

АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Г. П. ВИННИЧЕНКО

ВАЖНЕЙШИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ  
СКЛАДЧАТЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПАМИРА

Ответственный редактор  
член-корреспондент  
АН Таджикской ССР  
М. М. КУХТИКОВ

Издательство "Дониш"  
Душанбе - 1990

УДК 551.1/4 (235.211)

Г.П.В и н н и ч е н к о. Важнейшие закономерности строения и развития складчатых геосинклинальных комплексов Памира. Душанбе: Дониш, 1990.- 208 с.

В книге обобщен и систематизирован геологический материал по одному из крупнейших регионов Средней Азии, своеобразному тектонотипу многоэтажных областей дугообразного строения. На примере Памира и прилегающих районов уточняются и детализируются важнейшие закономерности строения и развития складчатых геосинклинальных комплексов. Разработана модель геосинклинального процесса указанного тектонотипа.

Книга рассчитана на геологов-исследователей, специалистов, занимающихся геологической съемкой и поисками полезных ископаемых, а также студентов старших курсов геологических вузов.

Рецензенты: доктор геолого-минералогических наук, засл. деятель науки Украинской ССР, проф. Д.П. Резвой, доктор геолого-минералогических наук, проф. В.И. Славин

В 1804030000 -049 29 - 90  
М 502 - 90

ISBN 5 - 8366-0158 - 5

С Издательство "Дониш", 1990 г.

## В В Е Д Е Н И Е

Памир по своему значению в решении кардинальных проблем геологии принадлежит к числу уникальных районов. Многоэтажность строения, обусловленная положением на стыке разновозрастных складчатых поясов Евразии, специфика структурного плана, выражающаяся в дугообразном расположении главнейших тектонических элементов, в совокупности с совершенной обнаженностью и огромными эрозионными врезами позволяют рассматривать его как естественную геологическую лабораторию. В указанной лаборатории представляется возможным проследить процесс становления континентальной земной коры с максимальной полнотой, начиная с архея и кончая новейшим этапом. Не случайно поэтому, что Памир всегда вызывал к себе повышенный интерес исследователей. Многие тектонические концепции разрабатывались на его примере и в дальнейшем здесь же проходили проверку. Между тем изучен Памир по сравнению с другими регионами Средней Азии слабо. Существующие представления о его геологии в одних случаях носят общий характер, в других не учитывают новейшие материалы, поступившие в последние годы. Ряд важнейших проблем тектоники Памира до сих пор остается все еще остро дискуссионным.

В основу настоящей работы положены результаты многолетних наблюдений автора на Памире и материалы предшествующих исследователей. В работе использованы также данные, полученные автором в прилегающих регионах Гиссаро-Алая и в Карамазаре.

В процессе написания работы автор пользовался советами и консультациями члена-корреспондента АН Таджикской ССР М.М.Кухтикова, за что приносит ему свою искреннюю благодарность. Ценные пожелания и конструктивные критические замечания при обсуждении важнейших результатов работы были высказаны академиком АН Таджикской ССР А.П.Недзвецким, заслуженным деятелем науки Украинской ССР, профессором Львовского госуниверситета Д.П.Резвым, сотрудником института геологии АН Таджикской ССР И.Н.Черенковым, геологом Управления геологии Таджикской ССР Ш.Ш. Деникаевым. Всем перечисленным лицам автор выражает свою глубокую признательность.

## I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПАМИРА ( стратиграфия, интрузивный магматизм, тектоника )

К истории развития взглядов на геологическое строение  
и тектоническое районирование Памира

Представления о тектонической зональности Памира неоднократно менялись в зависимости от поступления сведений о его геологическом строении. Первая схема тектоники Памира разрабатывалась на основе материалов экспедиции Д.В.Наливкина (1916). Территория Памира была подразделена на четыре зоны. После работ Таджикско-Памирской экспедиции на Памире стали выделять три зоны, получившие названия Северный, Центральный и Южный Памир. Накопленные к данному времени геологические материалы позволили дать более полную характеристику намечаемых зон, их границ и истории развития (Наливкин, 1932, 1939; Марковский, 1936; Николаев, 1936; Попов, 1938; Петрушевский, 1940 и др.).

Существенное дополнение в схему тектонического районирования Памира внес И.Е.Губин (1943), обосновавший необходимость обособления зоны Юго-Восточного Памира. В итоге Памир оказался расчлененным на четыре зоны: Северный, Центральный, Юго-Восточный и Юго-Западный Памир. Более поздние схемы тектоники Памира в большинстве имеют в основе построения предшествующих исследователей о четырехчленном делении рассматриваемого региона. Обзор этих схем, составленных до начала 60<sup>х</sup> годов, выполнен Б.П.Бархатовым и Н.П. Бархатовой (1961). Во все последующие годы идет дальнейшая детализация тектонического строения Памира. Появляются схемы более дробного и более обоснованного фактическим материалом районирования Памира на зоны и подзоны.

Б.П.Бархатов и Г.Г.Мельник намечают в пределах Памира две складчатые системы: Куньлуньскую (палеозойскую) и Каракорумскую (мезозойскую). Первая из указанных систем представлена одной зоной Северного Памира, в состав которой входят три зоны: Центральный, Юго-Восточный и Юго-Западный Памир. Зоны в свою очередь делятся на подзоны, общее количество которых достигает семнадцати (Бархатов, 1963).

Э.Я.Левен (Атлас Таджикской ССР, 1969) подразделил Памир на два пояса: Куньлуня и Каракорума. Каждый из поясов делится на тектонические зоны. В пределах первого из них выделены три зо-



ны: северная — Калайхумб—Сауксайская и две южные — Каракульская и Дарваз—Сарыкольская, отличающиеся от первой временем завершения геосинклинального режима. Ранее Э.Я.Левен (1967) выделил в северной части Памира еще одну — Дарваз—Заалайскую зону. Калайхумб—Сауксайская зона делится линией Сауксайского надвига на две подзоны. Предполагается, что по различиям пермских и, в некоторой мере, каменноугольных отложений подзоны могут оказаться самостоятельными тектоническими зонами. Во втором поясе на территории Памира обособлено шесть зон (Бартанг—Рангульская, Ванчская, Рушано—Шартская, Мургаб—Аксуиская, Шахдеринская и Намангутская), современная структура которых была сформирована кайнозойскими движениями. Отмечается широкое развитие шерьяжных структур. Дислокации Акбайтальского района отнесены к структурам неясного генезиса. Выступ докембрий Кюг—Западного Памира рассматривается в качестве срединного массива.

Н.Г.Власов (1969) наметил в пределах Памиро—Гималайского сектора Азии три разновозрастные складчатые системы: герцинскую Гиндукуш—Гиссаро—Северо—Памирскую, герцинско—кimmerийскую Каракорум—Южно—Памирскую и альпийскую Белуджистан—Гималайскую. В герцинидах Северного Памира, входящего в первую из указанных систем, обособлены Дарваз—Заалайская, Калайхумб—Сауксайская, Курговадская, Каракульская, Дарваз—Сарыкольская и Акбайтальская зоны.

Перечисленные зоны за исключением Акбайтальской выделяют в пределах Северного Памира и другие исследователи (Руженцев и др., 1977). Калайхумб—Сауксайскую зону часто подразделяют на две подзоны: Дарвазскую и Джарф—Обизанкинскую (Стеблова, 1975) или собственно Калайхумбскую и Висхарвскую (Руженцев и др., 1977). В последние годы В.М.Стеблова (1980) наряду с Дарвазской и Джарф—Обизанкинской наметила Хингоускую подзону. По особенностям магматизма территорию Северного Памира иногда расчленяют на две тектонические зоны: Северную и Южную (Петрология..., 1978).

В пределах Южного Памира, относящегося к Каракорум—Южно—Памирской системе, Н.Г.Власовым (1969) обособлены четыре зоны: Центрально—Памирская, Рушано—Шартская, срединный массив Юг—Западного Памира и зона Юг—Восточного Памира. В отличие

от Северного Памира, киммерийский этап развития Южного Памира, начавшийся с триаса, характеризуется слабой дифференциацией на зоны поднятий и прогибов.

В схеме тектоники Памира, предложенной Э.З.Таировым, Е.Ф.Романько и Э.С.Чернером (1972), как и у предшествующих исследователей, выделяется две складчатые системы. В пределах Северного Памира, закончившего свое геосинклиналиное развитие в конце перми - начале триаса, намечается три зоны. Складчатая структура Южного Памира была сформирована к началу кайнозоя. Его территории включает три тектонические зоны и Ванч-Акбайгальскую и Рушано-Пшартскую приразломные структуры.

Е.А.Похвиснева (1976) проводит анализ тектоники Памира на основе четырехчленного деления региона. Считается, что Памир представляет срединный массив, претерпевший в раннем карбоне раскалывание с образованием геосинклиналиных прогибов. Закономерные отличия западной и восточной частей, прослеживающиеся через все зоны и отраженные в осадочных и магматических формациях, намечают субмеридиональную зональность, поперечную к преобладающим структурам.

В последние годы дальнейшее развитие получила выдвинутая еще в начале геологического изучения Памира концепция о ведущей роли в формировании структур крупных горизонтальных движений земной коры (Ловен, 1963, 1975; Руженцев, 1968, 1971; Дюфур, 1972; Швельман, 1977; Захаров, 1979 и др.). Предпринимаются попытки осветить тектоническое строение Памира с учетом представлений, высказанных А.В.Пейве (1967) о природе внутриконтинентальных геосинклиналиных областей (Моссаковский, 1975; Попов и др., 1976; Чернер и др., 1974, 1980 и др.). Ряд исследователей, используя в основном геофизические материалы, проводят анализ геологии Памира с позиций тектоники плит (Лукк, Винник, 1975 и др.). По палеомагнитным данным делаются заключения о вторичном характере дугообразности герцинских и альпийских сооружений Памира (Буртман, Гурарий, 1973; Баженов, Буртман, 1982). В то же время, по свидетельству самих авторов, естественная остаточная намагниченность обнаружена в сравнительно небольшом количестве образцов, что заставляет относиться к полученным результатам как к предварительным. Критика в адрес мобилистских представлений высказывалась Б.П.Бархатовым (1969), В.А.

Петрушевским (1969), Н.А.Белляевским (1974), Г.П.Винниченко (1973<sub>I</sub>, 1978<sub>I</sub>, 1979), М.М.Кухтиковым (1973, 1981), Е.А.Похвисневой (1976) и др.

Детальное изучение наиболее представительных примеров сдвиговых и шарьяжных структур, описанных в пределах Памира, показывает, что тектонические построения с позиций мобилизма, хотя и пользуются широким признанием, еще крайне дискуссионны. Более того, как справедливо заметил М.М.Кухтиков (1981), конструирование подобных структур выходит в ряде случаев из-под контроля геологическими материалами.

### Принципы тектонического районирования складчатых областей и схема тектоники Памира

Критический обзор существующих методов районирования и составления обзорных и региональных карт выполнен совсем недавно в специальных сводках Т.Н. Спизарского (1973), Б.П.Бархатова (1979), Ю.А.Косыгина и В.А.Кулындышева (1981). Среди множества критериев, рассмотренных в этих сводках, наибольшее признание и распространение получил принцип выделения областей по возрасту складчатости, завершающей геосинклинальное развитие. В усовершенствованном виде эта методика была использована при создании ряда тектонических карт СССР с прилегающими областями, отдельных крупных его регионов и некоторых зарубежных стран. Н.С.Шатский (Тектоническая карта..., 1957) отмечал, что данный принцип является естественным и правильным, вполне объективным и одинаково приемлемым для геологов, придерживающихся разных мнений по вопросам хронологических закономерностей развития земной коры. Многие исследователи разделяют приведенную точку зрения и в наши дни. Но, как справедливо заметил Н.П.Хераков (1963), уже при работе над первыми же тектоническими картами критерием районирования фактически был не только возраст складчатости. Он указывал, что при выделении каледонид, герцинид и альпид Западной Европы руководствовались не только анализом угловых несогласий, но и другими особенностями геологического строения и, в частности, типом и составом формаций. В дальнейшем принцип выделения областей по возрасту складчатости был сохранен в качестве основного при создании Тектонической карты Евразии (1965); однако легенда ее была насыщена значительно большим геологическим содержанием, чем это делалось ра-

нее. В то же время по существу все авторы, признавая несомненные достоинства рассмотренного принципа, подчеркивают, что строгое его соблюдение для обширных территорий встречает значительные трудности вследствие асинхронности складкообразовательных процессов. Любые границы, установленные по перерывам, несогласиям и смене формаций не бывают строго одновременными для всех складчатых областей.

Большинство исследователей считают, что отмеченные, а также ряд других трудностей, вполне преодолимы. Уже давно известно, что тектонические фазы проявляются не только в угловых несогласиях. К настоящему времени показано, что они включают целый комплекс явлений: тектонические деформации, появление своеобразных толщ (олистостромовых обрывов, грубообломочных конгломератов), усиление процессов магматизма, метаморфизма (Мазарович, 1940; Хаин, 1973; Леонов, 1976, Проблемы глобальной корреляции..., 1980 и др.). Крупные рубежи в развитии земной коры, выявляемые по совокупности отмеченных признаков, могут быть прослежены на значительных площадях. А.Л.Яншин (1965<sub>2</sub>) указывает, что выяснив такие рубежи, принцип районирования по возрасту складчатости, завершающей геосинклинальное развитие, оказалось возможным применить для всей Евразии, а с учетом результатов новейших исследований Н.Г.Леонова (1976) — и для других частей земного шара. Этот принцип позволяет обособить в пределах материков все основные структурные элементы. Расчленение структурных комплексов на ярусы внутри складчатой области какого-либо возраста может быть достигнуто с применением формационного метода.

Наряду с предложениями по усовершенствованию рассмотренного принципа тектонического районирования по возрасту складчатости неоднократно предпринимались также попытки выработать новые методы, применение которых не встречало бы вышеотмеченных трудностей. Согласно одному из таких методов, призванных сыграть указанную роль, районирование проводится по типам тектонического развития или же по типам геотектонического режимов. Основы его в общих чертах были сформулированы В.В.Белюсовым (1962 и др.), а затем детально разработаны главным образом Т.Н.Спижарским (1970, 1973 и др.) и Б.П.Бархатовым (1961 и др.). Этот принцип использован при составлении обзорных тектонических карт

СССР, отдельных его регионов, в частности, Памира (Бархатов, 1959, 1963; Бархатов, Мельник, 1964), а также карт ряда зарубежных стран.

Недостатки данного принципа неоднократно отмечались многими исследователями (Архипов и др., 1975; Косыгин, 1969, 1972; Борукаев, Парфенов, 1972 и др.), обращавшими внимание на то, что геотектонические режимы, история развития какого-либо района непосредственно не наблюдаются, а восстанавливаются по особенностям конкретного геологического строения. Соответственно любые представления о режимах и, следовательно, основанное на них районирование, в первую очередь, для крупномасштабных карт, несут в той или иной степени элементы субъективизма. По типам геотектонических режимов разные исследователи на одном и том же фактическом материале производят нередко существенно неодинаковое тектоническое районирование. В связи с этим считается, что указанный метод тектонического районирования не может быть признан равноценным методу районирования по возрасту складчатости.

С появлением представлений о развитии геосинклиналей как процессе преобразования океанической коры в континентальную (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971 и др.) было предложено считать главным при тектоническом районировании метод формационного анализа, переход от геосинклинального этапа в платформенный фиксировать на картах не по времени завершения складчатых процессов, а по смене определенных геологических формаций. Принципы районирования должны состоять в стремлении отразить эволюцию состава и строения земной коры путем постадийного выделения формационных и структурных элементов и это в конечном счете дает возможность выяснить процесс становления земной коры (Иванов и др., 1975; Пейве и др., 1977; Макарычев, 1978 и др.). С указанных позиций совсем недавно был проведен анализ тектоники Памира и отдельных его регионов (Чернер и др., 1974, 1980; Бужинцев и др., 1977). Нетрудно заметить, что при подобном районировании внимание акцентируется лишь на вещественных изменениях земной коры в ходе ее развития и не учитываются другие не менее важные и, в частности, структурные преобразования. По мнению Т.Н. Спизарского (1973), уровень научной разработки формационного анализа делает по существу невозможным его применение даже в качестве вспомогательного метода. Тем не менее

Большинство исследователей все же склонны использовать его в комплексе с другими критериями районирования (Богданов и др., 1966; Тектоника Евразии, 1966; Цейслер, 1977 и др.). Даже Н.П.Херасков (1963), один из основоположников формационного метода, писал по этому поводу: " В принципе структурный анализ должен являться основным методом тектонического районирования, а формационный - лишь вспомогательным " ( стр.51).

Необходимо иметь в виду, что общепринятого определения геологической формации пока не существует, нет также и единой классификации формаций, что делает показ их на картах весьма затруднительным (Андрусов, 1969; Борукаев, Парфенов, 1972; Слижарский, 1973 и др.). Вполне можно согласиться с Д.А.Туголесовым (1963) в том, что "все определения и представления, не имеющие точных формулировок, зависящие от точки зрения исследователя ( возраст складчатости, характер неизвестного фундамента, генезис складчатости и т.д.), являются задачами, которые нужно выяснять при помощи карты и поэтому они не могут быть на ней отражены. В противном случае возникает порочный круг " (стр.320). Несомненно, что критерии, которыми следует пользоваться при районировании должны быть в максимальной степени не зависящими от представлений исследователя.

В последние годы стали считать, что в наибольшей степени таким требованиям отвечают структурно-вещественные признаки ( Косыгин, 1969, 1972; Борукаев, Парфенов, 1972 и др.). Элементы районирования по указанным признакам содержатся во многих известных тектонических картах, в частности в картах, составленных по принципу возраста главной складчатости. Изображение структурно-вещественных признаков и показ их возраста с помощью индексов придает картам большую информативность и тем самым создается надежная основа для историко-тектонического анализа и выявления закономерностей размещения полезных ископаемых.

Рассмотренные выше принципы тектонического районирования считаются в настоящее время главнейшими при составлении обзорных мелкомасштабных карт. Эти же принципы могут быть использованы и при создании региональных средне - и крупномасштабных карт. Любая структура в принципе может быть изображена на карте независимо от её масштаба. В частности, разновозрастные

складчатые области : каледониды, герциниды, альпиды могут быть выделены как на обзорных, так и средне-крупномасштабных картах.

Однако для более дробного подразделения одних только выше приведенных принципов оказывается уже недостаточно. Соответственно указывается, что в зависимости от масштаба и размеров исследуемой территории принципы районирования и методика построения карт могут быть изменены ( Яншин, 1965<sub>2</sub>; Казаков, 1972; Шлезингер, 1976 и др.). Для повышения тектонической выразительности региональных карт предлагается использовать дополнительные критерии, учитывающие специфику конкретного района. Намеченные при этом тектонические подразделения не должны нарушать районирования для обзорных карт, а строго вписываться в него.

В большинстве известных карт как обзорных, так и региональных при тектоническом районировании используется вся совокупность разновозрастных геологических признаков, свойственных поверхности современного среза. Считается, что такое районирование отражает особенности развития отдельных участков складчатой области на протяжении всей истории с докембрия до кайнозоя включительно (Бархатов, 1961, 1963, 1979; Дюфур, 1962 и др.).

Для многих областей с многоэтажным строением границы зон, главнейшие простирания тектонических структур могут меняться. Показ всего комплекса структурных элементов на одной карте встречает в подобных случаях значительные трудности. На средне- и крупномасштабных картах они по существу оказываются непреодолимыми в отношении технического выполнения. Кроме того, тектоническое районирование по совокупности разновозрастных признаков, как сейчас выяснилось, не в полной мере позволяет выявить картину развития геосинклинального процесса по площади, его латеральную неоднородность и пространственные закономерности (Синицын, 1960; Резвой, 1960; Кухтиков, 1968<sub>2</sub>; Кухтиков, Билиниченко, 1973 и др.).

Опыт тектонических исследований в районах с многоэтажным строением, в частности в Средней Азии и в Казахстане, свидетельствует о целесообразности составления серии карт или схем, последовательно отражающих каждый этап в отдельности. Именно

к таким районам с многоэтажным строением относится и Памир. Комплекс основания в его пределах слагают метаморфические породы докембрия. Геосинклинальный комплекс в Юго-Восточном и Юго-Западном Памире образуют отложения верхнего палеозоя и мезозоя, а в Северном и Центральном — толщи палеозоя. В южной части Центрального Памира устанавливаются как палеозойские, так и мезозойские геосинклинальные образования. Кайнозойские (дочетвертичные) отложения по всей площади Памира, а также красноцветные породы мезозоя по северной периферии Центрального и в области Северного Памира следовало бы обособить в орогенный комплекс.

Однако особенности состава, мощности и условия залегания кайнозойских и красноцветных мезозойских отложений Памира свидетельствуют о накоплении их в условиях слабо расчлененного равнинного рельефа. Процессы горообразования охватывают Памир лишь в конце кайнозоя, скорее всего в начале четвертичного времени (Винниченко, Кухтиков, 1979). Тем самым указанные отложения вряд ли следует включать в орогенный комплекс. В то же время установлено, что они заметно отличаются и от типично платформенных накоплений, хотя и представляют несомненно постгеосинклинальные образования (Беляевский, 1956).

В процессе формирования структурного комплекса складчатая область распадается на ряд участков, отличающихся друг от друга особенностями геотектонического режима. Эти участки, имеющие на всем своем протяжении в общем одинаковый геотектонический режим, принято называть тектоническими зонами. Иногда тем же самым участкам складчатых областей присваиваются другие названия, среди которых наибольшей известностью пользуется "структурно-формационная зона". Выше уже отмечалось отсутствие общепринятого определения геологических формаций и о существенных недостатках и ограниченных возможностях формационного анализа. Тем самым термин "структурно-формационная зона" вряд ли можно признать удачным.

Геотектонический режим прошлого реконструируется по формам его проявления, наблюдаемым в структуре и отложениях конкретного региона. Прежде всего он находит свое отражение в стратиграфическом разрезе. Различия разрезов будут выражать специфику геологической истории соответствующих зон геосинклинальных



областей. Каждой зоне присущ определенный тип стратиграфического разреза, отличающийся литолого-фашиальным составом отложений, их мощностью, а также непрерывностью или наличием того или иного числа поверхностей несогласного пластования. Несомненно, что стратиграфический разрез является важнейшим, но не единственным критерием, который необходимо учитывать при восстановлении геотектонических режимов.

Тектоническая неоднородность геосинклинальной области в период осадконакопления сохраняется и в дальнейшем в процессе складкообразования. Фазы складкообразования, по свидетельству А.Н.Мазоровича (1940), являются строго локализованными, а зоны их проявления отличаются четко выраженной индивидуальностью. К настоящему времени на основе геологических материалов Средней Азии и ряда других регионов показано, что каждая зона складчатой области характеризуется определенным временем и присущими ей особенностями проявления фаз диастрофизма (Синицын, 1957, 1960; Кухтиков, 1968<sub>2</sub>; Ажгирей, 1969 и др.). М.М.Кухтиков (1968<sub>2</sub>) писал по этому поводу: "Логически нет оснований допускать, что геосинклинальная область пестрая по своей тектонической жизни на первом этапе развития (до складкообразования) почему-то становится вдруг однообразной в процессе складкообразования в смысле одновременности превращения её разнородных частей в складчатое сооружение" (стр.8). Подготовленный всем предшествующим ходом тектонического развития процесс складкообразования в тектонических зонах происходит в разное время, т.е. участки земной коры, отличающиеся друг от друга характером стратиграфического разреза, будут различаться и возрастом структур, их морфологией: формой и интенсивностью складок, простиранием и направлением опрокидывания структур, типом разрывных нарушений.

Возраст складчатости еще совсем недавно определялся в каждом конкретном случае неоднозначно. В связи с этим высказывались сомнения в возможности его использования в качестве критерия при тектоническом районировании. Н.М.Синицын (1949) и затем М.М.Кухтиков (1957, 1968<sub>2</sub>) показали, что время проявления фазы складчатости в районах с достаточно сложной тектонической структурой близко или тождественно возрасту наиболее молодых слоев, участвующих (и наблюдаемых) в этой структуре.

По указанной методике решение вопроса о возрасте складчатости не вызывает особых разногласий у разных исследователей. Тем самым возраст структур становится одним из надежных критериев при тектоническом районировании.

Данные по морфологии структур используются по существу при любом районировании независимо от представлений исследователя и принятых им принципов. Специальное изучение складчатых форм в пределах Урала, Кавказа, Тянь-Шаня и ряда других регионов показывает, что пространственное размещение морфологических типов структур и их сочетаний отражает в целом тектоническую зональность областей их распространения (Сорский, 1962; Лукьянов, Щерба, 1972; Паталаха, 1981 и др.). Не случайно поэтому, что материалы по морфологии складчатых дислокаций всегда считались совершенно необходимыми при тектоническом районировании.

Геотектоническим режимом обусловлены также процессы магматической деятельности. Для многих складчатых областей давно выявлено поясное расположение магматических проявлений, находящихся в зависимости от тектонической зональности. Имеются однако указания о том, что "гранитоидные интрузии, будучи подчиненными более широким закономерностям в развитии геосинклинали, не могут служить определяющими критериями при выделении ее зон" (Довжиков, 1976, стр.15). В то же время известно, что тектонические условия становления интрузивных комплексов в разных зонах существенно неодинаковые. Можно ожидать, таким образом, что магматическая деятельность в них будет проявляться по-разному. Руководствуясь широко известными закономерностями связи тектоники и магматизма, большинство исследователей считают магматические особенности одними из важнейших при тектоническом районировании.

В зависимости от магматизма и тектонической обстановки изучаемого участка земной коры находятся процессы метаморфизма и формирования полезных ископаемых. Одновозрастные отложения различных тектонических зон, как правило, отличаются друг от друга характером и степенью метаморфизма и металлогеническими особенностями.

В соответствии с вышеизложенным можно сделать вывод о том, что геотектонические режимы различаются по особенностям стратиграфических разрезов, морфологии и возрасту структур, харак-

теру магматизма, метаморфизма и металлогении. В последние годы при тектоническом районировании все чаще стали привлекаться также материалы геофизических исследований. В общих чертах такие материалы подтверждают существующие представления о зональности складчатых областей, в частности Памира (Моисеенко, 1971; Булин, 1972; Беляевский, 1974; Крестников и др., 1962, 1980; Земная кора., 1977; Литосфера., 1982 и др.). На основании перечисленных признаков и должны выделяться тектонические зоны в намеченных на обзорных картах складчатых областях.

