызылкумов. «Узб. геол. ж.», 1970, № 2.
- Ахмеджанов М. А., Абдуллаев Р. Н., Борисов О. М., Глейзер Л. М. Нижне-среднекембрийская ритмотолща Срединного и Южного Тянь-Шаня. В сб. «Закономерности образования и размещения эндогенных полезных ископаемых Средней Азии», Ташкент, Изд. САИГИМСа, 1974.
- Ахмеджанов М. А., Базарбаев Э. Р. Новые данные о возрасте кокпатаасской свиты Букантау (Центральные Кызылкумы). «Узб. геол. ж.», 1967, № 5.
- Ахмеджанов М. А., Базарбаев Э. Р., Ишназаров Н. И. Об опрокинутом залегании карбонатных отложений среднего — верхнего девона. «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 23, Ташкент, 1971.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Принципы составления карт структурных ярусов. В сб. «Методика составления металлогенических карт», Ташкент, 1964.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана, т. I, Ташкент, 1967.
- Ахмеджанов М. А. [и др.]. Докембрий Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1975.
- Базарбаев Э. Р. Тектоника домезозойских образований Букантау (Центральные Кызылкумы). Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1971.
- Барковская Е. И. [и др.]. Новые данные по стратиграфии Зирабулакских гор. «Узб. геол. ж.», 1966, № 3.
- Бархатов Б. П. Очерк тектоники альпийского складчатого пояса юга СССР. Л., Изд-е ЛГУ, 1971.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Кангро О. Г. Докембрий Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов. М., 1972.
- Бискэ Ю. С., Старшинин Д. А. К геологии палеозойских отложений Сулюктинского района (Туркестанский хребет). «Вестник ЛГУ», № 24, 1965.
- Борисов О. М. Роль процессов ассимиляции в формировании интрузивных комплексов Калканаты (Северо-Западный Карамазар). Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1958.
- Борисов О. М. Курамино-Ферганский срединный массив и его положение среди герцинид Западного Тянь-Шаня. Автореферат докт. дисс., Ташкент, 1970.
- Бухарин А. К., Пятков К. К. К вопросу об эвгеосинклиналях, миогеосинклиналях и переходных структурах (на примере Узбекистана). «Геотектоника», 1973, № 2.
- Буш В. А. [и др.]. Орогенезы Тянь-Шаня. В сб. «Орогенические пояса», М., 1968.
- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, 1952.
- Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии (Исфара), северная половина. Ленинград — Москва — Новосибирск, 1934.
- Виноградов П. Д. Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан). В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня», М., 1964.
- Виноградов П. Д., Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Огнев В. Н. Геологическое строение СССР, т. III, «Тектоника», М., 1958.
- Виноградов П. Д., Торшин Н. С. К вопросу об ордовике Центрального Таджикистана. В кн. «Материалы по региональной стратиграфии СССР», М., 1963.
- Власов Н. Г. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии. В сб. «Вопросы стратиграфии палеозоя», Л., Изд-е ЛГУ, 1969.
- Волочкович К. Л., Гаврилин Р. Д., Ифантопуло Т. Н. Типы палеозойских структур Южного Тянь-Шаня, их магматизм и металлогеническая характеристика. М., 1973.
- Воронич Т. М. [и др.]. Основные черты магматизма и рудоносности Чаткальских гор. Ташкент, 1970.
- Воскресенский И. А., Кравченко К. Н., Мовшович Э. Б., Соколов Б. А. Очерк геологии Пакистана. М., 1971.
- Гансер А. Геология Гималаев. М., 1967.

- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Проблема фундамента молодых платформ. В сб. «Строение фундамента молодых платформ». М., 1972.
- Гарьковец В. Г. Схема геологического районирования докембрийских образований Узбекской ССР и прилегающих районов. В кн. «Геология СССР», т. XXIII, М., 1965.
- Гарьковец В. Г. [и др.]. Структурно-формационное районирование верхнего докембрия Западного Тянь-Шаня (тезисы докладов). Принципы тектонического (структурно-формационного) районирования Средней Азии. Ташкент, 1975.
- Геология СССР, т. X, Южный Казахстан. М., 1971.
- Геология СССР, т. XXIII, Узбекская ССР, т. XXV, Киргизская ССР, М., 1972.
- Геология Узбекской ССР, т. I, М.—Л., 1937.
- Глейзер Л. М. К ритмостратиграфии нижнепалеозойских отложений Пскемского хребта (Тянь-Шань). «Узб. геол. ж.», 1967, № 3.
- Глейзер Л. М., Мазаненко Н. А. Следы жизнедеятельности организмов в ордовикских и силурийских отложениях Тянь-Шаня. В кн. «Палеонтологический сборник», вып. 1, № 8, Львов, 1971.
- Гончарова В. И. Кембрийская система. В кн. «Геология СССР», т. XXV, КиргССР, кн. I, Стратиграфия, М., 1972.
- Грюше П. А. Наукатская долина. III Всесоюзный геол. съезд, путеводитель экскурсий, Л., 1928.
- Демин А. Н., Карапетов С. С., Сонин И. И. Тектоника Центрального Афганистана. «Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы», Отд. геол., 1973, 48, № 5.
- Довжиков А. Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. Автореферат докт. дисс., Л., 1971.
- Ергалиев Г. Х. Кембрийская система. Большой Каратау и отроги Таласского Алатау. В кн. «Геология СССР», т. X, Южный Казахстан, кн. I, М., 1971.
- Жуков Ю. В. Нижнепалеозойские формации Среднего Тянь-Шаня. Фрунзе, 1965.
- Журавлева И. Т. [и др.]. К познанию раннего кембрия Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1970.
- Зубцов Е. И. Новые данные о возрасте палеозойских отложений хребтов Нура, Джетым-Тоо и Нарынтау (Тянь-Шань). «Информационный сборник ВСЕГЕИ», вып. 1, 1955.
- Зубцов Е. И. Стратиграфия отложений кембрия и ордовика Среднего Тянь-Шаня. Тезисы доклад. к совещанию по унификации стратиграфич. схем Средней Азии, М., 1958.
- Зубцов Е. И. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение. «Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы», Отд. геол., т. XLVII (1), 1972.
- Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. Докембрийские граниты и нижний палеозой Среднего Тянь-Шаня. ДАН СССР, т. 52, 1963, № 4.
- Калмурзаев К. Е., Керимов С. К., Медетов А. М. К стратиграфии нижнего палеозоя юго-восточной части хребта Сандалаш (Срединный Тянь-Шань). «Изв. АН КиргССР», 1973, № 2.
- Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана. ПСГ, № 6, 1934.
- Ким А. И. К стратиграфии отложений ордовика и нижнего лландовери Зарафшано-Гиссарской горной области. «Узб. геол. ж.», 1963, № 6.
- Ким А. И. Путеводитель экскурсии по типовым разрезам ордовика, силура и девона Средней Азии. Ташкент, 1966.
- Ким А. И., Апекин Ю. Н., Ерина М. В. К стратиграфии ордовика и нижнего силура Зарафшано-Алайской зоны (опорный разрез ур. Шахриомон). ДАН СССР, 1975, 220, № 4.
- Киселев В. В., Королев В. Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе, 1972.
- Кнауф В. И. Тектоника палеозоя восточной части Советского Тянь-Шаня. Автореферат докт. дисс., Ташкент, 1973.
- Князев В. С. [и др.]. Строение и состав фундамента и пермо-триасового комплекса Туранской плиты. В сб. «Строение фундамента молодых платформ», М., 1972.
- Колчанов В. П., Кулаков В. В., Михайлов К. Я., Пашков Б. Р. Новые данные по стратиграфии докембрийских и палеозойских образований северных предгорий Западного Гиндукуша. «Сов. геология», 1971, № 3.
- Комишан И. С. Находка кембрия в Туя-Муюнском районе (Восточная Фергана). «Вестник Геол. ком.», № 4, Л., 1925.
- Комишан И. С. Долина Аравана. III Всесоюзный геол. съезд, путеводитель экскурсий, Л., 1928.
- Королев В. Г. Древние толщи Терсей-Алатау и прилегающих с юга хребтов. Автореферат канд. дисс., Фрунзе, 1957 а.
- Королев В. Г. Возраст свиты Арчалы в хр. Джетымтау (Тянь-Шань) и стратиграфия нижнего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны. Труды ИГ АН КиргССР, вып. IX, Фрунзе, 1957 б.
- Королев В. Г. Стратиграфия нижнего палеозоя хребта Джетымтау (Тянь-Шань).

Тезисы докл. к совещ. по унификации стратиграф. схем Средней Азии. М., 1958.