Неодинаковая изученность тех или других форм проявления геотектонических режимов не позволяет однако использовать в полной мере всю их совокупность. Результаты геофизических исследований часто все еще имеют неокончательный характер и неоднозначное толкование (Беляевский, 1974; Белоусов и др., 1979 и др.). Тем самым они не во всех случаях могут быть применены в качестве надежного критерия при тектоническом районировании. Тектонические работы, как правило, предшествуют более или менее детальным металлогеническим исследованиям. Те же отрывочные сведения о рудоносности, полученные в результате геологосъемочных и поисковых работ, обычно недостаточны для того, чтобы их можно было бы рассматривать в качестве универсального признака при тектоническом районировании. Но в любом случае при выделении тектонической зоны необходимо использовать все имеющиеся материалы.

Рассмотренные выше формы проявления геотектонических режимов ранее неоднократно применялись при обособлении тектонических зон в складчатых областях, но, как правило, не в полном объеме. Формулировка принципов районирования была при этом у разных исследователей неодинаковой и нередко противоречивой. Впервые наиболее четко указанные критерии были сформулированы Н.М.Синициным (1949, 1957, 1960). Дальнейшая их разработка показала, что эти принципы являются наиболее приемлемыми при составлении детальных тектонических карт (Кухтиков, 1957, 1968<sub>2</sub>; Поршняков, 1965; Кнауф, 1966; Алферов и др., 1967 и др.).

В соответствии с принятыми принципами тектонического районирования составляется легенда к карте. На ней, согласно существующим методикам (Тектоника Европы, 1964; Тектоника Евразии, 1966; Кухтиков, 1957; Поршняков, 1965; Спизарский, 1973;

Бархатов, 1979 и др.), предусматривается изображение системой определенных знаков всех форм проявления геотектонических режимов. В пределах каждой из намеченных зон прежде всего должны быть выделены структурные ярусы. Необходимость показа ярусов признается в настоящее время всеми исследователями, занимающимися проблемами составления карт. Не случайно поэтому, что вопросам выработки общепризнанного определения структурного яруса уделялось особое внимание (Салун, 1957; Богданов, 1963; Кухтиков, 1968<sub>1</sub> и др.). Определение структурного яруса, предложенное М.М.Кухтиковым (1968<sub>1</sub>), следует признать одним из наиболее удачных среди известных к настоящему времени и потому вполне приемлемым по существу при любых тектонических построениях: "Структурным ярусом называется часть структурного комплекса, сложенная некоторой серией параллельно пластующихся отложений и ограниченная снизу и сверху поверхностями углового несогласия" (стр.8). Выделение структурных ярусов в соответствии с приведенным определением позволяет отразить особенности морфологии структур, сформировавшихся в разные этапы развития и представить картину эволюции процессов складкообразования во времени. Возраст пород, участвующих в сложении какого-либо яруса, показывается на всех современных тектонических картах индексами. Площадь, занятая породами яруса, закрашивается цветом, соответствующим возрасту наиболее молодых отложений, слагающих данный ярус. Тем самым представляется возможным отразить на карте время формирования главных структурных элементов каждого яруса, определяемое по методике, предложенной Н.М.Синициным (1949) и М.М.Кухтиковым (1957). Формационный состав и мощности пород в ярусах изображаются на многих картах цветом, крапом, штриховкой и линиями изопакит. В последние годы предпочтение стало отдаваться более простому и удобному способу показа формационного состава, а именно с помощью индексов. Еще Н.С. Шатский (1951) предлагал пользоваться при анализе формационного состава буквенными знаками, используя при этом русский алфавит. Позднее формационный состав стали отмечать на картах начальными буквами латинского алфавита (Красный, 1960, 1972; Кухтиков, 1961, 1968<sub>2</sub>; Резвой и др., 1977 и др.). Показ состава формаций в ярусах индексами, а их мощностей цифрами позволяет избежать перегрузки карты и тем

самым значительно облегчает её чтение. В этой связи представляются вполне своевременными и оправданными предложения необходимости разработки для карт единой тектонической индексации ( Муратов и др., 1972 ).

Способы изображения других особенностей тектонического строения на картах: морфологии структур, интрузивных комплексов, зон метаморфизма широко известны и общеупотребительны, они не будут здесь рассматриваться. Следует лишь подчеркнуть, что кроме изображения вышеперечисленных форм проявления геотектонических режимов на региональных картах могут быть введены дополнительные знаки, отражающие специфику каждого конкретного района. Так, на тектонической карте Таджикистана ( Атлас Таджикской ССР, 1968 ) в пределах Памира показаны структуры неясного генезиса ( серии чешуй местного происхождения, либо останцы тектонических покровов). Для Гиссаро - Алая М.М.Кухтиков (1968<sub>2</sub>) предлагает ввести условный знак, определяющий области распространения бескорневых утесов и крупноглыбовых накоплений.

На Международной тектонической карте Европы (1964) и затем в последующем неоднократно предпринимались попытки отразить расчленение складчатых областей на эв - и миогеосинклинальные зоны. Между тем общепринятых определений и четких критериев их выделения до настоящего времени не выработано. М.Демуан (1966) писал в связи с этим: "...термин миогеосинклиналь, по-моему, соответствует абстрактному нечеткому понятию, которое я не могу ни видеть, ни трогать" (стр.34). При таком положении с определением понятий эв - и миогеосинклиналией вряд ли можно признать целесообразным их выделение на картах. Как уже отмечали многие исследователи, понятия и определения, не имеющие точных формулировок, не должны отражаться на картах.

С рассмотренных позиций и с учетом новейших материалов в пределах Памира может быть выделено две области: палеозойских и мезозойских складчатых сооружений. Каждая из этих областей по типу стратиграфического разреза, характеру интрузивного магматизма, морфологии и возрасту структур подразделяется на более дробные тектонические единицы-зоны ( рис. I). Ниже приводится характеристика зональности геосинклинальных комплексов

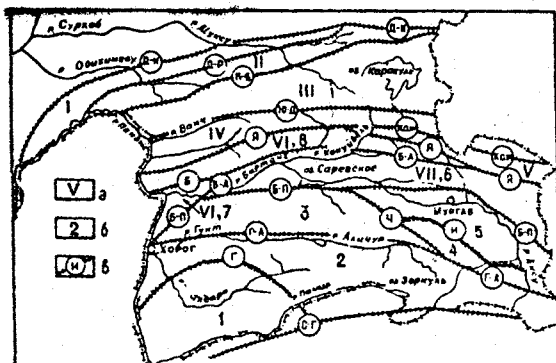


Рис. I. Схема тектонического районирования Памира :  
 а - тектонические зоны области герцинид: I - Обиравноуская;  
 II - Калайхумб-Сауксайская; III - Курговад-Каракульская;  
 IV - Ванчская; V - Акбайтальская; VI - Язгулемская;  
 VII - Калакташская; б - тектонические зоны области мезо-  
 зойд: 1 - Ваханская; 2 - Шугнанская; 3 - Рушанско-Базарда-  
 ринская; 4 - Истыкская; 5 - Зоуташ-Мынхаджирская; 6 - Бар-  
 танг-Акджилгинская; 7 - Бартангская; 8 - Язгулем-Акбайтал-  
 ская; в - межзональные разломы: Д-К - Дарваз-Каракульский;  
 Д-Р - Дробак-Рабатский; К-В - Кеврон-Висхарьский;  
 Ю-Д - Южно-Дарвазский; Кдж - Кызылджинский; Я - Язгулемский;  
 Б - Бартангский; Б-А - Бартанг-Акбайтальский; И - Истыкский;  
 Ч - Чакобайский; Г-А - Гувт-Аличурский; Г - Гармчашинский;  
 С-Г - Северо-Гиндукушский.

сов как в палеозойской, так и в мезозойских структурах. Зональ-  
 ность постгеосинклинального комплекса наследует структурный  
 план, созданный в предшествующие этапы геосинклинального раз-  
 вития. Соответственно специально районирование постгеосинкли-  
 нальных структур не рассматривается. Однако для создания бо-  
 лее полного представления об особенностях важнейших структур  
 намечаемых зон будет все же дано описание постгеосинклиналь-  
 ных структур, хотя и весьма краткое.

Предлагаемая схема районирования Памира заметно отличает-  
 ся от схем, составленных в прошлые годы, как по количеству  
 намечаемых зон, так и детальности характеристик их строения.

обособление ряда зон, выделявшихся ранее на многих схемах, признается в настоящее время неоправданным фактическим материалом. К их числу относится так называемая Рушанско-Пшартская зона, в которую принято включать территорию трех изолированных друг от друга участков: Рушанского и Пшартского хребтов и Дункельдыкский район. Названную зону считают рифтовой окраиной Тетиса на Памире, раздавленной между сиалическими глыбами (Пашков, Швольман, 1979; Швольман, 1980). Излагаемые ниже материалы свидетельствуют о том, что стратиграфические разрезы, морфология структур и магматизм Рушанского и Пшартского хребтов существенно различны. Объединение этих участков в единую зону в соответствии с принятыми принципами недопустимо. Территории Курговадской, Каракульской и часть Дарваз-Сарыкольской зон включаются на новой схеме в единую Курговад-Каракульскую зону. Другая часть Дарваз-Сарыкольской зоны отнесена к Ванчской зоне. Северо-западные районы Калай-хумб-Сауксайской зоны обособлены в самостоятельную зону, получившую название Обиравноуской. Ряд изменений внесен в районирование южной части Памира. Необходимость этих изменений обосновывается при изложении геологических данных по конкретным регионам.

#### Докембрийское складчатое основание

При тектонических исследованиях в складчатых областях почти всегда приходится сталкиваться с проблемой возраста метаморфических пород. От характера принятого решения по этой проблеме зависит направление дальнейших работ по выяснению многих вопросов геологии, в частности одного из важнейших среди них — вопроса о природе и строении фундамента геосинклиналей. Естественно, что любой анализ тектоники какого-либо региона, каким бы детальным он ни представлялся, без предварительного рассмотрения указанной проблемы и принятия наиболее обоснованных в данное время решений будет неполным и несовершенным.

Метаморфические породы в пределах Памира пользуются широким распространением. Наиболее значительные площади они слагают в его юго-западной части. В результате первых же исследований здесь был выявлен сложный комплекс кристаллических пород, представляющих "одно из наиболее замечательных геологических образований Средней Азии" (Николаев, 1933, стр. 122). Взгляды

на возраст, стратиграфическое расчленение и тектоническую структуру метаморфических толщ Юго-Западного Памира неоднократно менялись. Вначале принималось, что вся эта толща составляет единую кристаллическую серию Южного и Юго-Западного Памира (Николаев, 1933). Д.В.Наливкин (1932) высказывался о том, что толща метаморфических пород Юго-Западного Памира может быть схематически расчленена на шесть свит. В последующем при подразделении толщи на свиты стали руководствоваться схемой, предложенной С.И.Клунниковым (1935). С незначительными изменениями она признается многими исследователями вплоть до наших дней. Возраст кристаллической серии чаще всего принимают докембрийским (Масленников, 1955; Бархатов, 1963 и др.), а площадь, занятую ею, рассматривают в качестве единой тектонической зоны, нередко относимой к срединным массивам. Некоторые авторы в предположительной форме высказывались о палеозойском и даже мезозойском возрасте метаморфических пород Юго-Западного Памира (Клунников, Попов, 1936; Николаев, 1936; Давыдченко, 1964; Кухтиков, 1983 и др.).

В результате дальнейших работ выяснилось, что разрезы толщ в северной и южной частях указанного региона существенно неодинаковые. В связи с этим территорию Юго-Западного Памира подразделили на две широтно ориентированные подзоны без четкого определения границы между ними (Бархатов, 1963). Позднее однако получило известность мнение о господстве в указанном районе, особенно в его западной части, субмеридиональных структурных элементов. Было намечено три тектонические зоны, сложенные породами трех серий — горанской, шахдаринской и аличурской. Границы между выделенными зонами стали проводить по впервые обоснованным, как казалось сторонникам этой точки зрения, Даршайскому и Мац-Кокбайскому разломам (Давыдченко, 1964; Хорева, Блюман, 1974; Расчленение ... 1976 и др.). Считается, что горанская и шахдаринская серии сформировались в одинаковых термодинамических условиях. Они рассматриваются как приблизительно одновозрастные архейские образования. Современное более низкое гипсометрическое положение горанской серии по отношению к шахдаринской связывается с крупными горизонтальными перемещениями по Даршайскому разлому (Буданова, Буданов, 1983; Чернер и др., 1980 и др.). Имеются также высказывания об аллохтонной природе



всего выступа кристаллических пород Юго-Западного Памира ( Моссаковский, 1975; Швольман, 1980).

Изложенная точка зрения не настолько обоснована, чтобы её можно было бы признать общепринятой. Прежде всего вызывает сомнение выделение самостоятельных горанской и шахдаринской серий. Исследованиями И.А.Зотова (1968) показано, что породы названных толщ по условиям своего образования составляют единое целое, одну серию, которую сейчас нередко называют ваханской. Выяснено также, что структурные основания для выделений Даршайского и Мац-Кокбайского разломов, как дизъюнктивных дислокаций регионального значения, отсутствуют. Повсеместно горанская свита имеет согласные контакты с толщей вышележащих пород. Структурный план и степень дислоцированности горанской и других вышележащих свит в целом одинаковы. Присутствие миллионов и катаклизмов в кровле горанской свиты, по которым была намечена зона Даршайского разлома, не всегда следует связывать с формированием разрывов. На примере изучения докембрия Прибайкалья и ряда других районов установлено, что эти образования возникают при складкообразовании в местах, где деформации достигают наибольшей величины ( Эз, 1977). Совокупность имеющихся данных позволяет наметить в настоящее время в пределах Юго-Западного Памира не три, а только два типа разрезов, разграниченных, как сейчас установлено, дугообразно изогнутым Гармчашминским разломом ( Винниченко, Кухтиков, 1975; Кухтиков, Винниченко, 1977, 1982) : южный - ваханский, северный - шугнанский.

В первом из них толща кристаллических пород включает шесть свит. Древнейшая горанская свита обнажается по долине р.Ляндж южнее города Хорога. Ее слагают мраморы, оюитовые и роговообманковые мигматизированные гнейсы, кварциты, параамфиболиты. Мощность около 4000 м. Попытки расчленить толщу горанской свиты на три части ( Хорова, Блюман, 1974), пока не имеют успеха. Выделяемые подразделения отбиваются с трудом и оказываются не выдержанными по простиранию.

Вышележащую толщу пород обычно выделяют в хорогскую свиту. В то же время она по составу заметно отличается от хорогской свиты в стратотипе, находящемся в северном крыле Гармчашминского разлома. В связи с этим отмеченная толща была обособлена

в свиту под названием ишканинской ( Винниченко, Кухтиков, 1975). В её сложении принимают участие биотитовые силлиманит- и гранатсодержащие, биотит-роговообманковые и роговообманковые гнейсы с прослоями и линзами мраморов и амфиболитов. Мощность свиты определяется в 2000 м. К.Т.Буданова (1974) показала, что амфиболиты, включаемые в состав свиты, представлены ортопорадами и, следовательно, указанная мощность оказывается значительно завышенной. Мощность парапород свиты будет всего 800-850 м.

Следующая даршайская свита состоит в нижней части из гранат-биотитовых с силлиманитом и кианитом и биотит-роговообманковых гнейсов с линзами пироксеновых магнезиальных скарнов. Выше залегают гранат-амфибол-биотитовые очковополосчатые гнейсы с горизонтами мраморов. Мощность даршайской свиты 1500 м. Стратиграфически выше залегает шугнанская свита, сложенная биотит-роговообманковыми, гранат-биотитовыми, двуслюдыстыми кианит- и силлиманитсодержащими гнейсами с прослоями и линзами мраморов общей мощностью более 1800 м. Далее следует врангская свита биотитовых и роговообманковых гнейсов и кальцитовых мраморов мощностью 1500 м. Верхи разреза метаморфической толщи в ваханском типе выделяются в друмдаринскую свиту, в разрезе которой обнаруживаются гранат-биотитовые, роговообманковые, биотит-роговообманковые и биотитовые гнейсы мощностью около 800 м. Общая мощность толщи кристаллических пород ваханского типа достигает 10000 м. В районе сел.Намангут и, возможно, в ряде других мест они стратиграфически перекрываются триасовыми отложениями, а в долине р.Шахдара кайнозойскими красноцветными конгломератами (Винниченко, Кухтиков, 1975; Винниченко, 1973<sub>2</sub>). В левобережье р.Пяндж установлено, что на метаморфических породах залегают терригенные накопления триасово-юрского возраста (Деникаев и др., 1975; Славин, 1976; Геология..., 1980 и др.).

В 1957 г. в образцах, отобранных Н.А.Хоревым из кристаллических пород в районе Шахдаринского хребта, обнаружены остатки спор. Некоторые формы среди них оказались идентичными спорам, ранее определявшимся В.П.Тимофеевым из докембрия Карелии. В результате радиометрического изучения метаморфических пород ваханского типа получены цифры 2400-2700 млн. лет (Хорева, Блюман,

1974; Расчленение..., 1976). Приведенные данные позволяют считать возраст указанных пород докембрийским, точнее - архейским.

В целом все свиты кристаллических пород в ваханском типе разреза участвуют в сложении огромной антиклинали брахиформного облика. Ядро антиклинали сложено толщей горанской свиты. При погружении структуры на юго-восток указанная толща скрывается под покрывающими её свитами. Северо-восточное крыло антиклинали в бассейне Шахдары отличается пологим залеганием пород друмдаринской, врангской и шугнанской свит. Наклон пластов здесь редко превышает  $20-25^{\circ}$ . Часто видны залегания, близкие к горизонтальным. Юго-западное крыло в пределах южной части Иш-кашимского хребта характеризуется более крутыми и неустойчивыми падениями. Углы падений в данном районе иногда достигают  $30-40^{\circ}$ . Описанная структура осложняется системой куполообразных антиклиналей и мелкими разрывными нарушениями.

В северной части Юго-Западного Памира намечается шугнанский тип разреза, существенно отличающийся от описанного. Толща кристаллических пород указанного типа характеризуется широким развитием мигматитов, насыщенностью гранитоидами и крутыми залеганиями пластов. В долине р.Гунт и в низовьях Шахдары устанавливаются полосчатые мигматиты, биотитовые, биотит-роговообманковые, гранатсодержащие гнейсы и слюдястые сланцы с редкими прослоями и линзами мраморов и кварцитов. До недавнего времени их относили к хорогской, даршайской, шугнанской и врангской свитам (Бархатов, 1963). В среднем течении р.Гунт иногда выделяли друмдаринскую свиту. Имеющиеся материалы свидетельствуют о неправомочности выделения перечисленных свит, за исключением хорогской. Толщи, обнажающиеся в данном районе, не могут быть идентифицированы с соответствующими свитами, стратотипы которых лежат к югу от Гармчашминского разлома. Вышеперечисленные породы по всей полосе распространения в долине р.Гунт и в низовьях Шахдары следует обособить в единую хорогскую свиту. Мощность ее около 2000 м.

В среднем течении р.Гунт хорогская свита перекрывается толщей, которую С.И.Клунников и В.И.Понов (1936) выделяли в аличурскую свиту. Позднее эта же толща стала рассматриваться как комплекс (Буданов, 1964<sub>2</sub>) или же серия (Хорева, Блюман, 1974). В разрезе её намечалось четыре свиты (Расчленение., 1976). Одна-

ко одна из них - эвордаринская свита плейчатых гнейсов мощностью в первые сотни метров повсеместно имеет с другими свитами тектонические контакты. Она обнажается в северном крыле Гунт-Аличурского разлома, представляя самостоятельный тип разреза.

В целом аличурская серия имеет, по нашим данным (Винниченко, Кухтиков, 1975), трехчленное строение. Нижняя лянгарская свита (около 2000 м) состоит из биотитовых и двуслюдистых гнейсов, мигматитов, кварцитов и слюдястых сланцев. Следующая марджанайская свита (500-700 м) сложена мраморами и мраморизованными известняками с прослоями биотитовых, биотит-амфиболовых, иногда гранатсодержащих гнейсов и кварцитов. Верхняя аличурской серии обособляется в рамайскую свиту (более 1000 м). В её сложении участвуют биотитовые гнейсы, хлоритовые, серицит-хлоритовые сланцы, песчаники и линзы известняков. Общая мощность аличурской серии более 3500 м.

Венчает разрез кристаллических пород шугнанского типа ривакская толща слюдястых сланцев, кварцитов, гнейсов и мигматитов мощностью около 1000 м. Общая мощность описанного разреза, включающего хорогскую свиту, аличурскую серию и ривакскую толщу, более 5000 м. Во многих местах метаморфические породы шугнанского типа стратиграфически перекрываются каменноугольно-пермскими сланцами и песчаниками. Соответственно возраст их несомненно докаменноугольный, а с учетом радиометрических измерений (Хорева, Блюман, 1974) - докембрийский, точнее - протерозойский.

В долине р.Гунт охарактеризованная толща имеет общее юго-восточное падение, образуя гигантскую моноклиналную структуру. Широко развитые в этом районе гранитоидные тела, включая Шугнанский интрузив, образуют пластообразные тела, надающие в соответствии с общим наклоном вмещающих пород также на юго-восток. В среднем течении р.Гунт в районе сел.Чартым отмечаются устойчивые северные падения метаморфических пород докембрия. Область смены падений скрыта под аллювием долины р.Гунт. Принимая во внимание имеющиеся в настоящее время геологические материалы, можно предполагать, что здесь происходит дизъюнктивное нарушение. В Южно-Аличурском хребте кристаллические породы докембрия слагают крупную антиклиналь. Гранитоиды Памирского интрузива имеют

в данном районе слегка вытянутую широтно куполообразную форму тела. В южном крыле антиклинали падение пород юго-западное под углами  $50-60^{\circ}$ . В северном крыле в левобережье р.Аличур углы наклонов в среднем составляет  $20-30^{\circ}$ . На восток антиклиналь погружается под каменноугольно-пермские и мезозойские отложения.

В верховьях р.Токузбулак (левый приток р.Гунт) породы аличурской серии слагают Койтезекскую синклинали. К ядру её приурочен Койтезекский гранитоидный интрузив. В северном крыле падение юго-западное под углами  $40-50^{\circ}$ . В южном крыле по отдельным обнажениям кристаллических пород среди гранитоидов и четвертичных наносов видны северо-восточные наклоны под углами  $20-50^{\circ}$ .

В верховьях р.Гунт расположена Бачорская антиклиналь, характеризующаяся сложным строением и крутым падением пород. В междуречье Токузбулак-Гунт кристаллические породы аличурской серии разбиты широтно простирающимися дизъюнктивами на систему блоков с моноклиналильным строением.

В северных районах Памира метаморфические породы пользуются значительно меньшим распространением, чем в юго-западной части. В Рушанском хребте они обнажаются в двух местах. В пределах южного склона хребта толща кристаллических пород обособлена В.П.Булиным в звордаринскую свиту (Расчленение..., 1976). Ее слагают плейчатые биотитовые, амфибол-биотитовые и двухсланцевые гнейсы и мигматиты. Мощность их, по данным В.П.Булина, около 2000 м. С.И.Клунников (1937) относит породы звордаринской свиты к интрузивным образованиям. Позднее появились высказывания о том, что гнейсы и мигматиты свиты представляют эндоконтактовую часть Звордаринского интрузива, возможно, породы его дополнительной фазы (Расчленение..., 1976). Параллельно имеют мощность всего несколько сотен метров.

В.П.Булин включает звордаринскую свиту в аличурскую серию протерозоя (Расчленение..., 1976). В настоящее время выяснилось, что свита ограничена с юга от пород других свит серии Гунт-Аличурским разломом. Ее покрывает каменноугольно-пермские отложения Рушанского хребта. Условно свита может быть отнесена к протерозою. В большинстве районов своего распространения гнейсы и мигматиты свиты отличаются крутыми, часто вертикальными па-

денными пластов, слагая моноклираль в северном крыле Гунт-Аличурского разлома.

В пределах северного склона Рушанского хребта толщи кристаллических пород выделяются в настоящее время в мазанчутскую свиту рифейского возраста. Ее слагают альбит-биотит-актинолитовые сланцы с прослоями и линзами мраморов, слюдястых сланцев и амфиболитов. Мощность их 500 м (Расчленение..., 1976).

Ранее неоднократно указывалось, что метаморфические породы пользуются в пределах северного склона Рушанского хребта более широким распространением. Наряду с вышеотмеченными породами здесь устанавливаются инъекционные гнейсы, мигматиты и кварциты. Мощность толщ кристаллических пород в данном районе оценивалась в несколько тысяч метров, а возраст определялся раннепалеозойским (Баранов, Глазунов, 1937; Бархатов, 1946; Масленников, 1955 и др.). Позднее в ряде мест северного склона Рушанского хребта были обнаружены осадочные породы с органическими остатками позднепалеозойского возраста (Дронов, 1963<sub>3</sub>). На основании этих находок вся толща кристаллических пород за исключением мазанчутской свиты стала относиться к каменноугольно-пермским и триасовым отложениям (Расчленение..., 1976). Современные материалы свидетельствуют однако о том, что мощность и площадь распространения кристаллических пород докембрия по северному склону Рушанского хребта занижаются. К докембрию, видимо, следует относить не только мазанчутскую свиту, но и значительную часть толщ инъекционных гнейсов, кварцитов, кристаллических сланцев и мигматитов, обнажающихся в северо-западной части Рушанского хребта по долинам Риддары, Джизевдары и в ряде других мест. Сопоставляя данные породы с докембрийскими образованиями других районов Памира, следует признать, что по возрасту они являются, скорее всего, протерозойскими образованиями. Общая мощность докембрия северного склона Рушанского хребта не менее 1500 м.

В южном горном обрамлении Сарезского озера устанавливается толща (около 1000 м) хлорит-серпентитовых сланцев и кварцито-видных песчаников с прослоями мраморизованных известняков и метадиабазов, выделяемых в настоящее время в самостоятельную североаличурскую серию. Считается, что её с угловым несогласием перекрывают каменноугольные отложения. По возрасту северо-

аличурская серия относится условно к рифею (Расчленение..., 1976).

В Пшартском хребте кристаллические породы обнажаются по его северному склону в долинах рек Вост. и Зап. Пшарт. Небольшие выходы их имеются в районе левого водораздела долины Джамбая и в правобережье р. Аксу в междуречье Чичкакуток - Чарыкджартар. Во всех перечисленных районах вдоль линии Бартанг-Пшартского разлома наблюдается узкая прерывистая полоса крутопадающих на юг-юго-запад кварцитов, слюдястых, кварцево-слюдястых и графитистых сланцев с прослоями зеленокаменных вулканитов и мраморизованных известняков. Мощность их исчисляется сотнями метров. Указанные породы ранее относились к нижнему палеозою (Дуткевич, 1936). Позднее их стали включать в сарезскую свиту карбона (Пашков, 1978), либо в толщу каменноугольно-пермских отложений. Частично данные породы можно сопоставлять с толщей отаваутекской серии, условно относящейся к рифею (Расчленение..., 1976). Наиболее близки описанные породы Пшартского хребта по своему составу и облику к толще ташкольской серии рифея, выделенной в Акбайталском районе.

В пределах площади Центрального Памира метаморфические породы обнажаются в четырех его районах.

В Музкольском хребте и в южном горном обрамлении Рангкульской впадины метаморфические породы обособляют в музкольский комплекс или серию, подразделяющуюся обычно на четыре свиты (Расчленение..., 1976). Древнейшая из них сассыкская свита сложена биотитовыми, биотит-амфиболовыми и скаполит-эпидотовыми гнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами с гранатом, дистеном, кордиеритом и андалузитом и мраморами. Мощность около 1500 м. Выше залегает белеутинская свита, наиболее распространенная среди пород музкольской серии. В ее составе обнаруживаются гранат-биотитовые и гранат-двусланцевые гнейсы, мигматиты, кварциты, кварцево-слюдястые и гранат-слюдястые сланцы, метадиабазы, зеленокаменные порфиры, альбитофиры, кварцевые кератофиры, плагиопорфиры и фельзиты. Мощность свиты 2000 м. Далее следует оарыджилгинская свита, состоящая из белых и полосчатых мраморов, переслаивающихся с кристаллическими сланцами. Среди последних отмечаются слюдясто-кордиерит-гранатовые, кордиерит-графитистые, гранат-дистеновые, кварц-актино-

литовые и другие разновидности. Изредка встречаются маломощные линзы и прослои кварцитов, пластообразные залежи амфиболитов, метадиабазов, кварцевых альбитофиров и фельзитов. Мощностью сарыджилгинской свиты 1000–1300 м. Стратиграфически выше наблюдается бурулюкская свита кварцитов с прослоями кварцево-сланцевых сланцев и редко мраморов. В бассейне р.Белеули в нижней части свиты имеются метадиабазы, кристаллические туфы кислых пород, чередующиеся с кварцитами и слюдисто-полевошпатовыми сланцами. Мощность свиты 500–1000 м.

Возраст вышеохарактеризованных свит общей мощностью около 5500 м вначале считался раннепалеозойским (Баранов, 1935; Дуткевич, 1935 и др.). Позднее по данному вопросу сложилось две точки зрения. Одна группа исследователей относит кристаллические породы музкольской серии к докембрию (Бархатов, 1963; Пашков, 1964<sub>2</sub>; Винниченко, Кухтиков, 1969<sub>1</sub>; Кухтиков, Винниченко, 1982; Моралев, Перфильев, 1978 и др.); другая – считает их метаморфическими аналогами палеозойских и мезозойских отложений (Левен, 1963; Дюфур, 1964; Руженцев, 1968; Дюфур и др., 1970 и др.). В настоящее время вопрос о возрасте музкольской серии решен в пользу докембрия, точнее – раннего протерозоя (Расчленение..., 1976; Винниченко, 1978<sub>4</sub>). Установлено, что в ряде мест породы серии с угловым несогласием перекрываются толщей известняков, относящихся к зорабатской свите кембрия (Винниченко, Кухтиков, 1969<sub>1</sub>). Докембрийский возраст музкольских метаморфитов в последние годы подтвержден методами радиологических исследований (Агеева, 1976). Соответственно утверждение об участии метаморфических пород совместно с толщами мезозоя в сложении лежащих складок и тектонических покровов (Левен, 1963; Дюфур, 1964; Руженцев, 1968 и др.) оказывается несостоятельным.

Кроме перечисленных свит в состав музкольской серии включается толща (около 1000 м) кварцево-сланцевых сланцев, кварцитов и гнейсов, обнажающихся в долинах Бозбайтала, Кокуйбеля, в Кударинском районе, в правобережье р.Аксу в междуречье Пангазджилги и Акдджилги. Еще совсем недавно данная толща в указанных районах относилась к сарезской свите карбона. Полученные в последние годы материалы свидетельствуют о ее принадлежности к толще докембрия в качестве верхней свиты музкольской серии (Винниченко, 1979; Кухтиков, Винниченко, 1977, 1982). Общая



мощность серии будет, таким образом, около 7000 м.

Тектонические структуры, сложенные породами музкольской серии, представлены системой пологих антиклиналей брахиформного облика. Намечается четыре таких антиклинали, расположенных кулисообразно под острым углом по отношению друг к другу: шатпутская, сарымуллинская, белеулинская и акбайтальская, каждая из которых носит черты гнейсогранитных куполов. Углы наклонов в крыльях 20-40°. Широко развиты в пределах площади выходов музкольской серии мелкие, нередко сложные по рисунку пликвативные дислокации. Они устанавливаются в крыльях брахискладок, не нарушая общей сравнительно простой структуры, сложенной свитами музкольской серии.

В хр. Зорташкол толща метаморфических пород состоит из зеленоватых кварцево-хлоритовых, серых слюдястых и черных графитистых сланцев, кварцитов и мелкозернистых гнейсов. В верхней части толщи имеются мраморы. Общая мощность пород около 2000 м. Ранее их относили к палеозою (Левен, 1960; Бархатов, 1963 и др.). В настоящее время выяснилось, что возраст зорташкольских метаморфитов будет вероятнее всего докембрийским. Условно их относят к рифею, выделяя в ташкольскую серию (Расчленение..., 1976). В обнажениях по долине р. Акбайтал (сев.) видно, что слои толщи падают на юго-восток, подстилая отложения тузгунтерескейского комплекса кембрия-ордовика.

В Язгулемском хребте наблюдаются биотитовые, биотит-амфиболовые и пироксеновые гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы с гранатом, дистеном и кордиеритом, а также тонкозернистые кварциты и белые мраморы. Мощность около 3000 м. Ранее её совместно с породами Ванчского хребта включали в ванчязгулемский комплекс. М.М. Кухтиков (1958) впервые указал на разновозрастность кристаллических пород Язгулемского хребта, с одной стороны, и Ванчского - с другой. Согласно более поздним исследованиям толщи Язгулемского хребта относятся к нижнему-среднему протерозою (Пашков, 1975). К.Т. Буданова обособляет их в шпадскую серию раннепротерозойского возраста (Расчленение..., 1976).

Тектонические структуры, в которых участвуют породы докембрия Язгулемского хребта, представлены в основном фрагментами линейных складок, наблюдаемых в ксенолитах - останцах среди

гранитоидов. Крутопадающие разрывы рассекают в ряде случаев выступ докембрия на тектонические блоки, внутренняя структура которых выражена моноклиналями.

Толща метаморфических пород Ванчского хребта, обособляемая в ванчский комплекс или серию, в результате многолетних исследований расчленена на три свиты. В ее нижней части залегает барноваджская свита, сложенная кварц-полевошпатовыми песчаниками, кварцитами, кварц-биотитовыми, двуслюдыстыми, серицито-хлоритовыми, кварцево-хлоритовыми сланцами с редкими прослоями и линзами мраморов и амфиболитов. Видимая мощность около 1000 м.

Средняя часть ванчской серии выделена в язгулемскую свиту, состоящую из мраморов и доломитизированных известняков с прослоями графито-углистых и кварц-серицитовых сланцев, кварцитов, и реже гнейсов. Максимальная мощность ее 700-800 м.

Выше залегает джамакская свита, выраженная кварцитами и песчаниками, среди которых встречаются прослои кварцево-слюдистых сланцев, линзы мелкогалечных конгломератов и зеленокаменных эффузивов. Мощность свиты 1000-1500 м. Общая мощность метаморфических пород Ванчского хребта более 3000 м. Докембрийский возраст их определяется по стратиграфическому положению в разрезе под известняками, относящимися к кембрию-нижнему ордовику. В песчаниках джамакской свиты содержатся споры, указывающие на позднепротерозойский возраст вмещающих пород. По совокупности имеющихся данных метаморфические образования ванчской серии относятся скорее всего к венду.

Тектонические структуры, в которых участвуют породы ванчской серии, представлены как линейными, так и брахиформными пликативными дислокациями. В местах широкого развития разрывов выступ докембрия Ванчского хребта разбит на блоки моноклиналичного строения. М.С.Дюфур (1962) указывает, что в ряде случаев складчатый характер структур Ванчского хребта может быть поставлен под сомнение. По его данным, формирование складок и разрывов происходило одновременно. В результате в каждом блоке установилось свое внутреннее строение, не зависящее от структуры соседнего блока. С.В.Руженцев (1971) среди пликативных структур выделяет лежащие и крутостоящие изоклиналильные складки.

Исследования последних лет показывают, что структуры Ванч-

ского хребта относительно простые. Представление о наличии лежащих структур в районе Ванчского хребта возникло на ошибочном отнесении в отдельных его участках кварцитов барновладжской свиты к джамакской. Многие дизъюнктивы в Ванчском хребте проходят по контактам свит различного литологического состава. Заметного срезания мощностей контактирующих свит при этом не отмечается. Мощности свит в пределах площади выхода докембрия почти повсеместно одинаковые, нередко разрывы проходят в области развития лишь одной какой-либо свиты. Такие дизъюнктивы не оказывают существенного влияния на изменение общего структурного плана, поскольку амплитуда их невелика. Тем самым не следует преувеличивать роль этих разрывов. Мнение о чешуйчатом характере структур Ванчского хребта, о наличии многочисленных послонных срывов оказывается недостаточно аргументированным.

В пределах Северного Памира метаморфические образования, объединяемые в боршитскую серию, расчленяют на три свиты (Власов, Гниловской, 1970). Нижняя бивачная свита обнажается только в районе левого борта ледн. Бивачного и в долине р. Баландкиик. Ее слагают полосчатые серовато-зеленые амфиболовые, цоизит-амфиболовые и биотитовые гнейсы с прослоями и линзами мраморов. Мощность свиты 1500 м. Следующая шодакская свита состоит из полосчатых серых зеленоватых и розовых гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями мраморов. Гнейсы биотитовые, двуслюдистые, гранат-биотитовые, ставролит-гранат-биотитовые, андалузит-гранатовые, иногда с кианитом. Кристаллические сланцы кварцево-мусковитовые, мусковит-биотитовые и кварцево-мусковито-биотитовые с порфиробластами граната и ставролита. Максимальная мощность шодакской свиты около 4000 м. Верхние боршитской серии обособляются в тогмайскую свиту. В ее сложении участвуют серые и зеленоватые слюдистые кварциты и слюдисто-кварцевые сланцы. В незначительном количестве встречаются в свите мраморы и гнейсы. Мощность тогмайской свиты 2500 м. Общая мощность боршитской серии 8000 м. Л.Н. Белькова и В.Н. Огнев (1964) относят ее к архею, частично нижнему протерозою. Н.Г. Власов и Г.В. Гниловской (1970) включают породы серии целиком в нижний протерозой. В Курговладском районе (правобережье р. Пяндж) гнейсы тогмайской и шодакской свит перекрываются среднекаменноугольными отложениями. В окрестностях сел. Калайхумб Н.Г. Власов

и Г.В.Гниловской (1970) отмечают, что кристаллические породы боршитской серии подстилают толщу висхарвской свиты, относящейся, по их мнению, к венду - нижнему палеозою. Позднее было показано, что метаморфические породы, обнажающиеся в районе сел.Калайхумб, существенно отличаются от боршитской серии более южных районов Северного Памира. Здесь наблюдается своеобразная толща слюдястых и кварцево-слюдястых сланцев с прослойками мелкозернистых кварцитов мощностью около 1000 м. Данная толща ограничивается с юга от боршитской серии с лежащими на ней среднекаменноугольными отложениями Кеврон-Висхарвским разломом. Это самостоятельная толща, не входящая в состав боршитской серии. Перекрывает ее породы, имеющие скорее всего раннепалеозойский-силурийский возраст. По внешнему облику толща Калайхумбского района производит впечатление более молодой по сравнению с боршитской серией южных областей Северного Памира. Если возраст боршитской серии признать раннепротерозойским, то толщу района сел.Калайхумб можно будет отнести к позднепротерозойским или рифейским образованиям.

Боршитская серия образует в Курговадском районе крупную антиклиналь, к ядру которой приурочен Курговадский гранитоидный массив. В юго-восточном крыле антиклинали углы падения  $30-40^{\circ}$ , в северо-западном -  $60-70^{\circ}$ . В более восточных районах Северного Памира толща боршитской серии слагает систему широко простирающихся антиклинальных складок. Они нередко бывают разделены крутопадающими дизъюнктивами. Падение пластов составляет в среднем  $50-60^{\circ}$ . В зоне крупных разломов отмечаются вертикальные залегания. В правобережье р.Ванч метаморфические породы имеют северо-западные и северные падения пластов под углами  $20-40^{\circ}$ . Вблизи Южно-Дарвазского разлома, ограничивающего толщу докембрия с юга, залегания пород становятся более крутыми ( $70-80^{\circ}$ ).

В Калайхумбском районе слюдястые сланцы и кварциты слагают моноклиналильные структуры с северо-западным падением пластов. В южной части моноклинали углы падений  $60-70^{\circ}$ . Севернее происходит выполаживание углов до  $30^{\circ}$ .

Из вышесказанного видно, что разрезы докембрийских толщ кристаллических пород и их возраст в различных районах Памира резко различные. Все толщ занимает наиболее низкое стратигра-

фическое положение, подстилая палеозойские и, в частности, кембро-ордовикские отложения геосинклинального типа. Имеющиеся геологические материалы исключают возможность шарьирования этих толщ из соседних регионов. Ни один из описанных выступов метаморфических пород и среди них крупнейший выступ Юго-Западного Памира не может рассматриваться в качестве срединного массива, если следовать определению А.Л.Яншина (1965<sub>1</sub>).

### Герцинские складчатые сооружения

Герцинские складчатые сооружения занимают в пределах Памира его северную часть, распространяясь на юг до линии Бартанг-Пшартского разлома. В указанной части Памира намечается семь тектонических зон. К югу от Бартанг-Пшартского разлома толща верхнего палеозоя (карбон-пермь) и мезозоя образует единый структурный комплекс. Районирование данной территории проводится в позднепалеозойско-мезозойской структуре.

Обиравноуская зона охватывает область Юго-Западного Дарваза в районе долины р.Обиравноу, осевую и верхнюю части южных склонов хребтов Петра I и Заалайского. Границы Обиравноуской зоны выражены Дарваз-Каракульским и Дробак-Расатским разломами (Кухтиков, Винниченко, 1977, 1979). В районе пика Ленина указанные разломы сочленяются и зона выклинивается. В юго-западном направлении, судя по имеющимся материалам (Славин, 1976; Геологическая карта..., 1964; Геология..., 1980 и др.), зона продолжается в пределах Афганистана.

Стратиграфия. Древнее складчатое основание Обиравноуской зоны на большей части ее территории скрыто под более молодыми осадками. В левобережье Пянджа палеозойские отложения стратиграфически перекрывают метаморфические образования докембрия (Славин, 1976; Геология..., 1980).

В основании палеозойского разреза зоны обнажаются каменноугольные отложения (рис.2). В правобережье Пянджа ниже сел. Дробак они представлены породами джакской и ушхарвской свит. В нижней части джакской свиты преобладают неоморфные туфогенные породы с линзами и прослоями икстиноклазовых и пироксено-плагиоклазовых порфиритов, диабазов и их туфов, туфогенных алевролитов и песчаников. Выше залегают туфы, порфириты и туфобрекчии, состоящие из обломков порфиритов, сцементированных туфами основного состава. В верхней части свиты устанавливаются хлорити-

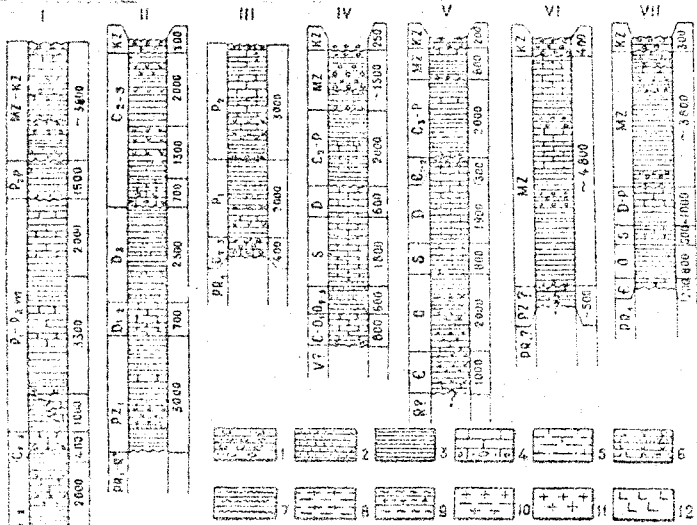


Рис.2. Стратиграфические разрезы тектонических зон области герцинид Памира: I - Обиравноуской; II - Калайхумб-Саукотской; III - Курговад-Каракульской; IV - Ванской; V - Акбайтальской; VI - Нагулемской; VII - Калакташской.

Условные обозначения в рис.2-39: 1 - конгломераты, брекчи; 2 - песчаники, кварциты; 3 - глинистые сланцы, алевролиты, аргиллиты; 4 - известняки, мраморы, доломиты; 5 - массивные рифогенные известняки; 6 - вулканы среднего и кислого составов; 7 - иловчатые гнейсы; 8 - кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты; 9 - гнейсограниты; 10 - гранитоиды; 11 - граниты; 12 - диориты, диабазовые порфириты.

Список индексов смит к рис. № 3-39: 11 - исохарской; 12 - сафедларонской; 13 - чарымдаринской; 14 - ушхарвской; 15 - калайхумбской; 16 - ранкульской; 17 - кизашуйской; 18 - тоулянской; 19 - ишильской.

зированные порфириты с прослоями туфов основного состава, агломератовых брекчий с обломками порфиритов и розоватых известняков. Среди вулканитов встречаются крупные линзообразные тела известняков. В долине Пянджа в ряде пунктов в известняковых обломках туфобрекчий обнаруживаются остатки фораминифер, брахиопод визейского и серпуховского ярусов (Власов, 1961; Бархатов, 1963 и др.). И.В.Пыжьянов (1964) указывает на наличие остатков криноидей, характерных для каменноугольной системы скорее среднего отдела. Общая мощность джакской свиты около 1700 м.

Ушхарвская свита состоит из крупнообломочных туфобрекчий с цементом грязнозеленого цвета, лавобрекчий, порфиритов, туфов песчаников и сланцев с крупными линзообразными телами светлосерых известняков. В долине р.Паткиноу в известняках со-держатся остатки ругоз визейского яруса. В других местах в таких же известняках встречаются криноидеи и брахиоподы визе-намюрского возраста и фораминиферы, характерные для намюрского яруса, вероятнее всего для его средней части (Власов, 1961; Бархатов, 1963; Пыжьянов, 1964 и др.) - серпуховский ярус, по принятой в СССР схеме ярусного деления нижнего карбона. В долине р.Джаридарида (бассейн р.Обихумбоу) в песчаниках ушхарвской свиты обнаружены остатки флоры следующих родов: *Belonophyllum* sp., *Sphenophyllum* sp., *Calamites* sp., *Cardaites* sp., *Cyclospertium* sp. (Кухтиков и др., 1985). Мощность свиты около 2000 м. В правобережье р.Обихумбоу стратиграфическим аналогом ушхарвской свиты считаются породы, выделяемые И.В.Пыжьяновым (1964) в обимангитскую свиту (Руженцев и др., 1977).

Из долины Пянджа описанные толщи вулканогенно-обломочных пород следуют на северо-восток в правобережье Саукса. Местами вулканиты включают здесь пластообразные тела известняков с остатками раннекаменноугольной, силурийской и девонской фауны. Общая мощность вулканогенных образований в восточной части Обиравноуской зоны не менее 3700-4000 м.

Возраст джакской и ушхарвской свит принимается раннекаменноугольным, точнее намюрским (Власов, 1961; Бархатов, 1963 и др.). Следует однако учесть, что большая часть органических остатков, обнаруженных как в ушхарвской, так и в джакской свитах находятся в глыбах и обломках туфобрекчий, т.е. являются переотложенными.

В породах джакской свиты, по данным И.В.Пыжьянова (1964), отмечаются остатки криноидей скорее всего среднекаменноугольного возраста. Не исключено, что значительная часть охарактеризованной толщи вулканитов джакской и ушхарвской свит принадлежит более молодым, чем нижний карбон среднекаменноугольным (нижняя часть) отложениям. По мнению Н.Г.Вербицкой, вышеприведенный комплекс родов флоры не противоречит такому заключению о возрасте указанных свит.

Верхи палеозойского разреза зоны представлены толщей, охватывающей осадки в интервале от среднего карбона до памирского горизонта верхней перии включительно. На подстилающих породах толща залегает с угловым несогласием. В основании разреза верхнего палеозоя в пределах Юго-Западного Дарваза устанавливаются известняковые брекчии, конгломераты и песчаники с глыбами известняков и вулканитов, сходных по составу с подстилающими. Мощность их колеблется в пределах от нескольких метров до 300 м. Выше наблюдаются органогенно-обломочные брекчиевидные, оолитовые известняки и песчаники мощностью около 200 м. Возраст их не древнее московского яруса. Более древние органические остатки, содержащиеся в известняках, находятся, как правило, в глыбах крупнообломочных накоплений.

Стратиграфически выше залегает толща карбонатных и терригенных накоплений верхней части московского яруса - верхнего карбона. По новейшим представлениям, толща составляет нижнюю половину шагонской серии (Левен, Щербович, 1978). В пределах Юго-Западного Дарваза она состоит из органогенных известняков с линзами серого халцедона. Местами известняки окремненные, брекчиевидные. В основании толщи имеются красноцветные песчаники, аргиллиты и конгломераты с глыбами известняков. В нижней части толщи встречаются позднемосковские фораминиферы и брахиоподы. Выше отмечаются позднекаменноугольные остатки фауны (Власов, 1961; Пыжьянов, 1964; Левен, Щербович, 1978 и др.). Общая мощность карбонатных пород достигает 400 м.

В восточной части Обиравноуской зоны одновозрастные с описанными породы представлены известняками с окаменелостями криноидей, неопределимых мшанок, брахиопод и фораминифер московского яруса. Выше лежит толща известняков с прослоями и линзами сланцев, песчаников и конгломератов. В известняках содержатся



ся остатки позднекаменноугольных фораминифер (Казьмин и др., 1958; Соловьева и др., 1962). Общая мощность средне-верхнекаменноугольных отложений в восточной части Обиравноуской зоны 700 м.

Пермская толща перекрывает каменноугольные отложения согласно. В основании нижней перми залегают отложения двух фациально замещающих друг друга хориджской и себисурхской свит. Последнюю Э.Я.Левен и С.Ф.Щербович (1978) предлагают упразднить как самостоятельное стратиграфическое подразделение и включить в верхнюю часть шагонской серии. В южных районах Юго-Западного Дарваза каменноугольные карбонатные образования вверх по разрезу сменяются органогенно-обломочными известняками с прослоями сланцев и алевролитов. В долине Пянджа известняки содержат остатки брахиопод, кораллов и фораминифер ассельского и сакмарского ярусов. Мощность 420-920 м. К северо-востоку известняки замещаются отложениями хориджской свиты, состоящей из алевролитов и глинистых сланцев с прослоями известняков и песчаников. Мощность свиты 400-750 м. В прослоях известняков свиты обнаруживаются остатки фораминифер сакмарского и ассельского ярусов.

Вышележащая часть разреза нижнепермской толщи выражена зыгарской свитой, сложенной песчаниками и алевролитами с прослоями и линзами известняков и конгломератов. В прослоях известняков найдены остатки кораллов и фораминифер яхташского яруса и позднеартинские аммоноидеи. Мощность свиты 400-1600 м. На юге зоны в районе сел.Шагон к яхташскому ярусу на основании сборов органических остатков кораллов, водорослей и фораминифер относят верхнюю себисурхскую подсвиту. Мощность ее около 200 м. В долине Возгины яхташский ярус составляют низы сафетдаронской свиты, сложенной органогенно-обломочными часто брекчиевидными известняками мощностью 500 м. По простиранию в юго-западном направлении известняки замещаются терригенно-карбонатными накоплениями зыгарской свиты, относящейся к артинскому ярусу (Левен, Щербович, 1978). В известняках нижней части сафетдаронской свиты встречаются раннепермские водоросли и фораминиферы. Верх сафетдаронской свиты представлены массивными органогенно-обломочными известняками с редкими линзами красноватых и серых песчаников. Местами известняки имеют конгломератовидное и брекчие-

видное строение. Мощность известняков в районе сел. Шагон несколько десятков метров. Северо-восточнее мощность увеличивается до 1000 м. В известняках содержатся остатки кораллов, брахиопод и фузулинид яхташского и болорского ярусов.

Челамчинская свита фациально замещает по простиранию известняки сафетдаронской свиты. Свита образована переслаиванием алевролитов, глинистых сланцев и песчаников. Изредка встречаются линзы и прослои обломочно-детритусовых известняков с остатками фораминифер яхташского и низов болорского ярусов. В районе сел. Шагон найдены остатки брахиопод, сходных с артинскими брахиоподами Урала. Мощность челамчинской свиты в районе сел. Шагонболо 130 м, в бассейне Возгины - до 1100 м.