- Королев В. Г. Позднекембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3, М., 1960.
- Королев В. Г. Кембрий Тянь-Шаня. «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. 3. Стратиграфия, Фрунзе, 1962 а.
- Королев В. Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. 3, Стратиграфия, 1962 б.
- Королев В. Г. [и др.]. Особенности геологического развития и условия фосфатонакопления в Таласо-Каратауской зоне. В сб. «Условия образования геосинклинальных фосфоритов», М., 1973.
- Королев В. Г., Максумова Р. А., Мамбетов А. М. Аналоги вендского комплекса и «бестрилобитовые слои» нижнего кембрия в Средней Азии и Южном Казахстане. В кн. «Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана», Алма-Ата, 1971.
- Корсаков В. С., Мушкин И. В. Оливин-базальтовая ассоциация вулканогенных пород Зирабулак-Зиатдинских гор (Южный Тянь-Шань). ДАН СССР, 1971, № 4.
- Кустарникова А. А. Западный Узбекистан. В кн. «Вулканогенные формации Узбекистана», Ташкент, 1971.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, 1968.
- Кухтиков М. М., Черенков И. Н. О «кембрийских» отложениях северного склона Туркестанского хребта. ДАН ТаджССР, т. 3, № 1, 1960.
- Кухтиков М. М., Черенков И. Н. О возрасте палеозойских терригенных толщ Сулюктинского района (Юго-Западная Фергана). «Мат. по регион. стратигр. СССР», М., 1963.
- Лаврусевич А. И., Лаврусевич В. И. К вопросу о возрасте «ягнобских сланцев». В сб. «Новые данные по геологии Таджикистана», вып. 2, Душанбе, 1973.
- Лермонтова Е. В. Среднекембрийские трилобиты и гастроподы Шодымира. М., 1951.
- Лихачев Ю. А. [и др.]. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов. В кн. «Проблема нефтегазоносности Средней Азии», нов. сер., т. 105, вып. 5, Л., 1963.
- Лукьянов В. С. [и др.]. К биостратиграфии нижнего кембрия бассейна р. Арглы. В сб. «Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии», М., 1974.
- Мазаненко Н. А. О кембрийских и ордовикских отложениях Каракчатау (Южный Тянь-Шань). ДАН УзССР, 1968, № 7.
- Макарычев Г. И. Стратиграфия верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау. В кн. «Совещание по униф. стратигр. схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», Алма-Ата, 1957.
- Макарычев Г. И. Докембрийские и каледонские гранитоиды Среднего Тянь-Шаня и их положение в структуре. Бюлл. МОИП, т. 39, № 3, 1964.
- Макарычев Г. И., Павлова Т. Г. Рифей западной части Среднего Тянь-Шаня. «Бюлл. Московск. о-ва испыт. природы», отд. геол., т. XII, № 1, 1967.
- Мамбетов А. М. Стратиграфия и окаменелости (хиолиты, хиолительминты и др.) нижней части нижнего кембрия Малого Каратау. Автореферат канд. дисс., Фрунзе, 1973.
- Мамбетов А. М., Миссаржевский В. В. Новые данные о окаменелостях из фосфоритоносных толщ Малого Каратау. В кн. «Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня», Л., Изд-е ЛГУ, 1971.
- Марковский А. П. К стратиграфии нижнепалеозойских образований Туркестанского хребта. «Вестник Геолкома», 1928, № 8.
- Марковский А. П. Основные черты геологического строения средней части Центрального Таджикистана. Труды ТПЭ, вып. 4, 1934.
- Марковский А. П. Северо-западные предгорья Туркестанского хребта. В кн. «Геология УзССР», т. I, Л.—М., 1937 а.
- Марковский А. П. Западная часть Туркестанского хребта. В кн. «Геология УзССР», т. II, Л.—М., 1937 б.
- Марковский А. П. Стратиграфия. Кембрийская система. В кн. «Геология СССР», т. XXIV, М., 1959.
- Мартышев В. Р. Стратиграфия среднепалеозойских отложений Центральной части Зарафшано-Гиссарской горной области. Мат.-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 10, Л., 1956.
- Марущкин И. А. Новая находка отложений ордовика в Алайском хребте. ДАН СССР, т. 127, № 3, 1959.
- Машковцев С. Ф. Геологическое описание восточной части Ташкентского листа. Труды ЦНИГРИ, вып. 27, ОНТИ, М.—Л., 1935.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., 1976.