В кубергандинский ярус включает гундаринскую свиту. В сложении указанной свиты участвуют темно-серые, реже фиолетовые и коричневые песчаники и алевролиты с линзами и прослоями органогенно-обломочных известняков. В песчаниках отмечается много обломков порфиритов и вулканического стекла. В известняках свиты содержатся обильные остатки фораминифер, двустворок, брахиопод и кораллов дарвазского горизонта (Власов, 1961; Бархатов, 1963).

Северо-восточнее в бассейне р. Муксу в основании нижнепермской толщи выделяется чарымдаринская свита или серия, по Э. Я. Левену и С. Ф. Щербовичу (1978), состоящая из различных сланцев, песчаников и туффпесчаников с линзами известняков и конгломератов. По возрасту свита соответствует карачатырскому горизонту (Бархатов, 1963) или ассельскому и сакмарскому ярусам (Левен, Щербович, 1978). Мощность ее 1600 м. Выше следуют отложения сафетдаронской и гундаринской свит, составляющих улукский и кубергандинский горизонты (Расчленение..., 1976) или яхташский, болорский и кубергандинский ярусы (Левен, 1974) общей мощностью около 1000 м.

В Заалайском хребте нижнепермская толща сложена в нижней части серыми слоистыми известняками. Выше лежат плотные глинистые сланцы и серые слоистые, местами массивные рифогенные известняки. В сланцах содержатся остатки раннепермских аммонитов, а в известняках - фораминифер и мшанок (Дуткевич, 1936; Бархатов, 1963 и др.). Мощность нижней перми Заалайского хребта около 2500 м.

Разрез верхней перми Обиравноуской зоны начинает толща колихарской свиты (Дуткевич, Калмыкова, 1937; Власов, 1961) или серии (Левен, Шербович, 1978), имеющей в пределах Юго-Западного Дарваза двучленное строение. Ее нижняя подсвита или дараитангская свита Э.Я.Левена и С.Ф.Шербовича (1978) сложена фиолетово-коричневыми мелкозернистыми граувакковыми песчаниками и алевролитами с редкими прослоями розовых фельзит-порфи-ров. Верхняя подсвита, частично соответствующая вальвалякской свите, по схеме Э.Я.Левена и С.Ф. Шербовича (1978), состоит из фиолетовых и зеленоватых, грубозернистых граувакковых песчаников с линзами и прослоями фиолетовых конгломератов. В средней части подсвиты имеется пачка зеленовато-серых глин с прослоями глинистых известняков. Нередко как в песчаниках, так и конгломератах встречаются крупные валуны розовых гранитоидов и глинистых сланцев. Мощность колихарской свиты колеблется от нескольких сотч метров до 2300 м.

В Заалайском хребте свита сложена в основном песчаниками, алевролитами и конгломератами с линзами и прослоями мергелей, туфов и кислых эффузивов мощностью около 400 м. Органические остатки в породах колихарской свиты не найдены. По положению в разрезе колихарская свита соответствует мургабскому горизонту верхней перми (Власов, 1961, 1969; Бархатов, 1963 и др.). Ряд исследователей относит толщи свиты к триасовым отложениям (Кафарский, Пимьянов, 1963; Левен, 1971 и др.). В.И.Давыдов (1976) обнаружил в песчаниках, относящихся к колихарской свите, остатки флоры триаса. Им же отмечается, что толща с растительными остатками существенно отличается по своему составу и строению от колихарской свиты в ее строении. Видимо, лишь в отдельных местах отложения, ранее включаемые в колихарскую свиту, могут оказаться триасовыми по возрасту.

Отложения намурского горизонта (видийский и джудьфинский ярусы) подразделяются на две толщ. Из них, выделенная в шакареевскую свиту, распространена в бассейне р.Обиравносу. Свита сложена серыми и коричневыми глинами и песчаниками с маломощными прослоями оолитовых и водорослевых известняков, гипса и каменной соли. Входит в шакареевскую свиту несогласно на отложениях нижней перми, суббергаджикского и мургабского горизонтов и прорывавших их глинистых. Основания свиты имеются

угловатые обломки подстилающих пород и дресва диоритов (Власов, 1961). Органические остатки в шакарсевской свите не обнаружены. Условно ее относят к нижней части памирского горизонта. Мощность 400 м.

Верхняя толща памирского горизонта в долине р.Обиравноу сложена в нижней и средней частях серовато-фиолетовыми и зеленовато-серыми песчаниками с редкими прослоями и линзами известковистых туфов, алевролитов, водорослевых известняков и порфиритов. Выше лежат водорослевые известняки с линзами серых и желтых глин. В юго-западном направлении известняки замещаются порфиритами. В бассейне р.Обиравноу верхи памирского горизонта сложены известняками и глинами. В известняках содержатся многочисленные остатки фораминифер, водорослей, мшанок и двустворок. Мощность верхней толщи памирского горизонта около 1000 м.

Описанную толщу ранее подразделяли на две свиты: серую туфосланцевую и свиту мшанково-брахиоподовых известняков (Попов, 1933), или кафтормольскую и кафирбачинскую (Дуткевич, Калмыкова, 1937; Калмыкова, 1959). Н.Г.Власов (1961) обособил верхнюю толщу памирского горизонта в чапсайскую свиту. Э.Я.Левен (1971) считает, однако, что в чапсайскую свиту объединены различные по составу и четко отделяющиеся друг от друга толщи, которые следует выделять в качестве самостоятельных свит, сохранив за ними названия кафтормольская для нижней туфосланцевой и кафирбачинская для верхней известняковой частей. Указанные свиты Э.Я.Левен объединяет в чапсайскую серию. Общая мощность памирского горизонта 1500 м.

Древнейшими отложениями постгеосинклинального комплекса Обиравноуской зоны в соответствии с новейшими данными (Давыдов, 1976; Левен, 1971) следует считать триасовые красноватые грубообломочные накопления. Состав, строение и площадь их распространения пока недостаточно изучены. В долине р.Обиравноу и в хр. Сиунг имеются терригенные угленосные и содносо-гипсоносные яркие отложения, несомненно перекрывающие толщу перми. Мощность юрн 1500-2000 м (Рисчиленко..., 1976). В долинах рек Кюл и Анжироу, в сопредельных с Обиравноуской зоной районах, известно, что яркие отложения согласно перекрываются толщей мела. По данным М.Р.Джалилова, эта толща существенно отличается от мела

вых отложений Таджикской депрессии своим грубообломочным составом и сокращенными мощностями (Расчленение..., 1976). Кайнозойские образования представлены плиоценовыми грубообломочными конгломератами и песчаниками каранакской и полизакской свит общей мощностью до 800 м. В хр. Сиунг к востоку от Дарваз-Каракульского разлома отмечаются породы тавильдаринской свиты. В составе неогеновых отложений Дарваза широко развиты крупные олистолиты и олистостромы (Щерба, 1975; Кухтиков и др., 1981).

Интрузивный магматизм. Интрузивные образования пользуются в пределах Обиравноуской зоны ограниченным распространением. Здесь устанавливаются небольшие тела среднего и реже основного состава. В юго-западной части зоны в хр. Фаркак обнажается Сиунгский интрузив, имеющий в плане форму овала. В центральной и западных частях интрузив сложен, по данным Н.Г. Власова (1961), диоритами с массивной текстурой. В восточной части Сиунгского интрузива диориты постепенно переходят в диоритовые порфириды. Поверхность восточного контакта наклонена на восток. Вдоль контакта среди диоритовых порфиритов встречаются ксенолиты олихарской свиты. В экзоконтакте местами наблюдается слабое скарнирование. Западный контакт тектонического происхождения крутопадающий.

Несколько меньших размеров, чем Сиунгский интрузив тела диоритов, диоритовых порфиритов и габбро-диоритов обнажаются в хр. Кухифруш и в бассейне р. Обиравноу. Все указанные тела имеют согласную с простираем основных структур линзообразную или же пластообразную форму длиной от нескольких сотен метров до нескольких километров. Вмещающие отложения представлены породами олихарской свиты мургабского горизонта. В хр. Кухифруш тела сложены диоритами и диоритовыми порфиритами. В бассейне р. Обиравноу отмечаются габбро-диориты. Контактные изменения проявились слабо. Наблюдаются зоны ороговикования и ожелезнения и реже скарнирования шириной 1-50 м.

Возраст описанных интрузивов диоритов, диоритовых порфиритов и габбро-диоритов ранее принимался юрским (Ермаков, 1940; Захаров, 1958). Позднее их стали считать внедрившимися до начала накопления толщ памирского горизонта (Власов, 1961). С учетом новейших данных (Нарижнев, 1978; Левен, Давыдов, 1979), возраст диоритов и габбро-диоритов может быть определен более мо-

лодым - поздне триасовым.

В верховьях р.Обиравноу встречаются крутопадающие дайкообразные и жильные тела пироксен-плаггиоклазовых порфиритов, секущих малые интрузивы диоритов и породы шакарсевской свиты мургабского горизонта перми. В долине р.Куляхо дайки перекрываются юрской толщей (Власов, 1961). Внедрение пироксен-плаггиоклазовых порфиритов связывается с заключительной фазой диастрофизма, охватившей Обиравноускую зону в конце поздней перми.

В левобережье р.Хингоу А.В.Бурмакиным и А.А.Кашиним в 1962 г. установлены небольшие штоки, дайки, жилы и лакколито-подобные штоки, сложенные андезитовыми порфиритами (Расчленение..., 1976). Местами в зальбандах жил отмечаются базальтовые и кварцевые порфириты. Считается, что указанные породы левобережья р.Хингоу прорывают триасовые отложения и являются по возрасту поздне триасовыми образованиями. По данным геологосъемочных работ, контакт толщи триаса с интрузивами андезитовых порфиритов тектонический. Соответственно возраст интрузивов может оказаться древнее, скорее всего позднепермским.

Тектоника. Палеозойский комплекс Обиравноуской зоны подразделяется на три структурных яруса. Первый из них образуют вулканогенно-обломочные накопления нижнего-среднего карбона. Второй ярус представляет толща, включающая осадки среднего карбона - мургабского горизонта верхней перми. В сложении третьего яруса принимают участие породы памирского горизонта верхнего отдела перми.

Для первого яруса характерны преимущественно моноклиналильные структуры, отличающиеся, как правило, крутыми падениями слагающих их пород. В правобережье р.Пяндж к югу от долины р.Обиравноу наблюдается моноклиналль с восток-юго-восточными наклонами пластов. Углы падений в долине р.Обиравноу 60-70°; южнее падения выполаживаются до 40-50°. Моноклиналльное залегание нижне-среднекаменноугольных отложений в указанном районе осложняется мелкими складками и разрывами.

Севернее долины р.Обиравноу толща нижнего-среднего карбона, слагающая первый структурный ярус Обиравноуской зоны, на всем протяжении правого борта р.Пяндж вплоть до долины р.Паткиноу отличается крутым юго-восточным падением пластов. В зоне Дробак-Рабатского разлома, ограничивающего зону с востока и юго-восто-

ка, пласты пород ушхарвской свиты имеют вертикальные залегания,

В бассейне р.Паткиноу и в правобережье р.Обихумбоу вулканогенные образования нижнего-среднего карбона имеют чаще всего восточное или юго-восточное падение под углами  $70-80^{\circ}$  (рис.3).

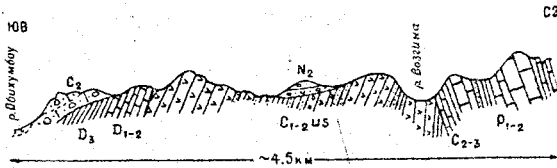


Рис.3. Геологический разрез через верховья р.Паткиноу.

В верховьях рек Обимангит и Обихарык ниже-среднекаменноугольные отложения скрываются под неогеновой толщей. По отдельным обнажениям удается выяснить, что породы карбона в данном районе отличаются юго-восточными ( $120-140^{\circ}$ ) наклонами пластов под углами не менее  $50^{\circ}$ . Чаще наблюдаются наклоны в  $70-75^{\circ}$ . Далее выходы вулканитов, слагающих первый структурный ярус Обиравноуской зоны, вновь появляются из-под неогеновых конгломератов уже в бассейне р.Хингоу. В районе ее меридионального отрезка породы ушхарвской свиты образуют крупную моноклинали с падением пластов на юго-восток  $140-150^{\circ}$  под углами  $60-75^{\circ}$  (рис.4).

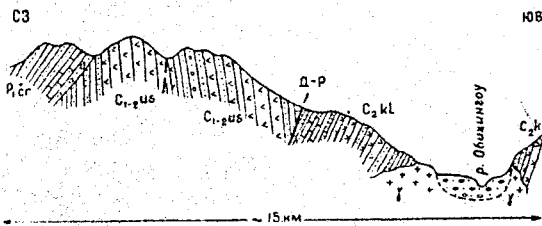


Рис.4. Геологический разрез правого борта р.Обихингоу ниже устья р. Обимазар.

Отсюда моноклинали прослеживается на северо-восток вдоль южного склона хр.Петра I в бассейн р.Муксу (рис.5). В низовьях р.Сугран (левый приток р.Муксу) породы ушхарвской свиты падают по

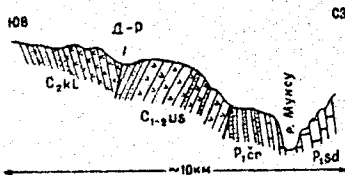


Рис.5. Геологический разрез левого борта р.Муксу против сел. Ходжатау.

азимуту юго-восток  $155-160^{\circ}$ . Наклон пластов колеблется в пределах  $40-70^{\circ}$ .

Восточнее толща нижнего-среднего карбона пересекает долину р.Муксу и выходит на южный склон Заалайского хребта, приобретая при этом широтные простирания. Юго-восточные падения сменяются устойчивыми южными. Углы наклонов пластов увеличиваются до  $70-80^{\circ}$ . В осевой части Заалайского хребта наблюдаются нередко вертикальные падения. По имеющимся данным, стоящие на головах пласты каменноугольных вулканитов отмечаются и в более восточных районах Обиравноуской зоны. Местами выявляются также крутые северные падения напластований пород.

Толщи, слагающие второй структурный ярус Обиравноуской зоны, отличаются северо-западным и северным падением, на фоне которого развиваются пликативные дислокации, нередко осложненные разрывными нарушениями. Морфологический облик структур в различных участках зоны неодинаков.

В южной части зоны отложения среднего-верхнего карбона и нижней перми образуют две полосы субмеридионального простирания. Восточная полоса в правобережье р.Пяндж в бассейне ее притока р.Сафетгыр отличается синклинальным строением. В юго-восточном крыле синклинали наблюдаются северо-западные ( $280-290^{\circ}$ ) наклоны пластов под углами, колеблющимися в пределах  $40-80^{\circ}$ . Северо-западное крыло более крутое. В этом крыле породы падают на юго-восток  $100-110^{\circ}$  под углами  $70-80^{\circ}$ . С северо-запада синклираль ограничивается дизъюнктивным нарушением, круто ( $80^{\circ}$ ) падающим на северо-запад. Вдоль разрыва пласты пермских пород местами стоят на головах. В западной полосе толща среднего-верхнего карбона и нижней перми имеет в южной части юго-западные наклоны, сменяющиеся



при движении на север вначале на западные и затем северо-западные. Углы падений  $50-70^{\circ}$ . Вдоль западного крыла полосы отмечаются опрокинутые восточные падения под углами  $80^{\circ}$ .

К северу от широты пер. Вальваляк толща пород, образующая второй структурный ярус Обиравноуской зоны, разбита продольными дизъюнктивами на четыре крупных блока. Углы падения  $50-80^{\circ}$ .

К северу от долины р. Обиравноу структуры второго яруса зоны постепенно упрощаются. В верховьях долины р. Паткиноу преобладают запад-северо-западные падения пород среднего-верхнего карбона и нижней перми под углами  $20-30^{\circ}$ . Изредка встречаются небольшие складки и разрывные нарушения с амплитудой в несколько десятков метров.

В левобережье р. Хингоу пермская толща, вновь обнажается в виде широкой полосы северо-восточного простирания. Устанавливается две моноклиналильные структуры, разграниченные крутопадающими дизъюнктивами. Юго-восточная моноклиналиль характеризуется падением пластов на северо-запад  $340^{\circ}$  под углами  $40-60^{\circ}$ . Вторая моноклиналиль отличается более крутыми залеганиями слагающих ее пород. Углы наклонов в этой моноклиналили нередко достигают  $80^{\circ}$ . Азимут падения северо-запад  $340-350^{\circ}$ . Вдоль Дарваз-Каракульского разлома, ограничивающего пермские отложения с северо-запада, иногда видны вертикальные падения пластов. В северо-восточном направлении пермские отложения прослеживаются в левобережье р. Муксу. Углы падений при этом увеличиваются, постепенно приближаясь к вертикальным. В правобережье р. Муксу подоша перми заметно сужается. Залегания пород становятся вертикальными или же крутыми ( $80-85^{\circ}$ ) северо-западными ( $350^{\circ}$ ).

Из долины р. Муксу пермские отложения следуют в широтном направлении вдоль приводораздельной части Заалайского хребта к долине Алтындары, имея на всем указанном протяжении моноклиналильную структуру с падением пластов на север под углами  $70-80^{\circ}$  (рис. 6). Местами видны вертикальные и опрокинутые южные падения.

К востоку от долины Алтындары в приводораздельной части и в пределах южного склона Заалайского хребта пермские отложения, ограниченные с севера Дарваз-Каракульским, а с юга Дробак-Рабатским разломами, имеют вертикальные залегания с отклонениями то к северу, то к югу. Вдоль Дарваз-Каракульского разлома намеча-

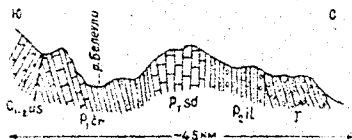


Рис. 6. Геологический разрез через верховья р.Белеули  
( бассейн р. Алтындара ).

ется иногда синклинальный заворот пластов.

Отложения памирского горизонта, образующие третий структурный ярус Обиравноуской зоны, участвуют в сложении простых и пологих дислокаций. К западу от горы Сабзагур (верховья р.Обиравноу) карбонатно-терригенно-гипсонесные накопления чапсайской свиты или серии падают на северо-запад  $280^{\circ}$  под углами  $35-40^{\circ}$ . К востоку от указанной горы отложения шакарсевской свиты, залегающие на породах мургабского горизонта и прорывающих их диоритах, обнажаются в виде небольших останцов синклинального строения с углами наклонов  $15-20^{\circ}$ . В долине р.Обиравноу толща памирского горизонта слагает синклиналь меридиональной ориентировки. В ядерной части ее обнажаются в двух изолированных выходах известняки и гипсы чапсайской свиты. В крыльях синклинали породы шакарсевской свиты имеют наклон пластов  $20-25^{\circ}$ . В северном направлении складка погружается и затем скрывается под толщей неогена. Западное крыло синклинали осложнено разрывом. Здесь залегания пород бывает круче, достигая иногда  $40^{\circ}$ . Небольшие фрагменты пород третьего яруса отмечаются в бассейне Чапса и Кафирбачи. В данном районе толща памирского горизонта ограничивается с запада и северо-запада дизъюнктивом. Вдоль линии разрыва видны восточные наклоны пластов под углами  $40^{\circ}$ . Восточнее падения выколаживаются до  $15-20^{\circ}$ .

В хр.Васмикух отложения памирского горизонта обнажаются в опрокинутом залегании с падением пластов на юго-восток под углами  $80^{\circ}$ . Этот выход памирского горизонта находится за пределами Обиравноуской зоны. Как сейчас установлено, он приурочен к гравиационному шарьяку, образовавшемуся в альпийский этап тектогенеза (Бельский, 1978).

Описание тектонические структуры палеозойского комплекса Обиравноуской зоны сформировались в три фазы: в среднекаменно-

угольную эпоху, в начале поздней перми и в конце перми.

Характеристика мезозойско-кайнозойских дислокаций Дарваза, включая территорию Обиравноуской зоны, приводится в специальной монографии В.А.Бельского (1978). Отметим, что залежания мезозойских и кайнозойских отложений в зоне, как правило, пологие. Вблизи Дарваз-Каракульского разлома нередко бывают видны крутые падения пород.

Формирование важнейших мезозойско-кайнозойских структур Дарваза, в частности гравитационных шарьяжей, считается раннеплиоценовым (Бельский, 1978). В конце плиоцена - в раннечетвертичное время были дислоцированы конгломераты каранакской и полизакской свит.

Калайхумб-Сауксайская зона прослеживается из района сел. Калайхумб в верховья р.Обимазар и затем в правобережье р.Маркансу. По имеющимся материалам (Славин, 1976; Геологическая карта..., 1964; Геология..., 1980 и др.), зона продолжается в юго-западном направлении в левобережье Пянджа. К востоку зона уходит в район северо-восточных отрогов Куньлуня. Границей Калайхумб-Сауксайской зоны на северо-западе и севере служат Дробак-Рабатский и Дарваз-Каракульский разломы. С юга и юго-востока ее ограничивает Кеврон-Висхарвский разлом.

Стратиграфия. Докембрийское складчатое основание зоны сложено кристаллическими сланцами с прослоями тонкозернистых кварцитов, обнажающимися в районе сел. Калайхумб (калайхумбский тип). В основании палеозойского разреза в долине Пянджа наблюдается горизонт конгломератов, включающих обломки подстилающих метаморфических пород докембрия. Мощность конгломератов несколько метров. Стратиграфически выше на правом борту р.Пяндж к югу от сел.Калайхумб обнажается толща, состоящая из голубовато-зеленых амфиболовых, оталькованных, глинисто-серицитовых и слюдяных сланцев с прослоями мраморизованных известняков и конгломератов. В составе толщи отмечаются пачки вулканогенных пород. Мощность 2000-3000 м. Ранее данная толща рассматривалась как часть висхарвской свиты, относящейся к кембрию - ордовику (Власов, 1969) или же венду-нижнему палеозою (Расчленение..., 1976). Позднее она была обособлена в самостоятельную джа.фскую свиту (Кухтиков, Винниченко, 1974). О необходимости выделения указанной толщи из висхарвской свиты высказывались несколько

позднее В.М.Стеблова и В.В.Нарижнев (1976). Породы, включаемые в жарфскую свиту, относились к силурийским образованиям (Кухтиков, Винниченко, 1974). С учетом данных других исследователей (Власов, 1961; Бархатов, 1963 и др.) не исключено, что в нижней части свиты могут быть более древние, чем силур, раннепалеозойские отложения.

Разрез палеозоя Калайхумб-Сауксайской зоны продолжает толща карбонатных пород дикзанкоуской свиты. В последние годы появились высказывания о необходимости выделения толщи в самостоятельную серию, состоящую из трех свит (Лаврусевич и др., 1981). Проследить эти свиты на восток однако не удастся, в связи с чем представляется целесообразным сохранить для всей территории зоны прежнее понятие о толще как о единой свите.

В ущ. Дикзанкоу в нижней части свиты наблюдаются янослоистые серые известняки. В верхней части ее устанавливаются массивные и массивно-слоистые известняки, местами доломитизированные и мраморизованные. В прослоях темных известняков, содержатся перекристаллизованные остатки амфипор, кораллов и криноидей. Мощность свиты в описанном разрезе 700-800 м. В более восточных районах в бассейне р. Обимазар дикзанкоуская свита выражена в основном серыми грубослоистыми известняками с остатками амфипор и табулят. Мощность свиты здесь 400-500 м. Близкие по составу карбонатные породы обнажаются в правобережье р. Уйсу, где мощность их несколько сотен метров. В темных слоистых известняках в данном районе обнаруживаются остатки амфипор и реже криноидей.

В районе сел. Рубот в сложении дикзанкоуской свиты участвуют светлые слоистые известняки. Среди них имеются маломощные прослои темно-серых доломитизированных известняков с остатками девонских амфипор, ругоз и табулят (Сорокин, 1961; Бархатов, 1963; Власов, 1969 и др.). Мощность свиты в долине р. Обихумбоу не более 500 м.

Возраст дикзанкоуской свиты до недавнего времени оценивался в пределах от верхнего силура до франского яруса верхнего девона. Большая часть свиты относится при этом к девону. Н.Г. Власов (1961) указывает, что местами дикзанкоуская свита начинается с пород, включающих девонские органические остатки. Результаты новейших исследований показывают, что известняки с силурий-

скими органическими остатками приурочены к верхам джарфской свиты. Часть находок фауны силура, в частности находки в правобережье р.Обихумбоу, происходят из глыб крупнообломочных накоплений каменноугольных образований. Эти находки не могут определять возраст дикзанкоуской свиты. Амфипоры франского яруса также оказались за пределами распространения дикзанкоуской свиты. Они находятся в нижней части перекрывающих ее отложений. С учетом приведенных данных возраст дикзанкоуской свиты был принят как ранне-среднедевонский (Кухтиков и др., 1974, 1981).

Стратиграфически выше в разрезе палеозоя Калайхумб-Сауксайской зоны согласно залегают породы висхарвской свиты. В областях наибольшего ее распространения в бассейне рек Висхарви, Джарф и в правобережье р.Обихумбоу свиту слагают полевошлатово-кварцевые и кварцевые песчаники с прослоями филлитовидных кварцево-серицитовых и глинистых сланцев. В нижней части свиты изредка отмечаются прослой мраморизованных светлых известняков с остатками амфипор франского яруса верхнего девона. Максимальная мощность висхарвской свиты 2000-2500 м. По положению в разрезе и наличию органических остатков в нижней части возраст висхарвской свиты принимается как позднедевонский (Кухтиков, Винниченко, 1974).

В восточной части зоны образования, сходные с породами висхарвской свиты, широко распространены, но в настоящее время их относят к каменноугольным отложениям. Создается впечатление, что часть толщи зеленых сланцев и песчаников, обнажающихся в долине р.Муксу, в низовьях ледн.Федченко и р.Баландкиик, в бассейне Сауксая и в верховьях р.Уйсу (Никитин, 1934; Попов, 1935; Шабалкин, 1937; Дингельштедт, 1936; Бархатов, 1963, 1978, 1982 и др.) может быть древнее, чем карбон. Скорее всего, указанные породы окажутся принадлежащими к висхарвской и, возможно, джарфской свитам.