- Мирчинк М. Ф. [и др.]. Геоструктурные условия залегания палеозойских образований в пределах молодых платформ и их нефтегазоносность. В сб. «Молодые платформы и их нефтегазоносность», М., 1975.
- Мисюс П. П. Новые данные по стратиграфии среднего — верхнего кембрия в районе реки Бугулы-Булак (Чаткал). В сб. «Материалы 1-ой конференции молодых ученых АН КиргССР», 1965, Фрунзе, 1970.
- Мисюс П. П., Сагындыков К. С. Новые данные о нижнем кембрии Чаткальского хребта. В кн. «Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии», Фрунзе, 1967.
- Муфтиев З. З., Шадчинев А. С. К стратиграфии палеозоя Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны. В сб. «Вопросы геологии Средней Азии», Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., № 168, 1970.
- Мушкетов Д. И. Восточная Фергана. СПб, Изд. Геол. ком., т. XXX, № 200, 1911.
- Мушкетов Д. И. Чиль-Устунь и Чиль-Майрам. Труды Геол. ком., новая серия, вып. 100, Петроград, 1915.
- Мушкетов Д. И. Новые данные о нижнепалеозойских отложениях Туркестана, «Вестник Геол. ком.», № 1, 1925.
- Мушкетов Д. И. Геологическая карта Средней Азии, VI-7 и VII-7 (Восточная Фергана). Труды Геолкома, нов. сер., вып. 169, Л., 1928.
- Набиев К. А. [и др.]. К вопросу о возрасте тубабергенской свиты. «Узб. геол. ж.», 1966, № 3.
- Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Аки. о-во «Туркпечать», Ташкент, 1926.
- Наследов Б. Н. Карамазар. ТПЭ, вып. XIX, 1935.
- Николаев В. А. Гидрогеологический очерк правобережья Зарафшана. В кн. «Материалы по гидрогеологии», вып. 8, 1926.
- Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. «Зап. Всерос. минер. о-ва», ч. 62, № 2, 1933.
- Николаев В. А. О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подвижных поясах земной коры. В сб. «Сов. геол.», № 1, 1944.
- Огнев В. Н. Схема стратиграфии кембрия и ордовика Средней Азии. «Тезисы докладов к сов. по унификации стратигр. схем Средней Азии», М., 1958.
- Огнев В. Н. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии. Ташкент, 1959.
- Пашков Б. Р. О некоторых особенностях тектонического развития Памиро-Гиндукушской области в раннем палеозое. «Изв. АН ТаджССР», отд. физ.-мат. и геол.-хим. н., 1973, № 1.
- Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1950, № 4.
- Поникленко И. А., Болгова Г. В., Голиков А. Н. Об установлении ордовикских отложений в Северном Тамдытау. «Узб. геол. ж.», 1973, № 5.
- Поникленко И. А. [и др.]. О возрасте метаморфического комплекса гор Букантау. «Узб. геол. ж.», 1975, № 1.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938.
- Попов В. И., Шевченко О. Д., Запрометов В. Ю., Корсаков Ю. Ф. Реликты архейско-нижнепротерозойских пракоинтоентов и их докембрийские прагеосинклинальные обрамления в Средней Азии (тезисы докладов). В кн. «Принципы тектонического (структурно-формационного) районирования Средней Азии», Ташкент, 1975.
- Попов В. И. [и др.]. Материалы по принципам геологического, структурно-формационного и тектонического районирования Средней Азии. В сб. научных трудов ТашГУ, вып. 510, Ташкент, 1976.
- Портнягин Э. А., Павлов В. И., Цориев К. О. Проблема «ягнобских сланцев» и некоторые детали строения восточной части Зеравшано-Гиссарской зоны (Южный Тянь-Шань). «Геол. сб.», № 15, Львов, 1976.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня, Л., 1973.
- Пулатов М. П., Хайруллина Т. И. Новые данные о кембрийских отложениях Туркестанского хребта и Мальгузарских гор. «Узб. геол. ж.», 1938, № 3.
- Пучков В. Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. В кн. «Научные доклады Коми фил. АН СССР», вып. 9, Сыктывкар, 1974.
- Пучков В. Н. Палеозойские доорогенные формации западного склона Урала. «Геотектоника», 1976, № 5.
- Пяновская И. А. Сравнительная характеристика некоторых ранне- и среднекембрийских форм водорослевого происхождения. В сб. «Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии», М., 1974.
- Пятков К. К. [и др.]. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, АН УзССР, 1967.
- Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К. О наличии фаунистически

- охарактеризованных кембрийских отложений в Центральных Кызылкумах. «Узб. геол. ж.», 1964, № 1.
- Резвой Д. П. Новые находки кембрийских отложений в Туркестано-Алайской горной системе. ДАН СССР, 1953, т. 93, № 6.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной области. Львов, 1959.
- Резвой Д. П. К проблеме глубинных разломов Южного Тянь-Шаня. «Бюллетень Моск. о-ва исп. природы», отд. геол., 1972, с. XLVII (1).
- Репина Л. Н. [и др.]. Стратиграфия и фауна нижнего палеозоя северных предгорий Туркестанского и Алайского хребтов (Южный Тянь-Шань). Новосибирск, 1975.
- Рогожин Е. А., Шолпо В. Н. Количественная оценка режима вертикальных колебательных движений Южного Тянь-Шаня. «Сов. геология», 1974, № 6.
- Розман Х. С., Стукалина Г. А., Колобова И. Н. О корреляции обикалонских слоев ордовика Зарафшано-Алайской зоны. ДАН СССР, 1975, 220, № 4.
- Ронов А. Б., Сеславинский К. Б., Хаин В. Е. Кембрийские литологические формации мира. «Сов. геология», 1974, № 12.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е., Сеславинский К. Б. Ордовикские литологические формации мира. «Сов. геология», 1976, № 1.
- Рубанов Д. А. Краткий очерк геологического строения Западного Гиссара. Ташкент, 1968.
- Сабдюшев Ш. Ш. [и др.]. Новые данные о докембрии и кембрии Тамдытау. Ташкент, 1969.
- Сагындыков К. С. Докембрий и нижний палеозой хребта Кок-Ийрим-Тоо и Такталыкской гряды (Тянь-Шань). Автореферат канд. дисс., Фрунзе, 1964.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд. ЛГУ, 1960.
- Смирнов Н. А. Нуратинские горы. «Геология УзССР», т. 3, Изд. Ком. наук УзССР, М.—Л., 1937.
- Старшинин Д. А. О возрасте сулюктинской свиты Южной Ферганы. В сб. «Новые данные по геологии Таджикистана», вып. 3, Душанбе, 1974.
- Степаненко А. Ф. К стратиграфии нижнего палеозоя верховьев рек Чаткала и Сандалаша (Тянь-Шань). Труды ВАГТ, вып. 4, М., 1958.
- Тесленко И. Л., Журавлева И. Т. Нижний кембрий в горах Карачатыр. В сб. «Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии», М., 1974.
- Турбин Л. И. К стратиграфии нижнего палеозоя западной части Среднего Тянь-Шаня. Труды Управл. геол. и охраны недр при Сов. Мин. КиргССР, сб. 2, М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Ушаков В. Н., Шпотова Л. В. О кембро-ордовикской трахибазальтовой формации западных отрогов Южного Тянь-Шаня. ДАН СССР, т. 212, 1973, № 3.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
- Хайруллина Т. И. Новые данные о нижнекембрийских отложениях бассейна р. Алты-Кол. «Изв. АН ТаджССР», 1961, № 2, (4).
- Хайруллина Т. И. Описание кембрийских трилобитов из Юго-Западного Тянь-Шаня. В кн. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов», Ташкент, 1962.
- Хайруллина Т. И. Трилобитовая фауна раннего кембрия Туркестанского хребта. Тр. ИГ АН УзССР и Главгеологии УзССР, вып. 3, Ташкент, 1964.
- Хайруллина Т. И. Новые данные о кембрийских отложениях Туркестанского хребта и Мальгузарских гор. «Узб. геол. ж.», 1968, № 3.
- Хайруллина Т. И. Трилобиты майского яруса Туркестанского хребта. В кн. «Биостратиграфия осадочных образований Узбекистана», сб. 9, Л., 1970.
- Хайруллина Т. И. Биостратиграфия и трилобиты майского яруса среднего кембрия Туркестанского хребта. Ташкент, 1973.
- Хайруллина Т. И., Мансуров Р. И., Пяновская И. А., Пятков К. К. О фаунистически охарактеризованных отложениях кембрия в горах Гобдунтау. «Узб. геол. ж.», 1971, № 6.
- Халецкая О. Н. Ордовикские отложения. В кн. «Стратиграфия УзССР», Ташкент, 1965.
- Шевченко В. И. К вопросу о каледонском этапе развития Кавказа. ДАН СССР, 1971, 197, № 1.
- Шпотова Л. В., Ушаков В. Н. Вулканогенные формации Северного Букантау (Западный Узбекистан). «Узб. геол. ж.», 1974, № 3.
- Штеклин Дж. Тектоника Ирана. «Геотектоника», 1966, № 1.
- Якубов Д. Х., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Региональные разломы Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1976.
- Яскович Б. В. Новые данные к стратиграфии кембрийских отложений Южной Фер-