Более молодые палеозойские отложения Калайхумб-Сауксайской зоны составляют толщу карбона. В последние годы стали считать, что основание этой толщи нигде в пределах зоны не обнажается. Повсеместно она будто бы подстилается серпентинитовым меланжем, представляющим останцы меланократового фундамента зоны (Ищенко и др., 1977). Ранее неоднократно подчеркивалось однако, что указанная толща залегает на подстилающих породах с резким угло-

вым несогласием (Власов, 1961; Бархатов, 1963; Пыжьянов, 1964; Геология..., 1980 и др.). Новейшими исследованиями к настоящему времени установлено, что каменноугольная толща вулканогенных пород стратиграфически налагается на отложения нижнего палеозоя и девона. В бассейне р. Обихумбоу в основании толщи карбона выделяется дударгинская свита крупноглыбовых накоплений (Кухтиков, Винниченко, 1974). Наиболее полные ее разрезы обнажаются в правобережье р. Дударги, где свита образована хаотическим скоплением крупных глыб и валунов преимущественно карбонатных пород. Изредка встречаются валуны песчаников, эффузивов, плотных глинистых сланцев и кремнистых пород. В промежутках между глыбами наблюдаются глинистые сланцы, песчаники и мелкообломочные известняковые брекчи. Размер глыб, чаще всего, несколько десятков метров. Отдельные утесы достигают многих сотен метров. Широко развиты в составе дударгинской свиты крупногалечные конгломераты, содержащие наряду с гальками известняков неокатанные обломки тальковых, слюдяных, глинистых сланцев, кремней и эффузивов. В известняковых глыбах и гальках конгломератов по долинам правых притоков р. Обихумбоу в ущ. Дударги, Обимангит и в верховьях Хостроги обнаруживаются органические остатки силурийского, девонского и раннекаменноугольного возраста. В низовьях р. Обимангит в шлифах из известняковых галек конгломератов устанавливаются фораминиферы и водоросли, указывающие на серпуховский ярус нижнего карбона. В ущ. Зинг (правобережье р. Пяндж ниже сел. Калайхумб) в гальках подобных конгломератов имеются позднедевонско-раннекаменноугольные формы микрофауны (Кухтиков, Винниченко, 1974). Возраст дударгинской свиты скорее всего среднекаменноугольный. Мощность ее 500-700 м. Ранее в бассейне р. Обизанки Ю.А. Сорокин (1961) выделял в основании толщи каменноугольных вулканитов обизанкинскую свиту карбонатных пород. По его материалам, указанная свита занимает такое же стратиграфическое положение в разрезе, как и вышеохарактеризованная дударгинская свита. В настоящее время выяснилось, что толща пород, обособленная Ю.А. Сорокиным (1961) в обизанкинскую свиту, является частью описываемой ниже калайхумбской свиты.

Отложения дударгинской свиты согласно перекрываются мощным комплексом вулканогенных и терригенных отложений, которые под-

разделяются в западной части зоны на две толщи.

Наиболее полные разрезы нижней толщи известны в правобережье р.Обихумбоу, где она сложена зеленокаменными диабазами и пироксен-плагноклазовыми порфиритами, часто альбитизированными и с шаровой отдельностью. В прослоях и линзах среди них отмечаются альбитофиры, кварцевые порфиры, порфириты и известняки. В нижней и реже верхней частях толщи широко развиты песчаники, сланцы, алевролиты и конгломераты с крупными глыбами - олистолитами известняков и доломитов. Описанная толща, имеющая мощность 1000-1300 м, была выделена Н.Г.Власовым (1961) в калайхумбскую свиту. По наличию органических остатков в известняках свиты возраст ее считался раннекаменноугольным, точнее - турне-визейским. Позднее появились высказывания о необходимости расчленения толщи на две свиты. И.В.Пыжьев (1964) обособил нижнюю терригенную часть в хирсдаринскую свиту турне-визейского возраста. Вулканогенные породы верхней части он отнес к намору, выделив их в обимангитскую свиту. В связи с большой литологической пестротой и изменчивостью вулканогенных толщ Дарваза, включая описываемые образования, выделить устойчивые лито-стратиграфические подразделения не удастся. Резко различные по литологическому составу толщи в пределах территории Дарваза замещают одна другую как по laterали, так и по вертикали. Выделение единой калайхумбской свиты для нижней части вулканогенного комплекса Калайхумб-Сауксайской зоны следует признать в настоящее время наиболее целесообразным. Возраст свиты, судя по полученным в последние годы данным (Кухтиков и др., 1985), скорее всего позднепалеозойский, не древнее среднекаменноугольного.

Толща вулканитов, согласно перекрывающая калайхумбскую свиту, обособляется в аспандоускую свиту. В правобережье р.Обихумбоу в районе горы Аспандоу ее слагают темно-коричневые и фиолетовые, реже зеленовато-серые олигоклазовые и андезитовые порфириты с миндалекаменной текстурой и шаровой отдельностью, агломераты, туфобрекчии, лавобрекчии с линзами и прослоями светлых и коричневатых известняков. Иногда в составе аспандоуской свиты встречаются прослои брекчий и конгломератов с обломками коричневых известняков и порфиритов. В известняках обнаруживаются остатки гониотитов, криноидей и фораминифер. Мощность

свиты около 2000 м. Возраст ее ранее принимался намюрским. В результате последующих работ выяснилось, что свита является позднепалеозойской, не древнее среднекарбоновой (Кухтиков и др., 1974, 1981, 1985).

В восточных районах Калайхумб-Сауксайской зоны в бассейне Сауксая и в ряде других соседних районов каменноугольные вулканогенные образования М.И.Шабалкин (1937), Ю.А.Сорокин (1963<sub>I</sub>) и др. выделяли в сауксайскую свиту. Позднее эту толщу вулканитов стали обособлять в сауксайскую серию, подразделяя ее на три свиты: фортамбекскую, девлахонскую и обихарекскую. Исследования Е.Ф.Романько и других геологов показали, что фортамбекская свита, состоящая в основном из кислых эффузивов, отличается локальным развитием лишь в бассейне р.Муису. Не всегда и не во всех районах можно наметить девлахонскую и обихарекскую свиты. Совокупность геологических материалов позволяет считать калайхумбскую и аспандоускую свиты, с одной стороны, и сауксайскую серию, включающую фортамбекскую, девлахонскую и обихарекскую свиты, с другой, разновозрастными образованиями. Мощность вулканитов в восточной части Калайхумб-Сауксайской зоны 3500-4000 м. Более молодые палеозойские отложения в пределах зоны не известны.

В восточной части Заалайского хребта описанные палеозойские отложения с угловым несогласием перекрываются толщей кайнозойских (скорее всего неогеновых) красноцветных грубообломочных слабосцементированных конгломератов. Мощность их несколько десятков метров. В районе пер. Хабурабат мощность аналогичных конгломератов достигает 100 м.

Интрузивный магматизм. Наиболее ранние интрузивные образования зоны представлены породами ультраосновного и основного состава, выделенными вначале в дарвазский (Расчленение..., 1976), а затем в кеврон-джарфский комплекс (Петрология..., 1978). Крупнейший Кеврон-Джарфский массив, сложенный указанными породами, имеет пластообразную форму тела с крутым падением на юго-восток. Длина его более 15 км, ширина от 100-200 м до нескольких километров. По геофизическим данным, максимальная мощность тела определяется в 5,5 км (Петрология..., 1978). Другие массивы кеврон-джарфского комплекса значительно меньших размеров. Форма тел у них, как и у Кеврон-Джарфского



массива, пластообразная или линзообразная длиной несколько километров и шириной, не превышающей несколько сотен метров.

Все массивы кеврон-джарфского комплекса сложены сильно измененными породами: в центре серпентинитами, а на периферии амфиболитами и габбро-амфиболитами. Высказывалось мнение о том, что перечисленные породы сформировались за счет вулканогенных образований (Нарижнев и др., 1977). Большинство исследователей склонны считать породы Кеврон-Джарфского и других аналогичных массивов интрузивными по происхождению. В отдельных участках массивов удастся выявить состав исходных пород, относящихся к дунитам, пироксенитам, перидотитам, горнблендитам и гарцбургитам. В краевых частях отмечаются габбро-диориты и диориты. Вмещающие нижнепалеозойские и девонские отложения на контакте с ультрабазитами превращены в альбит-биотит-кварцевые, альбит-амфиболовые, кордиерит-биотит-кварцевые и гранат-биотитовые роговики. В карбонатных породах контактовые преобразования выразились в образовании альбит-эпидотовых скарнов и тремолитовых мраморов (Карякин, 1979<sub>г</sub>). Наличие ореола контактово-измененных пород и зональность строения выходов ультраосновных пород вряд ли можно согласовать с предпринимаемыми в последние годы попытками обосновать протрузивную природу Кеврон-Джарфского и других массивов (Чернер и др., 1974, 1980; Расчленение..., 1976). Имеющиеся данные свидетельствуют в пользу отнесения массивов к интрузивам.

Возраст ультрабазитов кеврон-джарфского комплекса определяется как раннекаменноугольный (Зласов, 1961; Бархатов, 1963; Расчленение..., 1976; Петрология..., 1978 и др.). С учетом данных Ю.А.Семенова (1982) не исключено, что часть массивов ультрабазитов зоны может оказаться докаменноугольной по возрасту.

Более поздними по отношению к ним считаются гранитоиды. Среди них намечается два интрузивных комплекса: обихумбоуский и мазарский (Лутков, 1968; Расчленение..., 1976). Породы крупнейшего в зоне Обихумбоуского интрузива относятся к первому из указанных комплексов. Интрузив обнажается в бассейне р. Обихумбоу и по долине р. Хингоу в районе сел. Сангвор. Тело его длиной около 50 км и шириной 5-12 км вытянуто согласно с простиранием вмещающих толщ нижнего палеозоя, девона и карбона. Поверхности как северо-западного, так и юго-восточного контактов падают на

юго-восток. Северо-западный контакт несколько круче юго-восточного. В сложении Обихумбоуского интрузива принимают участие гранитоиды от диоритов до гранитов. А.Х.Кафарский высказывает-ся о двухфазовом внедрении гранитоидов интрузива (Бархатов, 1963). В первую фазу сформировались роговообманковые граниты, а во вторую - светлые крупнозернистые граниты.

При детальном изучении Обихумбоуского массива, предпринятом в последние годы (Нарижнев и др., 1979), выяснилось, что он имеет более сложное строение, чем считалось ранее. В пределах его площади выделяются породы четырех разновозрастных интрузивных комплексов. В северо-западной части массива намечается пластовая интрузия гишунского перидотит-анортасит-габбрового комплекса (Нарижнев, Стеблова, 1979). Большую часть площади Обихумбоуского массива слагают гранитоиды обихумбоуского комплекса, имеющего четырехфазное строение. Мелкие жильные и штокообразные тела кварцевых диоритовых порфиритов, гранофировых гранит-порфиров, диабазов, микродиоритов и плагиогранитов обособлены в самостоятельные хострогинский и шакарельский комплексы. Породы перечисленных фаз и комплексов в Обихумбоуском массиве часто имеют внешне сходный облик. Они различаются в основном при микроскопическом изучении и нередко лишь по петрохимическим особенностям. Обособить их в других массивах Калайхумб-Сауксайской зоны пока не удается. Все разновидности пород в пределах интрузива связаны между собой взаимными переходами, обусловленными процессами гибридности. Диориты и гранодиориты приурочены к крайним частям Обихумбоуского интрузива, к местам, где вмещающие породы представлены вулканитами карбона. Центральные части интрузива сложены плагиогранитами и альбитизированными диоритами. Жильные производные образуют жилы слабо дифференцированных гранитов, гранит-порфиров, аплитов и петматитов.

Второй по величине среди гранитоидных интрузивов Калайхумб-Сауксайской зоны Сугранский массив обнажается в долине р.Муку и в правобережье р.Киргмаоб. В отличие от Обихумбоуского интрузива он сложен более лейкократовыми и однообразными по составу и структуре гранитоидами. В его пределах устанавливаются среднезернистые биотитовые плагиограниты, гранодиориты, эдамеллиты. Иногда наблюдается порфировидные и мелкозернистые разновидности пород (Расчленение..., 1976). Ю.А.Арапов (1935) отме-

чал среди гранитоидов интрузива в долине р. Сугран крупнозернистые зеленовато-серые граниты с крупными зернами кварца. По данным А. В. Москвина (1936), гранитоиды, обнажающиеся в районе ледн. Сугран, отличаются необычным для обихумбоуского комплекса повышенным количеством калиевого полевого шпата. Все породы Сугранского интрузива подверглись интенсивной хлоритизации, серицитизации и эпидотизации.

В более восточных районах Калайхумб-Сауксайской зоны гранитоиды обихумбоуского комплекса слагают тела небольших размеров. В сложении интрузивов здесь участвуют мелко-среднезернистые альбитовые граниты, плагиограниты и кварцевые диориты. В Маркансуйском массиве устанавливаются гранофиры (Дингельштедт, 1936; Лутков, 1968).

Интрузивы, объединяемые в обихумбоуский комплекс, принято относить к раннекаменноугольным образованиям (Лутков, 1968; Расчленение..., 1976; Петрология..., 1978 и др.). Выше было показано, что вулканогенные толщи, прорываемые Обихумбоуским интрузивом, имеют возраст не древнее среднекаменноугольного. Соответственно время внедрения гранитоидов следует признать послесреднекаменноугольным. Наличие валунов гранитов, сходных с гранитоидами долины р. Терек (правый приток Сауксая), в конгломератах (Дингельштедт, 1936) верхней перми (Винниченко, 1978<sub>2</sub>), свидетельствует о формировании обихумбоуского комплекса не позднее раннепермской эпохи. Значительные различия, установленные между отдельными интрузивами по их составу, форме тел и ряду других особенностей, не исключают возможности обнаружения в обихумбоуском комплексе разновозрастных образований, о чем могут свидетельствовать материалы, полученные при изучении Обихумбоуского интрузива (Нарижнев и др., 1979).

Гранитоиды мазарского комплекса существенно отличаются от обихумбоуских. В то же время не все исследователи признают самостоятельность мазарского комплекса. Мазарский интрузив расположен в среднем течении р. Обимазар. В плане его тело вытянуто в северо-восточном направлении на расстоянии около 30 км. Гранитоиды прорывают толщи нижнего палеозоя и девона. В центральной части Мазарский интрузив сложен средне- и иногда крупнозернистыми гранитами. В краевой части развиты гранит-порфиры. Постмагматические преобразования выразились в альби-

тизации, окварцевании, мускозитизации и интенсивном катаклазе пород. Жильные производные представляют немногочисленные кварцевые жилы и аллиты. Пегматиты для мазарских гранитоидов не характерны. В.С.Лутков (1968) указывает на повышенную щелочность и железистость гранитоидов Мазарского интрузива по сравнению с обихумбоускими гранитами.

Гранитоиды, близкие по составу, структурам и другим признакам к мазарским, устанавливаются в Обизанкинском массиве. Это в основном серые как лейкократовые, так и биотитовые и биотит-роговообманковые разновидности. Все породы Обизанкинского интрузива сильно огнейсованы, часто рассланцованы и милонитизированы до своеобразных гранитных сланцев (Вологдин, 1933).

По данным В.С.Луткова (1968), граниты мазарского комплекса имеются также в пределах площади Обихумбоуского интрузива, где они образуют небольшие штокообразные тела, прорывающие гранитоиды обихумбоуского комплекса. В.И.Буданов и В.С.Лутков признают наличие мазарских гранитов в Обихумбоуском интрузиве, но не выделяют их здесь (Расчленение..., 1976). Позднее выяснилось, что эти же граниты относятся к образованиям самостоятельной фазы обихумбоуского комплекса.

Возраст гранитоидов Мазарского и Обизанкинского интрузивов, относящихся к мазарскому комплексу, определяется как пермский весьма условно на основании представления "о связи их с процессами поднятий, происходивших в этой части Муксуевского района в пермском периоде" (Расчленение..., 1976, стр.223). Указывается, что наиболее молодые породы, прорываемые мазарскими гранитами - вулканиты карбона. Следует отметить, что толща вулканогенных пород, стратиграфическое положение которых надежно обосновано находками остатков каменноугольной фауны, имеют с гранитами Обизанкинского интрузива тектонические контакты. Принадлежность вулканитов, прорываемых Обимазарским интрузивом, к карбону не доказана. Зеленокаменные породы вулканогенного происхождения сейчас обнаружены и в отложениях, подстилающих известняки дикзанкоуской свиты девона. Вполне возможно, что возраст гранитоидов Мазарского и Обизанкинского интрузивов может оказаться более древним, чем считается.

Кроме описанных интрузивов гранитоидов в пределах Калайхумб-Сауксайской зоны устанавливаются мелкие штокообразные и дайкообразные тела жерловых и субвулканических образований, представленных гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми порфирами, альбитофирами, андезито-дацитовыми порфирирами. По возрасту все они считаются синхронными с вулканитами карбона (Ким, Стеблова, 1978).

Тектоника. Палеозойская структура Калайхумб-Сауксайской зоны имеет двухъярусное строение. Первый структурный ярус слагают породы нижнего палеозоя и девона, второй образуют дударгинская, калайхумбская и аспандоуская свиты карбона.

Представления о характере структур как первого, так и второго ярусов зоны остаются до последних лет все еще противоречивыми, хотя вопросам их расшифровки уделялось пристальное внимание. Совсем недавно считалось, что толщи нижнего палеозоя и девона в Калайхумбском районе слагают крупную антиклиналь, слегка опрокинутую на северо-запад (Власов, 1961; Бархатов, 1963; Пыжьянов, 1964 и др.). Затем появилась точка зрения, согласно которой указанные толщи залегают в ядерной части синформной структуры, образовавшейся в результате смятия покровной дислокации (Руженцев и др., 1977). Значительно раньше отмечалось, что в бассейнах рек Хингоу и Муксу палеозойские отложения участвуют в сложении шарьяжных структур (Аверин, 1933; Чедия, 1956, Klebelsberg, 1922 и др.). В настоящее время получены новые материалы.

Установлено, что отложения нижнего палеозоя и девона в правобережье Обихумбу (рис. 7) и в долине Пянджа слагают огромную моноклинали с юго-восточным падением пластов. Углы паде-

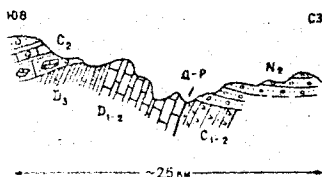


Рис. 7. Геологический разрез через верховья р. Хирсдара.

ния  $70-80^{\circ}$ . В долине Висхарви углы наклонов уменьшаются до  $50-60^{\circ}$ . Моноклираль осложнена во многих местах мелкими разрывами и складками.

Моноклиальный характер структуры толщи нижнего палеозоя и девона сохраняется и в более восточных районах Калайхумб-Сауксайской зоны. Морфологический облик и простирание ее при этом несколько меняются. В низовьях Обимазара при впадении в нее р.Обизанки терригенные накопления джарфской свиты прорываются гранитоидным интрузивом (рис.8). Породы свиты стоят в данном районе на головках. Выше по течению р.Обимазар отмечаются крутые (не менее  $60^{\circ}$ ) юго-восточные ( $I40-I45^{\circ}$ ) падения пластов.

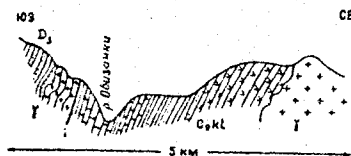


Рис.8. Геологический разрез через низовья р.Обизанки.

В районе северной части хр.Мазарского наклоны пластов силура и девона заметно выполаживаются. В известняках дикзанкоуской свиты выявляются мелкие складки с углами падения  $50-60^{\circ}$ . В этой части моноклираль осложнена серией круто ( $75-80^{\circ}$ ) падающих на юго-восток дизъюнктивов.

В долине р.Киргизоб силурийские и девонские отложения имеют вертикальные залегания. Простирание толщи с юго-запада на северо-восток примерно параллельно долине нижнего и среднего течения р.Киргизоб. Восточнее долины р.Сугран (левый приток р.Муксу) простирания постепенно отклоняется к востоку и становятся близкими к широтным. В указанном районе намечается две полосы распространения пород силура и девона, разделенные прорывающими их гранитоидами Сугранского массива. К югу от гранитоидов наблюдается южные падения под углами не менее  $80^{\circ}$ . Севернее интрузива видны северные наклоны пластов. Углы падений  $65-80^{\circ}$ .

В северной части хр.Академии Наук и в более восточных участках Калайхумб-Сауксайской зоны характер структур вследствие труднодоступности и широкого развития снежного и леднико-

вых покровов изучен слабо. По имеющимся материалам (Никитин, 1934; Дингельштедт, 1934; Арапов, 1935; Москвин, 1936; Шабалкин, 1937; Кафарский, 1963; Nøth, 1929 и др.) выясняется, что дислокации здесь широтные, а падения преимущественно южные. Углы падения  $60-70^{\circ}$  до вертикального.

Во втором структурном ярусе Калайхумб-Сауксайской зоны залегания пород более пологие, чем в первом. Преобладают углы падений  $40-50^{\circ}$ . Нередко отмечаются наклоны пластов  $30-35^{\circ}$ . Реже вблизи дизъюнктивных нарушений наблюдаются углы падения вплоть до вертикальных. Наибольшее распространение имеют моноклиналильные структуры.

В долине р.Пяндж ниже сел.Калайхумб толща пород дударгинской, калайхумбской и аспандоуской свит характеризуется запад-северо-западным падением пластов под углами не менее  $60^{\circ}$ . В районе горы Аспандоу породы аспандоуской свиты образуют асимметричную синклиналь, простирающуюся параллельно Дробак-Рабатскому разлому с юго-запада на северо-восток. Юго-восточное крыло ее имеет падения  $30-40^{\circ}$ , в другом ее крыле наклоны пластов более крутые,  $50-60^{\circ}$ . Непосредственно в зоне разлома видны вертикальные залегания пород.

В верховьях р.Обихумбоу и в левобережье р.Обихингоу отложения, образующие второй структурный ярус зоны, прорываются крупным гранитоидным массивом. К северо-западу от интрузива в правобережье верхнего течения р.Обихумбоу вулканогенные породы калайхумбской свиты повсеместно имеют северо-западные падения  $300-320^{\circ}$  под углами  $40-60^{\circ}$ . К юго-востоку от гранитоидов в верховьях р.Обизанки (левый приток р.Обимазар) преобладают юго-восточные падения. В ряде мест здесь выявляются мелкие складки и разрывы.

В долине р.Хингоу толща каменноугольных вулканитов, слагает крупную моноклиналиль с крутым северо-западным падением пластов. По долине р.Обимазар наблюдаются вертикальные залегания пород. Северо-восточнее по обоим бортам р.Хингоу видны падения по азимуту северо-запад  $340^{\circ}$ , углы падения не менее  $70-80^{\circ}$ .

В пределах хр.Петра I наряду с северо-западными падениями пород калайхумбской свиты имеются юго-восточные наклоны глин. В верховьях р.Арзинг породы падают на северо-запад  $340^{\circ}$  под углами  $50-60^{\circ}$ . Ближе к осевой части хр.Петра I выявляются уже

обратные, т.е. юго-восточные падения. Углы падения  $70-75^{\circ}$ . Создается впечатление о синклинальном характере структуры, сложенной калайхумбской свитой. Несколько восточнее в долине р.Сугран отмечаются лишь юго-восточные падения. Углы падения  $50-75^{\circ}$ . Далее в левобережье среднего течения р.Муксу в южной части полосы распространения калайхумбской свиты породы падают на северо-запад  $345-350^{\circ}$  под углами  $50-60^{\circ}$ . В северной части полосы устанавливаются юго-восточные наклоны пластов. Углы падений  $70-75^{\circ}$ . Непосредственно в зоне Дробак-Рабатского разлома породы свиты стоят на головах.

Сведения о дислокациях второго структурного яруса Калайхумб-Сауксайской зоны в низовьях долины ледн.Федченко и в бассейне Сауксай немногочисленны и нередко противоречивы. Однообразие состава толщ, широкое развитие в них массивных образований, в которых залегания бывают практически не определимыми, в совокупности с труднодоступностью района в значительной степени затрудняют расшифровку структур указанной части характеризуемой зоны. Многие вопросы структурной тектоники здесь остаются еще нерешенными. В целом тектоническая структура, сложенная вулканогенно-обломочными породами карбона, представляется в бассейне Сауксай гигантской моноклиналию с южным падением пластов под углами  $60-65^{\circ}$ . Моноклиналию залегание калайхумбской свиты осложнено мелкими пликативными дислокациями и разрывами. В бассейне р.Маркансу вулканиты карбона образуют широтно простирающиеся моноклинали чаще всего с вертикальным падением пластов. Отклонения падений бывает как к югу, так и к северу.

Кайнозойские отложения постгеосинклинального чехла отличаются практически горизонтальными залеганиями. Изредка углы падения конгломератов кайнозоя достигают  $5-10^{\circ}$ .

Формирование вышеохарактеризованных структур Калайхумб-Сауксайской зоны связывается с проявлением двух фаз диастрофизма. Структуры первого яруса были созданы в конце позднедевонской эпохи, второго - в конце карбона. Кайнозойские (дочетвертичные) движения проявились слабо.

Курговад-Каракульская зона прослеживается от долины р.Пяндж в районе сел.Курговад на восток в бассейн оз.Каракуль.Имеющиеся материалы (Беляевский, 1965; Славин, 1976; Геологическая кар-



та..., 1964; Геология ..., 1980 и др.) свидетельствуют о продолжении зоны как в запад-юго-западном направлении в левобережье Пянджа, так и в восточном, в пределах хр. Куньлунь. Границами зоны служат на юге Южно-Дарвазский, а на севере Кеврон-Висхарвский разлом.

**Стратиграфия.** Древнее складчатое основание Курговад-Каракульской зоны образует докембрийская толща кристаллических пород боршитской серии (боршитский тип). Геосинклинальный комплекс представлен верхнепалеозойскими отложениями (карбон, пермь). Породы нижнего палеозоя и девона в пределах зоны отсутствуют. Высказывалось мнение о том, что ранее покрывавшие боршитскую серию докаменноугольные отложения были сорваны и смещены в конце позднего намура к северо-западу в район соседней Калайхумб-Сауксайской зоны (Руженцев и др., 1977). Совокупность геологических данных свидетельствует скорее о том, что на месте Курговад-Каракульской зоны в раннем палеозое и девоне (Попов, 1938; Крестников, 1962; Бархатов, 1963; Власов, 1969 и др.), а также и в раннекаменноугольную эпоху (Руженцев и др., 1977), существовало поднятие, поставившее обломочный материал в окружающие его прогибы, в частности в прогиб на месте Калайхумб-Сауксайской зоны.

Толща верхнего палеозоя залегает на породах боршитской серии стратиграфически, без признаков значительных тектонических смещений. Разрез зоны начинают терригенно-карбонатные накопления курговадской свиты. В районе сел. Курговад в основании свиты залегает горизонт базальных конгломератов, состоящих из слабо окатанных обломков подстилающих гнейсов, кристаллических сланцев и гранитоидов докембрия. Мощность конгломератов около 1 м. Вверх по разрезу они сменяются глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами и плитчатыми известняками. Общая мощность курговадской свиты в районе сел. Курговад около 400 м. В других местах правобережья р. Пяндж мощность ее не превышает 150-200 м. Возраст свиты определяется по немногочисленным находкам органических остатков в ее породах (Сорокин, 1961) как средне-позднекаменноугольный.

Стратиграфически выше согласно залегает толща перми. В долине Пянджа каменноугольные отложения с постепенным переходом перекрываются породами пшихарвской свиты раннепермского возраста.

Ее нижняя часть сложена сланцами, кварцитоидными песчаниками, зеленокаменными аффузивами и туфами с линзами светлых и полосчатых мраморизованных известняков. Мощность отложений 1000 м. В верхней части пшихарвской свиты отмечается переслаивание глинистых, глинисто-серицитовых сланцев и кварцево-слюдистых песчаников. Мощность около 1000 м. В верховьях р.Хингоу в породах пшихарвской свиты имеются редкие остатки перекристаллизованных фузулинид карачатырского горизонта (Калмыкова, 1961) - ассельский - сакмарский ярусы нижней перми.

В северо-восточной части зоны в бассейне р.Белеули и в верховьях р.Маркансу стратиграфические аналоги описанных отложений выделяются в белеулинскую свиту. В указанных районах обнажается мощная толща сланцев и песчаников с прослоями известняков и туфов. В известняках по долине Коксая содержатся фузулиниды дарвазского горизонта (Соловьева и др., 1962; Расчленение..., 1976).

В юго-восточной части зоны по южному побережью оз.Каракуль, в верховьях рек Баяндкиик, Кокуйбель и Танымас одновозрастные с пшихарвской свитой породы до недавнего времени обособляли в сарыкольскую серию. Сейчас доказано, что отложения верхней части сарыкольской серии, включающей кульайрыкскую, каратекинскую и кошджилгинскую свиты, прослеживаясь в западном направлении, выходят в район водораздела и северного склона Дарвазского хребта. Здесь выясняется, что они замещаются по простиранию породами нижней части пшихарвской свиты. Таким образом, оказывается, что пшихарвская свита, с одной стороны, и кульайрыкская, каратекинская и кошджилгинская, с другой, являются одновозрастными образованиями. По наличию остатков фузулинид возраст отложений пшихарвской свиты и ее стратиграфических аналогов является раннепермским. Общая мощность нижней перми в Курговад-Каракульской зоне более 2000 м.

Разрез палеозоя зоны продолжают верхнепермские накопления. В левобережье Караджилги (сев.) и по правому борту р.Маркансу нижнепермские сланцы белеулинской свиты с небольшим угловым несогласием перекрываются толщей конгломератов, гравелитов, песчаников и сланцев. В нижней части преобладают породы зеленовато-серого цвета, выше по разрезу появляются конгломераты с фиолетовым и красноватым цементом. Галька в конгломератах состоит из

белых и черных известняков и мраморов, сланцев и песчаников, сходных с подстилающими. Цемент в конгломератах песчанистый, в ряде мест с туфовым материалом. Нередко среди песчаников и конгломератов встречаются линзы белых и серых известняков. В известняковых гальках по Коксаю (правый приток р.Маркансу) и в левобережье Караджилги (сев.) содержатся остатки фораминифер дарвазского и низов мургабского горизонтов (Бархатов, 1963). В линзах известняков имеются остатки фораминифер мургабского горизонта (Романько, Таиров, 1962). Охарактеризованную толщу М.И.Шабалкин (1937) выделял в фиолетово-зеленую свиту, считая ее раннепермской по возрасту. Позднее она получила название каиндинской и на основании указанных сборов ископаемой фауны стала относиться к наиболее молодой части верхнепермских отложений или триасу (Бархатова, 1963; Романько, 1963; Расчленение..., 1976). Совокупность геологических данных свидетельствует о том, что каиндинская свита не может быть древнее отложений кубергандинского яруса. В подстилающих ее породах белеулинской свиты имеются раннепермские (дарвазские) остатки фауны. Максимальная мощность каиндинской свиты в бассейне р.Южная Каинды составляет, по материалам М.И.Шабалкина (1937), 2000 м. Восточнее в долине Байгашки и в правобережье р.Маркансу мощность свиты не более 1000 м (Винниченко, 1978<sub>2</sub>).

В левобережье Караджилги (сев.) и Байгашки описанная свита подстилает терригенно-вулканогенные образования карачимской свиты. Контакт между указанными свитами считался тектоническим. По нему проводилась линия Жбулакского (Чернер, 1974) разлома. Детальные наблюдения с учетом материалов М.И.Шабалкина (1937) показали, что взаимоотношения карачимской и каиндинской свит носят стратиграфический характер. В левобережье нижнего и среднего течения Байгашки и в долине Караджилги между свитами намечается постепенный переход. В нижней части карачимской свиты преобладают вулканиты. Среди них отмечаются линзообразные тела светлых известняков и прослоев глинистых сланцев. Таким образом, карачимская свита, залегающая согласно на каиндинской, не может быть древнее последней, содержащей органические остатки мургабского горизонта. Мощность карачимской свиты около 1500 м.

В среднем течении Байгашки в ее правобережье на отложениях карачимской свиты залегают толща терригенно-карбонатных нако-

плений, образующих три свиты (Бархатов, 1963; Винниченко, 1978<sub>2</sub>). Нижняя из них караджилгинская свита наиболее полно обнажается в долине Караджилги (сев.). Здесь ее слагают конгломератовидные известняки, конгломераты, песчаники, глинистые сланцы. Мощность свиты 250–500 м. В известняковых гальках встречаются немногочисленные остатки фузулинид низов мургабского горизонта. Выше следует толща светлых мраморизованных конгломератовидных и водорослевых известняков с прослоями и линзами конгломератов, сланцев и песчаников. Б.П. Бархатов (1963) предлагает выделить их в баяндкиикскую свиту. Существующие представления о более детальном расчленении толщи на две и более свит (Левен, 1967; Расчленение..., 1976) нельзя признать целесообразными. Намечаемые по этим представлениям свиты, как правило, оказываются разновозрастными, взаимозаменяемыми друг друга. Обильные органические остатки, обнаруженные в известняках баяндкиикской свиты в различных районах ее распространения, имеют позднемургабский возраст. Мощность свиты не более 1000 м. Верхняя часть перми в районе водораздела между верховьями Караджилги и Байгашки выражена байгашкинской свитой буроватых и желтоватых конгломератов, песчаников и сланцев. В основании свиты имеются прослои песчаников и детритусовых известняков с позднемургабскими фузулинидами (Бархатов, 1963; Левен, 1967 и др.). Мощность байгашкинской свиты около 150 м. В совокупности все вышеохарактеризованные свиты (каиндинская, карачимская, караджилгинская, баяндкиикская и байгашкинская) образуют единую толщу, в которой роль базальных слоев играют конгломераты первой из них, а именно каиндинской. Общая мощность толщи в верховьях Караджилги более 3000 м.

Описанные верхнепермские карбонатно-терригенные отложения нередко выделяют в зулумартский тип разреза. Южнее в бассейне Акджилги намечают второй – акджилгинский тип, который представляет одна нижне-верхнепермская джигаджирская толща, состоящая из различных сланцев, песчаников с горизонтами и линзами известняков. В большом количестве имеются также линзы диабазов, андезит-диабазов и крупные тела светлых массивно-слоистых, иногда конгломератовидных известняков. В известняковых прослоях джигаджирской толщи в долине Акджилги и в верховьях р. Баяндкиик содержатся остатки фузулинид нижней перми, нубергандинского и мургабского горизонтов. Мощность джигаджирской толщи 2000 м.

Э.Я.Лежен (1967) считает, что вышеуказанные два типа разрезов перми разграничены Баяндкиикским разломом. Э.С.Чернер (1974) в качестве границы между типами принимает Баяндкиикский гипербазит-габбро-плагиогранитный массив, имеющий вид крутопадающей пластины. Установлено, однако, что породы джигаджирской толщи следует сопоставлять с верхней частью белеулинской или пшихарвской свит. В верховьях Акджилги видно, что на них лежат карбонатно-терригенно-вулканогенные образования верхней перми, разрез которых не отличается от описанного в долинах рек Караджилги и Байгашки.

Более молодые, чем пермские отложения в пределах изученной части территории зоны, за исключением рыхлых четвертичных накоплений, отсутствуют. Указания о наличии пород среднего палеозоя в Каракульском районе (Таиров, Чернер, 1970 и др.) не получили подтверждения в более поздних исследованиях. Органические остатки силура, девона и карбона находятся здесь, как сейчас выяснилось (Винниченко, 1978<sub>2</sub>), во вторичном залегании совместно с пермскими фузулинидами.

Интрузивный магматизм. Интрузивные образования Курговлад-Каракульской зоны представлены преимущественно гранитоидами и, в меньшей степени, породами основного и ультраосновного состава. Древнейшими считаются гранитоиды Курговладского и ряда других массивов, локализованных в выступах докембрийского складчатого основания.

Курговладский массив обнажается в правобережье р.Пяндж в бассейне ее притоков рек Курговлад и Гож. Массив залегает в целом согласно с простираем докембрийских структур. Контакты его с вмещающими породами в большинстве случаев постепенные, выражающиеся зоной мигматизации шириной от нескольких сотен метров до 2 км. Реже отмечаются резкие контакты как секущего, так и согласного характера. Состав гранитоидов, слагающих Курговладский массив, колеблется от кварцевых диоритов, плагиогранитов, гранодиоритов до адамеллитов и гранитов. Все разновидности гранитоидов Курговладского массива обладают гнейсовидной текстурой, параллельной контактам с вмещающими породами. Нередко мигматитовость образует мелкие складки. С гранитоидами связаны магматитовые, аллитовые и кварцевые жилы. По данным В.Н.Волкова (1959), породы Курговладского массива имеют метасоматическое

происхождение. Позднее появились высказывания об участии в формировании курговладских гранитоидов процессов анатектического плавления (Петрология..., 1978).

Другие тела гранитоидов, приуроченных к докембрийскому основанию, значительно меньших размеров. По составу, структуре и другим особенностям они близки к описанному Курговладскому массиву.

Широким развитием в области распространения пород боршитской серии пользуются инъекционные плагиомигматиты, обособленные А.А.Карякиным (1979<sub>I</sub>) в самостоятельный тогмайский комплекс. Они образуют поля нередко вне связи с массивами гранитоидов. Устанавливается приуроченность мигматитов к зонам повышенных давлений в боршитской серии, где наблюдаются дистен- и силлиманитсодержащие кристаллические образования. Плагиомигматиты представлены маломощными (не более первых метров) послойными и сложными ветвящимися телами с четкими контактами. Совместно с вмещающими породами они участвуют в сложении мелких и сложных складок.

Возраст гранитоидов, связанных с комплексом докембрийского складчатого основания Курговлад-Каракульской зоны, в различные годы определялся по-разному (Попов, 1933; Власов, 1961; Сорокин, 1961, 1963<sub>2</sub>; Бархатов, 1963). К настоящему времени установлено, что валуны гнейсогранитов Курговладского массива содержатся в базальных слоях курговладской свиты среднего-верхнего карбона (Власов, Гниловской, 1970). Большинство исследователей придерживается точки зрения о докембрийском возрасте пород Курговладского и других вышеохарактеризованных массивов.

Более поздними по времени формирования считаются породы основного и ультраосновного состава, образующие трещинные и согласные пластовые тела. Крупнейший среди них Баянджинский плутон обнажается в среднем течении р.Баянджин и в бассейне р.Зулумарт. Его пластообразное тело имеет длину около 40 км, ширину не более 1-2 км. Контакты везде согласные, крутонадающие на север и юг. Контактные изменения проявились в слабой серпентинизации и ороговиковании вмещающих пород. В ряде мест отмечаются постепенные переходы интрузивных пород плутона во вмещающие эффузивные образования перми (Романко, Стажико-Алексеев, 1963). В сложении Баянджинского плутона участвуют перм-

дотиты, пироксениты, габбро-нориты, габбро-порфиры, диабазы, порфиры, плагиограниты. Ультраосновные породы, габбро и диориты связаны, как правило, взаимопереходами. Плагиограниты образуют жилы, инъекционные полосы и небольшие массивы с резкими интрузивными контактами. Часто встречаются пегматоидные обособления габбро и диоритов в форме жил и удлиненных шпиров. Общей особенностью всех пород, слагающих Баяндкиикский плутон, является высокая степень метаморфизма, выражающаяся в зеленокаменном преобразовании (амфиболлизации, хлоритизации, серпентинизации темноцветных материалов, альбитизации плагиоклазов).

Наряду с вышеописанным Баяндкиикским плутоном в бассейне р. Баяндкиик и прилегающих к нему районах имеются линзообразные тела (1-2 км), сложенные породами диабазового облика и диоритами. Изредка встречаются габбро и плагиограниты. В толще карачимской свиты нижней перми обнаруживаются согласные тела диабазов и ультраосновных пород.

В более западных районах Курговад-Каракульской зоны основные и ультраосновные породы обнажаются в правобережье р. Ванч в составе "третьего гипербазитового пояса Дарваза" (Попов, 1933), а также в Дарвазском интрузиве. Последний располагается в приводораздельной части хребта, образуя крутопадающее трещинное тело длиной 50 км и шириной не более 5 км. В краевых частях массива развиты плагиогранит-порфиры, в центральных участках преобладают сильно измененные плагиограниты с ксенолитами серпентинитов и амфиболитов. В эндоконтакте наблюдается переслаивание тел и даек диоритов, плагиогранитов, плагиогранит-порфиров с вмещающими пермскими эффузивами. Контакты часто нечеткие и постепенные.

Массивы "третьего гипербазитового пояса Дарваза" слагают мелкие крутопадающие линзообразные и пластообразные тела, вытянутые согласно с простиранием основных структур Курговад-Каракульской зоны. Длина их от первых сотен метров до 2-3 км. Все они сложены серпентинизированными перидотитами, серпентинитами и пироксенитами. В краевых частях массивов часто имеются амфиболиты и габбро-амфиболиты. Жильные породы, сопровождающие комплекс гипербазитов Дарваза, немногочисленны. Н.А. Поповой (1963) установлены маломощные жилы амфибол-талкового, хлорит-т-эмолитового (актинолитового) состава, плагиоклаз-эпидитовые породы, сходные с разложенным габбро, жилы измененных пород среднего

состава, плагиогранитов, плагиоклазитов. Наиболее часто отмечаются кварц-эпидотовые и асбестовые жилы. Приконтактовые изменения вмещающих пород вокруг тел серпентинитов, как правило, незначительны. В долине р.Оед они выражаются в слабом окварцевании и эпидотизации доломитов мощностью зоны до 2 см.

Балаяндкиикский плутон и ряд других массивов, обнажающихся в Каракульском районе, имеют интрузивные контакты с пермскими отложениями. По возрасту они являются позднепермскими образованиями (Бархатов, 1963; Романько, Стажило-Алексеев, 1963; Расчленение..., 1976). Гипербазиты правобережья р.Ванч в отличие от Балаяндкиикского интрузива характеризуются высоким отношением  $Mg/Al$ , что в совокупности с другими особенностями свидетельствует о их принадлежности к самостоятельному интрузивному комплексу (Расчленение..., 1976). В правобережье р.Пяндж к югу от сел.Калайхумб совсем недавно выделен висхарвский дайковый комплекс метабазитов, имеющих условно раннепротерозойский возраст (Карякин, 1979<sub>2</sub>). Тела амфиболитов стратиграфически перекрываются здесь толщей среднего-верхнего карбона.

Наиболее молодые интрузивные породы Курговад-Каракульской зоны, представленные гранитоидами, объединяются в каракульский комплекс (Лутков, 1968). В южной части зоны в области распространения каменноугольно-пермских накоплений интрузивы гранитоидов отличаются пластообразной формой тела. Один из них - Уртабузский массив обнажается в виде трех разобнесенных четвертичными наносами выходов по южному побережью оз.Каракуль. Интрузив вытянут согласно с простиранием вмещающих его толщ. Контакты, как правило, крутопадающие. Вмещающие породы в экзоконтакте преобразованы в кристаллические сланцы и роговики. Ширина зоны контактово-измененных пород 200-300 м и иногда 500-700 м. Древнейшие породы, участвующие в сложении Уртабузского массива, распространены в виде небольших ксенолитов в эндоконтактовой части. В основном ксенолиты сложены мелко - среднезернистыми массивными и гнейсовидными, слабопорфиroidными амфибол-биотитовыми и биотитовыми кварцевыми диоритами, реже кварцевыми монцонитами. Часто отмечаются ксенолиты амфиболовых и биотит-амфиболовых габбро-диоритов и диоритов.

Наибольшее распространение в Уртабузском интрузиве имеют гранитоиды гибридного происхождения. Они занимают 50-70% интрузива. В непосредственной близости от северного контакта обнажа-



ются меланократовые средне-крупнозернистые амфибол-биотитовые кварцевые диоритогнейсы. При удалении от контакта диоритогнейсы переходят в гнейсовидные средне-крупнозернистые амфибол-биотитовые кварцевые диориты и гранодиориты. Центральные части Уртабузского массива сложены массивными средне-крупнозернистыми порфировидными гранитами и адамеллитами.

Более поздние по времени формирования породы, слагающие Уртабузский интрузив, представлены мелкозернистыми равномерно-зернистыми двуслюдистыми лейкократовыми гранитами и адзакитами. Жильные производные Уртабузского интрузива многочисленны. Устанавливаются жилы и дайки жильных гранитов, адзакитов и пегматитов мощностью до 1 м. С грейзенизированными лейкократовыми гранитами и жильными гранитами связаны высокотемпературные кварц-турмалиновые и турмалиновые жилы. Близкое к описанному строение имеет крупнейший в Курговад-Каракульской зоне Тяньмасский массив. В.Л. Лужков (1968) считает, что он является непосредственным продолжением к западу Уртабузского массива.

Гранитоидные интрузивы, включаемые в каракульский комплекс и обнажающиеся в северной части Курговад-Каракульской зоны, прорывают верхнепермскую толщу. Форма тел, состав и ряд других их особенностей существенно отличаются от вышеописанных Уртабузского и Тяньмасского массивов. Наиболее крупные в этой части зоны Восточно-Каракульский и Карадагитинский интрузивы имеют изометричную в плане форму тела с изменчивыми наклонами поверхностей контактов. В экзоконтакте развиты кристаллические сланцы, инъекционные гнейсы, мигматиты, амфиболиты и роговники. Мощность контакто-измененных пород колеблется в пределах от 400 до 2000 м. Контакты бывают как резкие секущие, так и постепенные инъекционно-мигматитовые. В краевой части указанных массивов отмечаются крупные ксенолиты, ориентированные параллельно структурам вмещающих пород. Гранитоиды в краевой части массивов гнейсовидные. Здесь наблюдается гранатосодержащие гонаниты, гранодиориты и плагиоклазовые граниты. В глубоко погруженных частях обнажаются порфировидные биотитовые и двуслюдистые граниты. Фауну дополнительных интрузий представляют крупноплачные штокообразные и дайковые тела лейкократовых мелко-среднезернистых двуслюдистых гранитов. С Восточно-Каракульским интрузивом связаны жилы и куполовидные выходы мусковит-верловых пегматитов, иногда

с гранатом и бериллом. Караджилгинский массив сопровождается дайками аплитов, жильных гранитов и иногда кварцевыми альбититами. Пегматиты развиты меньше, чем в Восточно-Каракульском интрузиве. Среди постмагматических образований выявляются скарны, кварц-турмалиновые, кварцевые и кварц-сульфидные жилы.

Ряд других гранитоидных интрузивов северной части Курговад-Каракульской зоны имеют, по данным В.С.Луткова (1968), форму асимметричных штоков (Зулумартский, Южно-Каракульский, Акджилгинский и др.) с крутопадающими резкими секущими контактами. Преобразования вмещающих пород в зоне контактов выразились в основном в оротожковании. Характерно широкое развитие скарновых образований, слгающих тела неправильной формы, линзы и жилы. Ширина контактового ореола 50-100 м. Гнейсовидность гранитоидов в вышеотмеченных штоках проявлена слабо. Незначительны по масштабам и ассимиляционные процессы. Гибридные породы главной фазы развиты в краевых частях массивов на расстоянии от контактов не более первых сотен метров. Здесь обнажаются амфибол-биотитовые пироксен-амфиболовые тоналиты, кварцевые диориты, гранодиориты и граносиениты. Ближе к центру появляются мелкозернистые резко порфиroidные кварцевые диориты, кварцевые монцониты и граносиениты фации охлаждения. В центральных частях массивов известны среднезернистые порфиroidные биотитовые граниты и адамеллиты. В фазу дополнительных интрузий формируются дайкообразные тела лейкократовых гранитов. Жильные породы развиты слабо. В эндоконтактных зонах обнаруживаются дайки аплитов, пегматитов и жильных гранитов. Из постмагматических образований устанавливаются кварцевые, карбонатные, баритовые, кварц-сульфидные жилы.

Возраст гранитоидов, включаемых в каракульский комплекс, на основании прорывания ими верхнепермских отложений и с учетом данных радиологических исследований считается позднепермским или раннетриасовым. Не исключено, что в каракульский комплекс объединены разновозрастные образования. Пластообразные тела Уртабузского и Танымасского плутонов составляют, видимо, более древнюю группу гранитоидных пород. Они, скорее всего, сформировались до начала позднепермской эпохи, другие - в конце поздней перми.

Тектоника. Палеозойский комплекс Курговад-Каракульской зоны

подразделяется на два структурных яруса. Первый из них образуют отложения среднего карбона-нижней перми, второй - верхнепермская толща.

Важнейшие дислокации первого яруса отличаются наибольшей сложностью. Они представлены крупными складками и моноклиналями с падением пластов под углами  $50-60^{\circ}$ . Широко развиты мелкие, нередко сложные пликативные структуры, в которых наклоны пластов достигают  $70-80^{\circ}$ . В долине р. Пяндж на участке между сел. Курговад и Даштак толщи пород курговадской и пшихарвской свит образуют крупную синклиналичную складку, осложненную множеством пликативных дислокаций (рис. 9). В юго-западном крыле

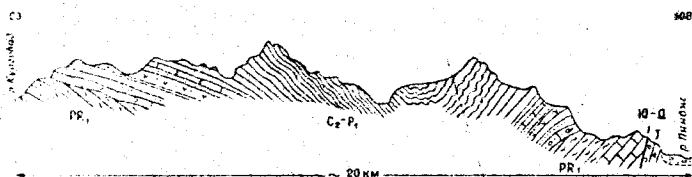


Рис. 9. Схематический геологический разрез правобережья р. Пяндж между сел. Курговад и Даштак.

синклинали в горах Кухирузан отложения курговадской свиты, несогласно перекрывающей толщу докембрия, падают на северо-запад  $330-340^{\circ}$  под углами  $30-40^{\circ}$ . Севернее в сланцах пшихарвской свиты появляются вначале север-северо-восточные, а затем восточные падения. Падения пород при этом постепенно выволакиваются до горизонтальных. В северо-западном крыле в долине р. Пшихарв и севернее вплоть до левобережья р. Курговад падения юго-восточные, углы наклонов от  $40$  до  $70^{\circ}$ . Мелкие дислокации, осложняющие синклинали, имеют наибольшее развитие в пределах ее ядерной части и в северо-западном крыле.

Описанная синклинали, полого погружаясь, прослеживается на северо-восток в бассейн р. Обимазар (левый приток р. Хингоу). Морфологический облик ее остается без существенных изменений.

Восточнее в бассейне рек Бохуд и Гармо структуры толщ, слагающих первой структурный ярус зоны, заметно усложняются. В низовьях указанных рек намечается широкая синклинали, асимметричного строения. Юго-восточное крыло ее более крутое. Наклоны плас-

гов составляют 30-40 и иногда 50°. В северо-западном крыле углы падений не превышают 20-25°. К юго-западу от синклинали намечается крупная антиклиналь, погружающаяся к северо-востоку. Наклоны пластов пород, слагающих антиклиналь, 50-60°. В осевой части Дарвазского хребта наблюдаются углы падений 70-80°. Мелкие складки, осложняющие описываемую антиклинальную структуру, отмечаются в верховьях Бохуда и Гармо. Складки слабо опрокинуты к северо-западу. В среднем течении р. Бохуд имеется дизъюнктивное нарушение с падением поверхности сместителя на юго-запад. Амплитуда это невелика. По простиранию разрыв быстро затухает.

Восточнее, в бассейне ледн. Федченко и в хр. Академии Наук в связи с труднодоступностью рельефа и широким развитием снежного и ледникового покровов структура первого яруса Курговад-Каракульской зоны остается до настоящего времени слабо изученными. Предположительно можно считать, что обнажающиеся в данном районе породы пшихарвской свиты образуют структуру синклинального характера. Восточнее в низовьях р. Баланджик, в бассейне Каинты, Белеули, Саусая и в верховьях р. Уйсу сланцы пшихарвской и ее стратиграфического аналога белеулинской свиты характеризуются в общем юг-юго-восточным падением пород. Углы падений 30-80°. еще всего, наблюдаются наклоны 60-65°. В долинах рек Белеули Каинды, а также в верховьях Саусая на фоне юго-восточного падения сланцев белеулинской свиты в ряде мест отмечаются мелкие складки.