- ганы. «Тезисы докладов к Совещанию по унификации стратиграфических схем Средней Азии», М., 1958.
- Яскович Б. В. Новые данные об ордовике Юго-Западного Тянь-Шаня. «Узб. геол. ж.», 1959, № 1.
- Яскович Б. В. К стратиграфии кембрийских отложений Южной Ферганы. Тр. Узб. геол. упр., сб. 1, М., 1960.
- Яскович Б. В. К характеристике кембрийских отложений западного окончания Туркестанского хребта. Тр. Главгеол. УзССР, сб. 2, М., 1962.
- Яскович Б. В. О тектоническом режиме Южного Тянь-Шаня в раннем палеозое. Тр. Ин-та геол. УзССР, Главгеология УзССР, вып. 3, Ташкент, 1963.
- Яскович Б. В. Палеогеография раннего палеозоя Южного Тянь-Шаня. Главгеология УзССР, Труды ТашПИ, вып. 4, Ташкент, 1964.
- Яскович Б. В. Стратиграфия докембрия и кембрия УзССР. В кн. «Стратиграфия УзССР», 1, Ташкент, 1965.
- Яскович Б. В. О кембрийском вулканизме в Южном Тянь-Шане. В сб. «Вопросы палеовулканизма Узбекистана», Ташкент, 1968 а.
- Яскович Б. В. Кембрий Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1968.
- Яскович Б. В. [и др.]. О докембрии Западного Узбекистана. В кн. «Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня», Изд-е МГУ, 1971 а.
- Яскович Б. В. [и др.]. К характеристике раннего кембрия Северного Тамдытау. «Сов. геол.», 1971 б, № 12.
- Яскович Б. В., Поникленко И. А., Поспелов А. Г., Болгова Г. В. Докембрийский выступ Зияятдинских гор. «Узб. геол. ж.», 1972, № 4.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. История исследований	6
Глава II. Характеристика разрезов Срединного Тянь-Шаня	18
Пскемский и Сандалашский хребты	18
Чаткальские горы	27
Кураминский хребет	31
Моголтау	32
Карачатыр	35
Букантау	38
Северный Тамдытау	43
Глава III. Характеристика разрезов Южного Тянь-Шаня	49
Алайский хребет	49
Туркестанский хребет	53
Мальгузарские горы	78
Северный Нуратау	81
Южный Нуратау и Гобдунтау	89
Кульдзуктау	91
Зирабулакские горы	94
Зарафшанский и Гиссарский хребты	96
Глава IV. Стратиграфия нижнепалеозойских отложений региона	101
Нижний кембрий	102
Средний кембрий	103
Верхний кембрий	109
Нижний ордовик	110
Средний ордовик	111
Верхний ордовик	119
Глава V. Особенности тектонического развития региона	121
Основные этапы развития	121
О платформенном характере развития	133
О типах основания герцинид	139
Заключение	142
Литература	144

**Мухтар Арипович Ахмеджанов, Рахмат Нуруллаевич Абдуллаев,
Олег Матвеевич Борисов**

НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОИ СРЕДИННОГО И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

*Утверждено к печати Ученым советом
Среднеазиатского института геологии и минерального сырья*

Редактор *Л. Ходанович*
Художник *В. Тий*
Технический редактор *О. Остроухова*
Корректор *М. Саггарова*

ИБ № 661

Сдано в набор 24/1-79 г. Подписано к печати 14/III-79 г. P07701. Формат 70×108 1/16. Бумага тип. № 1.
Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 13,3. Уч.-изд. л. 11,7. Тираж 1000.

Заказ 27. Цена 2 р. 30 к.
Адрес изд-ва: 700047. Ташкент, ул. Гоголя, 70.
Типография издательства «Фан» УзССР, Ташкент, проспект М. Горького, 79.

30

3332