В левобережье широтного отрезка р. Таньмас в верховьях рек Куйсель и Зулумарт (сев.) и в бассейне Акджилги толща пород, слагающих первый структурный ярус Курговад-Каракульской зоны, образует моноклираль с северными падениями пластов. Углы падения колеблется в пределах от 60° до вертикальных. Иногда отмечаются опрокинутые на юг залегания пород. Моноклираль осложненакими складками и разрывами.

Северное моноклиральное падение пород нижней перми сохраняется и в более восточных районах по южному побережью оз. Кара-и и в Сарыкольском хребте. Углы падения остаются прежними, т. е. 60-70°, иногда до 90°. В левобережье р. Караарт моноклираль осложняется системой дизъюнктивных нарушений сбросового типа. В ряде мест, как правило, опущены на несколько сотен метров. В всем протяжении вдоль разрывов развиты брекчии и зоны ожо-

лезнения. Местами к ним приурочены кварцевые жилы.

Дислокации второго структурного яруса Курговад-Каракульской зоны более простые по сравнению с вышеохарактеризованными. В западном горном обрамлении оз. Каракуль толща верхней перми образует огромную сложную синклинали, прорванную во многих местах крупными гранитоидными интрузивами. Падение пород в ее северо-западном крыле, сложенном терригенно-карбонатно-вулканогенными образованиями каиндинской, карачимской и караджилгинской свит, юго-восточное  $140-160^{\circ}$ , углы падения  $40-60^{\circ}$ . Несколько южнее наклон пластов выполаживается до  $20-30^{\circ}$ . В юго-восточном крыле в левобережье р. Акджилга породы падают на север-северо-запад, а в верховьях р. Баяндкиик - на север-северо-восток под углами  $40-50^{\circ}$ . Ядерная часть синклинали, представленная карбонатно-обломочными накоплениями баяндкиикской и байгашкинской свит, усложнена пологими брахискладками. Примером такой структуры высокого порядка может служить синклинали, расположенная в междуречье Байгашки и Караджилги. Размах ее крыльев  $12-15$  км. В юго-западной части синклинали прорвана гранитоидами Зулумартского интрузива. В правобережье Байгашки известняки баяндкиикской свиты имеют юго-восточные падения под углами  $30-35^{\circ}$ . В долине р. Караджилга в ряде участков породы юго-восточного крыла синклинали наклонены на север-северо-запад под углами  $70^{\circ}$ . Тонкослоистые известняки баяндкиикской свиты, обнажающиеся в левобережье Караджилги, часто бывают смяты в мелкие складки размахом крыльев в первые метры.

К юго-востоку от описанной брахисинклинали, в верховьях р. Караджилга устанавливается узкая антиклиналь с углами падения пород в крыльях  $60-65^{\circ}$ . Складка простирается вначале с юго-запада на северо-восток, а затем почти строго на север. Крылья ее сложены породами караджилгинской и баяндкиикской свит. В ядре обнажаются вулканогенно-терригенные образования карачимской свиты. В юго-западной части антиклиналь прорывается гранитоидами Зулумартского интрузива. Здесь отмечаются углы наклонов в  $70-80^{\circ}$ . Более мелкие складки имеются также в бассейне р. Каинды, в верховьях р. Баяндкиик и в левобережье Акджилги. Вблизи гранитоидных массивов в верхнепермских отложениях наблюдаются изменчивые простирания и крутые углы падения. Часто породы верхней перми простираются параллельно линиям интрузивных контактов.

Выше охарактеризованные структуры Курговад-Каракульской зоны сформировались в две фазы. Структуры первого яруса были созданы в результате диастрофизма в конце ранней перми. Толща верхней перми дислоцирована к началу мезозоя. Морфологический облик важнейших ее послепалеозойских дислокаций определяется в основном новейшими тектоническими движениями.

Ванчская зона включает северо-западный склон Язгулемского, территорию Ванчского и нижнюю часть южного склона Дарвазского хребтов, а также верховья р.Таньмас и южное побережье оз.Каракуль. Южная граница зоны выражена Язгулемским и Кызылджиикским разломами. С севера она ограничивается Южно-Дарвазским разломом.

Стратиграфия. Докембрийское складчатое основание зоны сложено метаморфическими породами ванчского комплекса или серии (ванчский тип). Разрез палеозоя начинается толща, выделяемая в Зорабатскую или же андергоз-дустирозскую свиту. По всей площади своего распространения свита имеет однотипное строение и одинаковые мощности. В ее сложении принимают участие мраморизованные известняки с прослоями филлитовидных сланцев и кварцитовидных песчаников. Мощность 800 м.

В мраморах верхней части андергоз-дустирозской свиты содержатся органические остатки рода *Conularia*, распространенные, по мнению Б.С.Соколова, от верхов кембрия до перми и наиболее характерные для среднего палеозоя (Бархатов, 1963). Имеются также указания о наличии остатков кембрийской фауны в долинах рек Дустироз, Сунгат, Шабук и в ряде других мест (Хамидов, 1967). По положению в разрезе под фаунистически охарактеризованными отложениями ордовика возраст андергоз-дустирозской свиты определяется в пределах кембрия и, возможно, нижнего ордовика.

Описанные отложения согласно и с постепенным переходом перекрываются толщей ордовика, состоящей из чередующихся сланцев и песчаников. В нижней части разреза толщи в долине р.Язгулем в зеленоватых сланцах содержатся остатки тремадокских трилобитов (Чуенко, 1938; Бархатов, 1963). Выше лежащая ее часть подразделяется на три пачки. Внизу залегает пачка зеленоватых, реже фиолетовых глинистых и филлитовидных сланцев с прослоями и линзами белых и серых известняков, включающих остатки среднеордовикских граптолитов и трилобитов. Мощность 50-180<sup>0</sup>. Выше следует черные плитчатые филлитовидные сланцы и алевролиты с прослоями песчани-

ков. Здесь отмечаются остатки трилобитов, граптолитов и криноидей, указывающих на верхнюю половину лландейло. Мощность 120-260 м. Верхи ордовика слагает пачка зеленовато-серых филлитовидных сланцев с прослоями песчаников, известняков и доломитов. В данной пачке содержатся граптолиты позднеордовикского возраста. Мощность 100-160 м. Общая мощность ордовика 600 м.

Нижний силур представлен серыми и черными плотными и песчанистыми известняками с прослоями и пачками глинисто-известковистых сланцев, песчаников и алевролитов. В известняках в долине р. Язгулем обнаруживаются многочисленные органические остатки табулят, брахиопод, криноидей, свидетельствующие о лландоверинлоксском возрасте вмещающих их пород (Чуенко, 1938; Бархатов, 1963; Карапетов, 1965; Винниченко, 1979). Мощность описанных отложений 800-1000 м. Верхний силур выражен переслаиванием темно-серых плитчатых и светлых песчанистых известняков, включающих остатки лудловской фауны (Бархатов, 1963). Мощность 800 м.

Силурийские отложения вверх по разрезу постепенно сменяются породами девона. В районе водоразделов между долинами Ванча и Язгулема в западной части Ванчского хребта выше верхнесилурийских известняков залегают плитчатые и листоватые доломитизированные известняки, в которых наряду с силурийскими формами содержатся девонские органические остатки. В правобережье р. Пяндж по ущ. Мотравн обнаружены остатки криноидей, указывающих на принадлежность вмещающих их пород верхнему силуру-среднему девону (Винниченко, 1979). Более молодые отложения девонской системы устанавливаются в долине р. Ванч. В низовьях р. Гудживас толща девона сложена доломитизированными известняками и массивными доломитами. В низах толщи имеются прослои известково-глинистых сланцев и мергелистых известняков. В верхней части ее отмечаются прослои эффузивов. В известняках часто встречаются остатки амфиопор, брахиопод и криноидей фаменского яруса. Мощность толщи 500-600 м. Западнее, в устьевой части р. Баравн обнажаются доломитизированные известняки, в которых найдены остатки криноидей позднесилурийско-раннедевонского возраста (Винниченко, 1979). Стратиграфически выше лежат, видимо, известняки ущ. Потау, где известны остатки брахиопод и криноидей позднедевонского возраста (Чуенко, 1938). В восточной части зоны в левобережье верховий Хаврездары толща девона имеет состав, близкий к вышеописанному. Здесь обнажают-

ся известняки и доломиты с органическими остатками криноидей позднедевонского возраста.

В нижнем течении р. Ванч известняки силура и девона несогласно перекрываются терригенно-карбонатной толщей среднекарбового возраста. В основании толщи залегает пачка чередующихся глинистых сланцев, песчаников и тонкослоистых известняков с горизонтом грубообломочных известняковых брекчий. Выше по разрезу широкое развитие получают глинистые и глинисто-серицитовые сланцы с редкими прослоями бурых с поверхности известняков. В устьевой части р. Ванч по сая Шировгак в известняковых прослоях содержатся остатки фузулиид, возраст которых, по мнению определявшей их В. Д. Салтовской, не ниже среднего карбона. В долине р. Биچارв в этой же части разреза имеются водоросли, указывающие на возраст вмещающих пород в интервале визе-поздний карбон (Винниченко, Кухтиков, 1974). Верхи разреза толщи карбона представлены зеленоватыми и малиновыми сланцами с единичными валунами доломитов размером до I м. От устьевой части долины р. Ванч каменноугольные отложения прослеживаются вдоль нижней части южного склона Дарвазского хребта на северо-восток к ущелью Арнонад. В районе сел. Садварг в прослоях известняков среди сланцев найдены остатки фораминифер, имеющих, по заключению З. З. Муфтиева, ранне-среднекаменноугольный (не ниже визе) возраст (Винниченко, 1978<sub>2</sub>). Восточнее стратиграфическим аналогом описанных отложений является нижняя часть толщи сланцев и тонкослоистых известняков, обычно обособляемая под названием музкольской свиты. В карбонатных породах указанной свиты в различных пунктах ее распространения были встречены органические остатки от силура до перми включительно (Реманько и др., 1970). Совместное нахождение в одной толще разновозрастных остатков указывает на явления переотложения более древней докаменноугольной фауны. Таким образом, возраст описанной толщи должен определяться в пределах среднего карбона-перми. Мощность толщи около 2000 м.

Наиболее древние отложения мезозоя, относящегося к постгеосинклиналильному комплексу, представлены верхнетриасовыми черными плитчатыми песчаниками, сланцами и конгломератами мощностью 650 м. Выше в разрезе мезозоя Ванчской зоны залегают юрские пестроцветные терригенные накопления. Мощность 800-900 м.

Кайнозойская (палеоген-неогеновая) толща в Ванчской зоне



состоит из красноцветных конгломератов, песчаников, глин и гипсов. На подстилающих породах кайнозойские отложения залегают резко несогласно. Мощность не более 250 м.

**Интрузивный магматизм.** Древнейшие интрузивные породы в пределах зоны представлены габбро-амфиболитами и амфиболитами, образующими согласные пластообразные тела среди метаморфических толщ докембрия Ванчского хребта. Средняя длина тел достигает 8 км, ширина 70-200 м. Центральные части интрузива сложены габбро-амфиболитами, краевые - амфиболитами. Указанные породы, как правило, сильно огнейсованные, особенно в краевой части. Контактные изменения вмещающих пород незначительны. Описанные породы выделяют в дустирозский интрузивный комплекс, возраст которого принимают допалеозойским (Акрамов и др., 1977).

Более поздние интрузивные породы Ванчской зоны обособляются в ванч-язгулемский комплекс, объединяющий многочисленные интрузивы преимущественно гранитоидного состава. Один из них, Джамакский массив, находится на юго-восточном склоне Ванчского хребта. Интрузив образует многофазное асимметричное штокообразное тело. Центральную часть Джамакского интрузива составляют главным образом диориты и кварцевые диориты. Среди них отмечаются ксенолиты и мелкие тела габбро-норитов, габбро и амфиболитов, являющихся, по мнению В.И.Буданова (1964<sub>1</sub>), продуктами наиболее древней интрузивной фазы. В бассейне р.Ахи кварцевые диориты и диориты прорываются множеством тел гранитов и пегматитов. Постмагматические производные представлены разнообразными скарнами. В следующую фазу по ослабленной периферической зоне произошло внедрение гранитов и гранодиоритов из серии рапакиви. Жильные производные данной фазы составляют многочисленные жилы и апофизы гранитов, пегматитов, аплитов. Отмечаются микроклиновые прожилки. Из постмагматических производных имеются скарны и кварцевые жилы. Заключительный этап формирования Джамакского интрузива ознаменовался образованием лейкократовых сиенито-гранитов, относящихся к крайним дифференциантам серии рапакиви.

Гранитоидные интрузивы северо-восточной части Ванчского хребта (Ванчско-Гумасский, Верхнеязгулемский, верховец ледн. Федченко и др.) характеризуются несколько иным строением. Все они являются многофазными плутонами, вытянутыми согласно с общим простираанием складчатых структур. М.Х.Хамидов (1967) предпо-

дагает, что на глубине интрузивы соединяются друг с другом.

Наиболее изученный Ванчско-Гумасский интрузив располагается в средней части северо-западного склона Ванчского хребта, прослеживаясь от ледн. Федченко на юго-запад до долины р. Чихох. Тело интрузива имеет форму пластообразной залежи с локальными раздувами и согласными крутопадающими контактами. Описываемый массив сформировался в результате внедрения магмы в четыре фазы.

Диориты, кварцевые диориты и монциты слагают тела первой интрузивной фазы. Из жильно-магматических производных, связанных с указанной фазой, развиты пегматиты, жилы и апофизы диоритового состава. По контактам диоритовых тел наблюдаются скарны.

Породы следующей фазы представлены роговообманковыми гранитами и гранодиоритами. Во всех случаях устанавливаются постепенные переходы от нормальных гранитов к гранодиоритам. В эндоконтактной полосе встречаются порфиридовидные и гнейсовидные биотитовые граниты. Жильная стадия выражена аплитами и пегматитами, а постмагматическая — скарнами и кварцевыми жилами.

В третью фазу происходит внедрение мелкозернистых биотитовых гранитов, образующих ряд секущих жилообразных тел и мелких штоков. В заключительную интрузивную фазу образуются тела лейкократовых мелко- и среднезернистых гранитов с турмалином и молибденитом. Повсеместно в породах наблюдаются следы протоклаза и катаклаза. Пегматиты и аплиты, связанные с фазой лейкократовых гранитов, содержат турмалин и молибденит. Контактные изменения проявились в эпидотизации, хлоритизации, альбититизации, серицитизации и грейзенизации.

Описанные интрузивы гранитоидов обычно сопоставляются с массивами соседней области Язгулемского хребта. В частности, многие исследователи указывают на сходные черты между Джамакским и Камочдаринским интрузивами. При этом территория Ванчского хребта рассматривается как составная часть альпийского складчатого пояса. На основании данных радиометрических измерений все гранитоидные интрузивы, расположенные на территории Ванчской зоны, рассматриваются как мел-палеогеновые (Буданов и др., 1961), третичные (Хамидов, 1967) или палеогеновые (Расчленение..., 1976) образования.

Ранее П. П. Чуенко (1938) отмечал, что отсутствие прямой свя-

зи Камочдаринского интрузива с гранитоидами Ванчского хребта не позволяет с полной ответственностью устанавливать альпийский возраст последних. Он склонен считать ванчские интрузивы палеозойскими. Различия между Камочдаринским интрузивом и гранитоидными телами Ванчского хребта вполне закономерны, поскольку приурочены они к разным тектоническим зонам с разновозрастной структурой. Различие тектонических условий формирования сравниваемых интрузий признается многими геологами. И если принять во внимание тесную пространственную и временную связь гранитоидного магматизма с главнейшей фазой диастрофизма, то интрузивы Ванчского хребта нужно будет считать более древними по сравнению с Камочдаринским массивом, по крайней мере допалеозойскими.

Тектоника. Палеозойский структурный комплекс Ванчской зоны подразделяется на два яруса. Первый из них слагают породы кембрия, ордовика, силура и девона, второй — каменноугольно-пермские отложения. К числу важнейших дислокаций первого структурного яруса относится крупная синклиальная складка в западной части Ванчского хребта. Ядерная часть складки выполнена карбонатными породами силура и девона, крылья сложены терригенно-карбонатными накоплениями кембрия и ордовика. Простираение структуры в правобережье р. Пянджа близко к меридиональному. Падение пластов пород в крыльях изменчивое. Чаще всего отмечаются углы падений в  $40-45^{\circ}$ . В ядре залегания, как правило, пологие. В левобережье р. Ванч синклиналь плавно меняет простираение с меридионального на северо-восточное. В среднем течении р. Ванч наблюдается лишь ее юго-восточное крыло. В низовьях левых притоков р. Ванч породы кембрия, ордовика и силура отличаются северо-западным падением, на фоне которого выявляются мелкие складчатые дислокации. Отложения девона в низовьях рек Гудживас и Баравн образуют моноклиналичную структуру с крутыми северо-западными наклонами пластов слагающих ее пород. Крылья вышеохарактеризованной синклиальной складки осложнены системой разрывов и мелких пликтивных структур. В устьевой левобережной части р. Ванч ордовикские и силурийские отложения северо-западного крыла нарушены серией разрывов, падающих на юго-восток под углами  $50-70^{\circ}$ . Нормальная последовательность пород в разрезе крыла при этом не нарушается. Амплитуды перемещений по вышеотмеченным дизъюнктивам невелики, всего

несколько десятков метров.

В левобережье нижнего течения р. Язгулем толща кембрия и ордовика разбита серией разрывов на ряд блоков, внутренняя структура которых представлена моноклиналиями (рис. 10). Вблизи

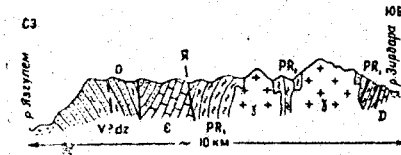


Рис. 10. Геологический разрез правого борта р. Матравндар. разрывов часто наблюдаются мелкие складчатые структуры. К их числу относятся складки в известняках андергоз-дустирозской свиты в устьевой левобережной части Матравндары (рис. 11).

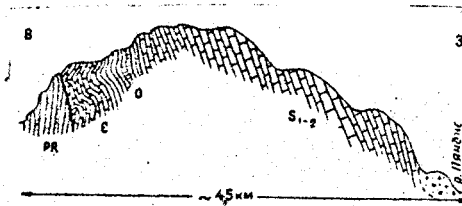


Рис. 11. Геологический разрез левого борта р. Язгулем ниже сел. Матравн.

В среднем течении р. Язгулем выше сел. Джамак породы кембрия, ордовика и силура образуют узкую синклираль с углами падений на крыльях  $40-60^\circ$ . Простираение складки совпадает примерно с ориентировкой речной долины, т.е. с юго-запада на северо-восток. Река прорезает нередко всю толщу палеозоя, слагающую ядерную часть синклинали, вплоть до кварцитов джамакской свиты. В таких местах отложения кембрия, ордовика и силура сохранились на склонах, в виде двух падающих навстречу друг к другу к руслу р. Язгулем моноклиналей. Контакты между известняками кембрия этих моноклиналей и подстилающими их кварцитами джамакской свиты бывает внешне сходны с дизъюнктивными нарушениями. Видимость тектонической осложненности поверхности стратиграфического налегания известняков на кварциты джамакской свиты возникла

в результате интенсивного проявления гравитационного тектогенеза. На крутых склонах долины р. Язгулем более мягкие породы палеозоя легче запрокидываются под воздействием силы тяжести, чем прочные и жесткие кварциты докембрия. При запрокидывании пласты пород известняков кембрия соскальзывают вниз по склону, сминаясь в мелкие складки. Именно наличие таких складок и рассматривается как один из важнейших указателей тектонической природы контактов между известняками и кварцитами. Приповерхностный характер складок, их строгая приуроченность к резко расчлененным формам рельефа и общая опрокинутость вниз по склону свидетельствуют о четвертичном возрасте и несомненно гравитационном происхождении указанных дислокаций.

В более восточных районах Ванчской зоны породы первого структурного яруса палеозойского комплекса слагают значительно меньшие площади, чем вышеописанные. Тектонические структуры в этих частях зоны изучены слабее вследствие труднодоступности и широкого развития ледникового покрова. В верховьях р. Шаугадо известняки андергоз-дустирозской свиты и песчано-сланцевые накопления ордовика образуют синклиналь, простирающуюся с юго-запада на северо-восток. Породы в крыльях складки падают под углами  $40-60^{\circ}$ . Оба крыла синклинали осложнены круто (до  $80^{\circ}$ ) падающими на юго-восток дизъюнктивами. В известняках кембрия, участвующих в сложении описываемой складки, отмечаются мелкие пликвативные дислокации. В правобережье ледн. Грум-Гржимайло ордовикские отложения обнажаются в узком тектонически ограниченном блоке. Внутренняя структура блока в связи с его труднодоступностью не выяснена. Девонские известняки в левобережье верхнего течения Хаврездары характеризуются моноклиальной структурой с падением пород на север-северо-запад под углами  $40-50^{\circ}$ .

Породы второго структурного яруса занимают северную окраину Ванчской зоны. Структура их представляется в виде гигантской моноклинали. В западной части в долине р. Ванч пласты пород в моноклинали падают на северо-запад под углами  $65-70^{\circ}$ . При движении на восток падение пород становится круче, приближаясь к  $80-85^{\circ}$ , нередко к  $90^{\circ}$ .

Охарактеризованные структуры Ванчской зоны были созданы в процессе проявления двух фаз. Дислокации первого структурного яруса сформировались в конце девона. Толща второго яруса была смя-

та в пермский период.

Триасовые отложения, входящие в постгеосинклиальный комплекс, слагают крутопадающую к западу моноклиаль меридионального простирания. От палеозойских пород толща триаса отделена дизъюнктивными нарушениями, поверхности которых наклонены навстречу друг другу под углами  $80-85^{\circ}$ .

Юрские отложения долины р. Ванч характеризуются запад-северо-западными наклонами, углы падения бывают довольно крутыми (Кухтиков и др., 1971; Винниченко, 1979).

Структура кайнозойских (палеоген-неогеновых) отложений недостаточно выяснена в виду разрозненности выходов и слабой их обнаженности. Кайнозойские глины, гипсы, конгломераты и песчаники выступают в виде узких тектонических щелей моноклиального строения.

Акбайтальская зона включает площадь хребтов Зорташкол и Кызылджик, территорию Рангкульской впадины и ее горного обрамления. С юга зона ограничена Язгулемским разломом. На севере ее граница выражена Кызылджикским разломом. В районе урочища Аилзутек указанные разломы сочленяются и Акбайтальская зона выклинивается. К востоку, судя по материалам Н.А. Беляевского (1965), зона протягивается в северо-западную часть хр. Куньлунь.

Стратиграфия. Комплекс основания Акбайтальской зоны сложен толщей кристаллических пород ташкольской серии, имеющей условно рифейский возраст (зорташкольский тип).

Разрез геосинклиального комплекса зоны характеризуется наличием отложений от кембрия до перми включительно. Фаунистически обоснованные кембрийские накопления в пределах Акбайтальской зоны обнаружены в нижнем течении р. Тоуташ. В небольших изолированных выходах тонкоплитчатых известняков здесь собраны остатки трилобитов раннекембрийского облика (Пашков, 1964г). Аналогичные породы обнажаются в районе Красной горы по северному берегу оз. Шоркуль. Залегание описанных отложений с кембрийскими остатками фауны нарушено разломами. С уверенностью все же можно утверждать, что известняки Красной горы и устья р. Тоуташ являются древнейшими в разрезе Акбайтальской зоны. Взаимоотношения с более молодыми отложениями и истинная мощность известняков остаются не выясненными.

Наибольшее распространение в пределах Акбайтальской зоны имеют вулканогенно-терригенно-карбонатные образования нижнего палеозоя. Э.Я.Левен (1960) обособил их в тузгунтеревской комплекс и подразделил на семь свит. С учетом позднейших материалов толщу нижнего палеозоя подразделяют на четыре свиты (Расчленение..., 1976).

Нижняя ишийская свита сложена эффузивами с прослоями и линзами сланцев, песчаниками и мраморизованными известняками. Среди эффузивов преобладают породы основного состава: диабазы, спилиты, порфириды. В хр. Кызылджик отмечаются кварцевые кератофиры, ортофиры, сильно измененные альбитофиры и кварцевые порфиры. Видимая мощность ишийской свиты 1000 м. Возраст ее определяется по положению в разрезе как кембрийский.

Описанные отложения согласно перекрываются толщей пород тоуташской свиты. В сложении свиты участвуют фиолетовые, зеленоватые и темно-серые кремнистые и глинистые сланцы и желтовато-бурые известняки с редкими прослоями и линзами плитчатых кварцитовидных песчаников и реже пластообразными залежами диабазов. В прослоях известняков содержатся остатки раннеордовикских водорослей (Левен, 1960; Карапетов, 1965). Мощность тоуташской свиты около 280 м.

Выше согласно залегает кызашуйская свита, сложенная кварцитовидными песчаниками с прослоями глинистых сланцев и эффузивов. На плоскостях напластования песчаников часто встречаются следы ползания червей, волноприбойные знаки и трещины усыхания. Органических остатков в породах кызашуйской свиты не найдено. Считается, что по возрасту, свита соответствует верхам нижнего ордовика. Мощность ее 700 м.

Верхи разреза ордовика, включающие осадки среднего и верхнего отделов, выделяются в рангкульскую свиту. Разрез ее по северному побережью оз. Рангкуль представляется в следующем виде. Согласно на породах кызашуйской свиты залегает пачка (200 м) плитчатых мраморизованных известняков с прослоями глинистых сланцев. В устье р. Кызашу в сланцах содержатся ереднеордовикские остатки трилобитов, брахиопод и криноидей. Выше следуют зеленоватые кварцево-серицитовые сланцы с линзами и прослоями мраморизованных известняков. Мощность их около 100 м. В известняках обнаруживаются многочисленные остатки криноидей

среднего ордовика. Верхи разреза сложены слоистыми известняками с редкими остатками брахиопод и зеленоватые плитчатые песчаники и сланцы. В этой части разреза ордовика имеются линзы рассланцованных эффузивов. Общая мощность описанной толщи около 1000 м. В Акбайтальском районе в составе средне-верхнеордовикских отложений преобладают зеленоватые, серые глинистые сланцы с прослоями и линзами песчаников, доломитов и известняков. В зеленых сланцах содержатся среднеордовикские граптолиты, а в известняках стебли криноидей и таблички цистоидей (Карпетов, 1965). Мощность среднего-верхнего ордовика в Акбайтальском районе 600 м.

Силурийские и верхнепалеозойские отложения развиты в южной части Акбайтальской зоны в Акбайтальском районе. Силурийские отложения, согласно перекрывающие породы ордовика, представлены в нижней части тонкослоистыми известняками с прослоями глинистых сланцев. В известняках встречены органические остатки криноидей, табулят и брахиопод венлокского и лудловского ярусов (Бархатов, 1963; Расчленение..., 1976; Винниченко, 1979 и др.). Мощность не более 100 м. Выше залегают конгломератовидные известняки. Мощность 200-250 м. В них содержатся остатки криноидей, наутилоидей и табулят, указывающих на венлок-лудловский возраст вмещающих пород. Верхи разреза силура сложены слоистыми известняками (около 100 м) с органическими остатками табулят, криноидей и ругоз верхов лудлова. Общая мощность силура около 800 м.

Девонские отложения, согласно залегающие на силурийской толще, состоят почти нацело из карбонатных пород. Фаунистически обосновано наличие отложений всех трех отделов девона (Виноградов, 1958; Бархатов, 1963; Карпетов, 1965; Расчленение..., 1976 и др.). Толщу нижнего девона слагают массивные, грубослоистые обломочно-детритусовые известняки с остатками раннедевонских брахиопод. Мощность 600 м. С.С. Карпетов (1965) определяет общую мощность нижнего девона в 250 м. Выше следуют известняки и доломиты с обильными остатками табулят, криноидей, реже ругоз и строматопороидей эйфельского яруса. Вверх по разрезу их сменяют детритусовые известняки с кораллами живетского яруса. Мощность среднего девона более 1000 м. В нижней части верхнедевонской толщи наблюдаются тонколистоватые мергели, глинистые слан-



цы с маломощными прослоями глинистых известняков. На них лежат грубослоистые известняки, мергели и глинистые сланцы. Многочисленные остатки брахиопод, колониальных и одиночных кораллов позволяют выделить в разрезе верхнего девона отложения франского и фаменского ярусов. Более дробное деление на подъярусы, предлагаемое рядом авторов, носит в большей степени условный характер и не всегда может быть применено на всей площади распространения верхнедевонской толщи. Мощность верхнего девона 250–300 м.

Нижнекарбонные накопления залегают согласно на породах фаменского яруса. Выделяются связанные между собой постепенными переходами отложения турне, виле и серпухова. Толща нижнего карбона представлена органогенно-обломочными, иногда доломитизированными известняками с редкими прослоями глинистых сланцев. Мощность около 300 м. К отложениям среднего карбона относятся органогенно-обломочные известняки с прослоями оолитовых разностей. Устанавливаются осадки башкирского и московского ярусов (Карпетов, 1965). Общая мощность среднего карбона несколько десятков метров.

Верхнекаменноугольные отложения залегают на подстилающих породах трансгрессивно. Литологически толща верхнего карбона подразделяется на две пачки. Нижняя ее пачка сложена красноцветными песчанистыми органогенно-детритусовыми известняками, переслаивающимися с песчаниками и конгломератами. Верхняя пачка состоит из различных слоистых известняков с многочисленными окаменелостями фауны. Общая мощность верхнего карбона 50–70 м.

Описанные отложения вверх по разрезу постепенно сменяются известняками, содержащими органические остатки раннепермского возраста. Мощность их несколько десятков метров. Обычно они трудно отчленимы от каменноугольных, в связи с чем картируются, как правило, совместно с ними в виде единой карбонатной толщи.

К верхам палеозойского разреза условно относится карбонатно-терригенная толща, обнажающаяся в низовьях долины р. Джолбурулюк. Ранее эта толща считалась раннепалеозойской по возрасту (Баранов, 1935). Позднее ее стали рассматривать в качестве аналога каменноугольных отложений сарезской (Карпетов, 1965) или же Музкольской свит (Мельник, 1963). В.И. Дронов в 1968 г. отнес толщу к карбону, выделив ее в каратумшукскую серию (Расчлене-

ние... (1976). И. В. Пыжьянов и А. Х. Кафарский (1974) подразделили толщу на четыре согласно пластующиеся свиты: джалолскую, шарджиманскую, белесскую и ташбулакскую. Возраст первых двух свит они определили ранне-среднекаменноугольным. Отложения белесской и ташбулакской свит отнесены к верхнему карбону-нижней перми. К настоящему времени выяснилось, что к югу от сел. Рангкуль обнажаются породы двух разновозрастных толщ, разграниченных разрывом (Винниченко, 1979). Зеленоватые и фиолетовые песчаники и сланцы граптолитового облика, слагающие крайние северные горки к югу от сел. Рангкуль, являются непосредственным продолжением отложений рангкульской свиты среднего-верхнего ордовика северного побережья оз. Рангкуль. В пользу данного вывода свидетельствуют находки Г. Г. Мельником в 1957 г. позднеордовикских криноидей.

В более южных районах обнажается толща (белесская и ташбулакская свиты), существенно отличающаяся от вышеописанной. В ее составе развиты в основном черные глинистые, углисто-глинистые и глинисто-серицитозные сланцы с редкими прослоями серых песчаных и филлитовидных сланцев, алевролитов и криноидных и пелитоморфных известняков и доломитов. Изредка отмечаются прослойки серых песчаников с мелкой хорошо окатанной галькой жильного кварца. Органические остатки, обнаруженные в известняковых прослоях данной толщи (Левен, 1963; Пыжьянов, Кафарский, 1974; Винниченко, 1979), оказываются разновозрастными. Очевидно, мы сталкиваемся здесь с широко распространенными в складчатых областях явлениями переотложения ископаемой фауны. Возраст толщи сланцев будут определять наиболее молодые позднепермские органические остатки. Взаимоотношения толщи с более древними отложениями палеозоя, в частности с известняками верхнего карбона-нижней перми неясны. По характеру дислокаций известняков и сланцев создается впечатление, что они пластуются параллельно. Видимая мощность около 2000 м.

В разрезе постгеосинклинального осадочного чехла зоны устанавливаются породы юры, мела и кайнозойские (палеоген-неогеновые) отложения. Толщу юры слагают красноцветные мелкогалечные конгломераты и песчаники, коричневатые и зеленовато-серые алевролиты, известняки и доломиты с многочисленными остатками двустворчатых моллюсков (Крейденков и др., 1970). Мощность юры

200–250 м.

Меловые отложения залегают на подстилающих породах юры с постепенным переходом. В ряде мест толща мела залегает с базальными грубообломочными слоями на неровной поверхности, срезающей палеозойские породы (Кухтиков, Винниченко, 1970). Нижняя часть разреза, относящаяся по возрасту к нижнему мелу и, очевидно, сенману, состоит из красноцветных пород. Верхи мелового разреза сложены известняками и мергелями. Общая мощность мела около 500–550 м.

Кайнозойские (палеоген–неогеновые) отложения представлены красноцветными песчаниками и конгломератами мощностью не более 100–200 м.

Интрузивный магматизм. Интрузивные образования, развитые в пределах Акбайтальской зоны, немногочисленны. В Акбайтальском районе известны выходы щелочных габбро. По данным В.И. Буданова (1963), они слагают тела в форме штоков и труб. Размеры их невелики. Крупнейший массив не превышает в диаметре 15 м. Вмещающими породами служат отложения ордовика. Массив отличается зональным строением. В периферических частях развиты крупно- или среднезернистые меланократовые породы, соответствующие среднему типу эссекситового габбро. В центральной части массива наблюдаются крупнозернистые мезократовые разновидности, близкие к эссекситам и эссекситовым габбро. В.И. Буданов (1963) относит описанные породы к палеогеновым образованиям. Ранее здесь же отмечалось наличие основных пород, прорывающих меловые отложения (Хабakov, 1933). В настоящее время установлено, что интрузивы габбро прорывают палеозойские отложения и не затрагивают пород мезозоя и кайнозоя (Винниченко, 1979). Определить их возраст традиционными геологическими методами не представляется возможным. Признавая связь щелочных габброидов и сиенитов с сублатеральным этапом развития (Шейнманн, 1959), возраст описанных пород можно признать послепалеозойским, но не обязательно палеогеновым.

Кроме габброидов в пределах Акбайтальской зоны имеются гранитские массивы, дайки диабазовых порфиритов и кварцевые жилы, которые принято считать палеогеновыми, хотя ни в одном случае фактов прорывания ими мезозойско-кайнозойских отложений не известно. Кварцевые жилы локализованы в основном в областях

распространения рангульской свиты среднего-верхнего ордовика. Дайки диабазовых порфиритов и гранитоиды прорывают породы ишийской и кызашуйской свит. По возрасту они скорее всего палеозойские.

Тектоника. Из вышеизложенного видно, что палеозойский комплекс Акбайтальской зоны подразделяется на два структурных яруса. Нижний ярус представлен породами от кембрия до среднего карбона включительно, второй — верхнекаменноугольно-пермскими накоплениями. Распространение пород указанных ярусов и морфологический облик их структур существенно неодинаковые.

Для первого структурного яруса наиболее характерны складчатые и моноклиналильные дислокации. Примером складчатых структур является антиклинальная складка, установленная в хр. Тузгуньтерескей. В сложении антиклинали принимают участие отложения кембрия и ордовика. В ядре складки обнажаются вулканогенно-терригенные образования ишийской свиты кембрия. Крылья ее слагают породы вышележащих свит тузгуньтерескейского комплекса. Простираение структуры в целом широтное. Углы падения пород в крыльях  $40-60^{\circ}$ . К западу описываемая складка полого погружается. Древнейшие породы ишийской свиты, слагающие ядро складки, к западу от долины Ишибулака постепенно скрываются под отложениями тоуташской и кызашуйской свит. При погружении антиклинали шарнир ее испытывает плавные ундуляции. В районе наибольшего воздымания шарнира в среднем течении р. Кызашу в ядре антиклинали из-под отложений кызашуйской свиты обнажаются породы тоуташской свиты. Углы наклонов пластов пород в крыльях  $50-60^{\circ}$ . Северное крыло несколько круче.

В восточном окончании хр. Тузгуньтерескей антиклиналь слегка изгибается к юго-востоку и затем скрывается под четвертичными отложениями Рангульской впадины. Описываемая антиклиналь осложнена более мелкими складками и разрывами. В среднем течении р. Ишибулак ядерная часть антиклинали разорвана крутопадающими на север дизъюнктивом. Северная часть складки приподнята по отношению к южной на несколько сотен метров. К востоку амплитуда разрыва постепенно уменьшается и уже в верховьях сая Охуру разрыв затухает. В южном крыле антиклинали хр. Тузгуньтерескей отпочковывается серия параллель-

ных разрывов с амплитудой в первые десятки метров (рис. 12).

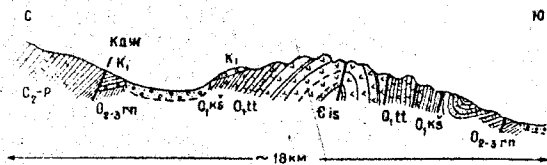


Рис. 12. Геологический разрез правого борта р.Ишибулак.

Складка, сходная по морфологическому облику с вышеописанной, наблюдается в хр.Кызылджиик. Антиклиналь образована породами ишийской свиты. Углы падения пород ее крыльев  $50-60^{\circ}$ . С северо-востока и юго-запада складка ограничена крупными дизъюнктивными нарушениями, падающими навстречу друг другу под углами около  $70^{\circ}$ . К юго-западу от антиклинали в левобережье р.Акбайтал (южн.) породы тоуташской и кызашуйской свит разбиты серией крутопадающих разрывов на ряд блоков, имеющих моноклиналную структуру. Сланцы рангульской свиты в долине р.Акбайтал (сев.) характеризуются выдержанным южным падением пластов под углами  $30-40^{\circ}$ . Юго-восточнее в верховьях Канайтарта (левый приток р.Акбайтал (южн.)) породы тоуташской и кызашуйской свит падают на юго-запад под углами не менее  $50-60^{\circ}$ . По долинам рек Чакрымол и Порджилга падение нижнепалеозойских отложений везде северо-восточное. В долине р.Тоуташ намечаются мелкие складчатые дислокации в породах кызашуйской и рангульской свит.

Карбонатные отложения силура, девона и карбона участвуют, как правило, в сложении моноклиналных структур. В Акбайтальском районе толщи пород указанного возраста имеют южное падение под углами  $50-60^{\circ}$ . В левобережье р.Акбайтал (южн.) в нижней части склона наблюдается моноклинал, сложенная девон-нижнекарбонными известняками, с падением на северо-восток под углами до  $70^{\circ}$ .

Породы второго структурного яруса занимают в Акбайтальской зоне небольшие площади. В Акбайтальском районе известняки верхнего карбона - нижней перми слагают асимметричную синклинал. В юго-западном ее крыле породы падают на северо-восток

под углами  $50^{\circ}$ . Другое крыло осложнено разрывом. Здесь пласты пород стоят на головах. Пермская сланцевая толща низовий р. Жолбурулюк, заключенная между двумя дизъюнктивами, характеризуется юго-западными падениями с наклонами пластов в  $50-60^{\circ}$ , иногда до  $70^{\circ}$  (рис. 13).

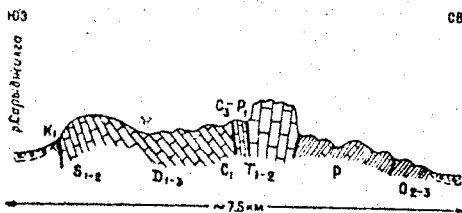


Рис. 13. Схематический геологический разрез Южно-Раиγκульской гряды.

Формирование вышеописанных структур Акбайтальской зоны происходило в герцинский этап тектогенеза. В результате первой фазы диастрофизма, в конце среднекаменноугольной эпохи были созданы дислокации первого яруса. Во вторую фазу в конце перми оформились структуры второго яруса.

Мезозойские и кайнозойские отложения постгеосинклинального комплекса отличаются, как правило, пологими залеганиями, образуя чаще всего моноклинальные, либо синклинальные структуры. В левобережье р. Кызылджик и в долине р. Акбайтал (сев.) отложения мела слагают своеобразные "структуры облекания". Полоса меловых песчаников и конгломератов, обнажающихся по северному склону хр. Зорташкол (сев.) образует крупную моноклиаль, ограниченную с севера дизъюнктивным нарушением. Падение пластов пород северное. В ряде районов моноклиальная структура осложнена серией мелких, иногда довольно сложных складок и разрывных нарушений (рис. 14). Пласты юрских и меловых пород Акбайтальского района залегают практически горизонтально. Разрывные нарушения, рассекающие подстилающие палеозойские породы, чаще всего не затрагивают отложений мезозоя, а если затрагивают, то амплитуда перемещений, как правило, невелика (Винниченко, 1979; Кухтиков, Винниченко, 1970).

Структуры постгеосинклинального комплекса Акбайтальской

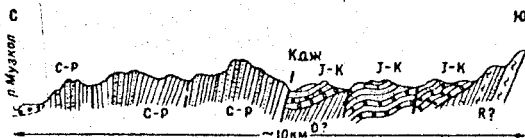


Рис. 14. Геологический разрез северного склона хр. Зорташкол (сев.) по долине р. Кокчукур.

зоны были сформированы в позднемеловое и плиоцен-древнечетвертичное время.

Язгулемская зона охватывает низовья р. Бартанг и большую часть территории Язгулемского хребта. На юге и юго-востоке зона ограничена Бартанг-Пшартским и Бартанг-Акбайтальским разломами. На севере граница зоны проходит по Язгулемскому разлому.

Стратиграфия. Древнее основание Язгулемской зоны сложено докембрийскими породами (язгулемский тип). Большая часть площади зоны покрыта отложениями мезозоя. Палеозойские породы устанавливаются лишь вдоль разломов, ограничивающих зону. На южном склоне Язгулемского хребта в долине р. Беджу известен выход песчаников и сланцев с ордовикскими органическими остатками. На северном склоне в долинах Матравидары и Камочдары наблюдается узкая полоса светлых мраморизованных известняков с окаменелостями девонских криноидей (Винниченко, 1979). Аналогичные известняки обнажаются в более восточных районах по долине Кызылджилги. Полной уверенности в том, что вышеотмеченные отложения ордовика и девона (500 м), распространяются по всей территории Язгулемской зоны, нет. Скорее всего, выступ докембрия в Язгулемской зоне первично лишен осадков палеозоя.

Интрузивный магматизм. Наибольшее количество интрузивных образований Язгулемской зоны приурочено к кристаллическим породам докембрия юго-западной части Язгулемского хребта.

Древнейшие среди них интрузивы среднего, основного и реже ультраосновного составов обособлены в зайчский комплекс (Акрамов и др., 1977). Один из массивов, сложенных породами указанного комплекса, расположен в центральной части северо-западного склона Язгулемского хребта (Зайчский интрузив). Он имеет вытянутую в соответствии с простираем основных структур круто-

падающую к юго-востоку пластообразную форму тела шириной 1,5-2 км, длиной около 2,5 км. Контакты его с породами вмещающих толщ докембрия чаще всего согласные. Экзоконтактовые изменения выражены амфиболитизацией, пиритизацией и гематитизацией кристаллических пород язгулемского комплекса. Основную роль в строении интрузива играют габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты. Реже отмечаются пироксениты, горнблендиты и габбро. В центральной части массива имеются гранодиориты и гнейсовидные крупнозернистые граниты. Жильные породы представлены аплитами, пегматитами, гранитами.

Более мелкие тела аналогичного состава установлены в правобережье р.Пяндж у сел.Дарзуд, в верховьях Барушана и в других местах. Все они характеризуются линзовидной формой тела, согласной со структурой вмещающих пород и имеющей субмеридиональную ориентировку. В сложении Дарзудского массива участвуют главным образом диориты. В других телах обнаруживаются также габбро-диориты, переходящие в краевых частях в габбро-диабазы. Породы сильно изменены и отличаются высокой степенью метаморфизма.

Более поздними по отношению к вышеописанным средним, основным и ультраосновным породам считаются сложные по составу, структуре и соотношениям друг с другом гранитоидные породы.

Общим для всех них является согласное со складчатой структурой залегание в виде полос протяженностью от нескольких сотен метров до нескольких километров. Вокруг гранитоидных интрузий почти повсеместно развиты мощные ореолы мигматизации и метасоматического преобразования пород. Часто встречающиеся в интрузивных телах ксенолиты имеют нечеткие и расплывчатые контакты и ориентированы в соответствии со структурами вмещающих пород. Характерной особенностью гранитоидов является их гнейсовидность. В маломощных пластовых интрузивах преобладают гнейсограниты и гранитогнейсы. В крупных массивах ими сложены краевые части, в то время как в центре выступают граниты массивного оложения.

С гранитоидами связано огромное количество жильных производных. Большая часть их представлена аплитами и пегматитами и в меньшем количестве лампрофирами, диабазами и диабазовыми порфиритами. Изредка отмечаются мелкозернистые граниты. Часто



встречаются кварцевые жилы. Внедрение гранитоидов сопровождается интенсивным проявлением мигматизации и метасоматозе. Мощность ореола метасоматитов достигает 500 м.

Все интрузивы гранитоидов юго-западной части Язгулемского хребта рассматривались совместно с массивами, прорывающими мезозойские отложения соседних районов в составе мел-палеогенового или же палеогенового ванч-язгулемского комплекса (Буданов, 1964<sub>2</sub>; Расчленение..., 1976 и др.). Однако, учитывая резкие различия интрузивных проявлений, приуроченных к породам докембрия, с одной стороны, и к мезозойскому комплексу, с другой, многие исследователи высказывались о их разновозрастности (Николаев, 1936; Бархатов, 1963 и др.). П.П.Чуенко (1938) связывал внедрение интрузивов юго-западной части Язгулемского хребта с палеозойским этапом развития Памира. Не исключен и более древний докембрийский их возраст.

Тектоника. Палеозойские отложения, обнажающиеся вдоль разломов, ограничивающих Язгулемскую зону, слагают крутопадающие моноклиналильные структуры. Толща ордовика на южном склоне Язгулемского хребта характеризуется северо-западными наклонами пластов под углами на менее  $70^{\circ}$ . Девонские известняки в долине Камочдары и Матравдары образуют моноклинал с падением пластов на юго-восток под углами  $80-85^{\circ}$ . В долине Кызылджилги толща девонских известняков простирается широтно. Пласты пород стоят на горах или же круто наклонены на север.

Калакташская зона охватывает южную часть территории Центрального Памира, включая район северного побережья Сарезского озера, хребет Музкол и область горных массивов между Рангульской впадиной и долиной р.Аксу. С юга зона ограничена Бартанг-Пшартским, а с севера Бартанг-Акбайтальским разломами.

Стратиграфия. Складчатое основание Калакташской зоны сложено докембрийскими породами музкольской серии (музкольский тип).

Стратиграфический разрез палеозоя начинают породы зорабатской свиты. В основании ее в долинах рек Бельайрык и Кукуртджилга устанавливается горизонт базальных конгломератов мощностью несколько метров. Выше лежащая часть представлена серыми и полосчатыми мраморизованными известняками с редкими и маломощными прослоями темно-серых, зеленоватых и фиолетовых глинистых сланцев и реже песчаников. Общая мощность зорабатской свиты около 200 м.

Возраст свиты вначале определялся по наличию в ее верхней части остатков брахиопод как раннеордовикский (Дронов и др., 1960). Позднее ее стали относить к кембрию-нижнему ордовика (Пашков, 1962). В настоящее время пачка с раннеордовикскими брахиоподами исключена из состава зорабатской свиты. По положению в разрезе свиту целиком стали относить к кембрию (Расчленение., 1976).

Фаунистически обоснованные отложения кембрия в пределах Калакташской зоны известны лишь в долине р. Вост. Пшарт. Согласно данным В.И. Дронова (1963<sub>1</sub>), здесь отмечаются серые, желтоватые и фиолетовые тонкоплитчатые известняки с прослоями кварцевых песчаников и гравелитов. В известняках содержатся остатки трилобитов, указывающих на принадлежность вмещающих их пород к нижней половине ленского яруса нижнего кембрия. Мощность описанных отложений исчисляется десятками метров. Взаимоотношения их с известняками зорабатской свиты неясны. Условно считается, что известняки долины р. Вост. Пшарт соответствуют нижней части зорабатской свиты (Пашков, 1964<sub>1</sub>).

Ордовикские отложения перекрывают породы зорабатской свиты согласно с постепенными переходами. Переходная пачка состоит из пестроокрашенных сланцев и известняков с редкими остатками раннеордовикских брахиопод. Отмечается наличие туфов и туфолов (?) кератофинов. Мощность пачки около 100 м. Выше следует толща темно-серых, зеленоватых и фиолетовых глинистых сланцев, бурых и зеленоватых плитчатых песчаников общей мощностью около 800 м. По всему разрезу толщи обнаруживаются многочисленные остатки брахиопод, трилобитов, граптолитов, двустворок и криноидей средне-позднеордовикского возраста (Дронов и др., 1960; Бархатов, 1963; Каралетов, 1965; Винниченко, 1979 и др.). В верхах толщи наряду с ордовикскими формами появляются раннесилурийские остатки фауны.

Силурийские породы залегают на отложениях ордовика согласно. В низовьях р. Кзынды песчано-сланцевые накопления ордовика перекрываются толщей органогенно-обломочных плитчатых известняков, глинистых сланцев и песчаников мощностью 350 м. Толща охарактеризована богатым комплексом органических остатков табулят, брахиопод и криноидей, указывающих на наличие в ее составе отложений лландовери и венлока. К верхнему силуру относятся свет-

лые песчанистые доломиты и кварцитовидные песчаники (150 м). В них встречаются многочисленные, но, как правило, плохо сохранившиеся остатки брахиопод; кораллов и криноидей. Общая мощность силура в низовьях р.Козынды составляет 500 м.

В долине р.Кукуртджилга разрез силурийских отложений мало чем отличается от вышеописанного. Толща силура имеет мощность здесь 400 м.

Девонские отложения перекрывают породы силура согласно. В непрерывном разрезе выделяются осадки всех трех отделов девонской системы (Бархатов, 1963; Карапетов, 1965). Нижний девон представлен серыми плитчатыми известняками с прослоями и линзами красноватых глинистых сланцев, песчаников, эффузивов, туфов и конгломератов. Выше залегают светлые и розоватые массивные и массивно-слоистые известняки с многочисленными остатками криноидей, кораллов и амфиопор среднедевонского возраста. Мощность известняков в районе горы Калакташ 650 м. Верхнедевонские отложения пользуются наименьшим распространением, по сравнению с нижним и средним отделами. В левобережье долины Калакташ по овра.Кичикабатджилга, по данным Б.П.Бархатова (1963), обнажаются темные и красноватые известняки, включающие остатки брахиопод фаменского яруса. Мощность известняков не более 50 м. Аналогичные породы выявлены И.Г.Барановым и В.С.Глазуновым (1937) в долине р.Вадут на южном склоне Язгулемского хребта. Мощность верхнего девона здесь 80-100 м. Западнее в долине р.Супос верхнедевонская толща, согласно залегающая на известняках среднего девона, слагается, судя по материалам Б.П.Бархатова (1963), темно-серыми известняками, известковистыми сланцами и песчаниками мощностью 215 м. В северной краевой части Калакташской зоны в районе южного горного обрамления оз.Раинкуль девонские отложения согласно перекрываются толщей слоистых, часто органогенно-обломочных известняков. Фаунистически обоснованы отложения всех трех отделов карбона, а также породы нижней перми (Бархатов, 1963; Мельник, 1963; Карапетов, 1965 и др.). Мощность толщи около 500 м.

Кроме вышеописанных отложений в пределах территории Калакташской зоны отмечают ниже-среднекарбонные терригенные образования, обособленные в сарезскую свиту или серию, и карбонатно-терригенные накопления калакташской свиты позднекаменноугольно-

пермского возраста (Дюфур, 1961; Карапетов, 1965 и др.). Б.Р.Пашков (1978), отстаивая необходимость выделения сарезской серии, подчеркивает, что "наиболее полный ее разрез изучен в многочисленных разрозненных обнажениях, в которых вскрываются разнообразные по составу толщи терригенных и вулканогенных пород" (стр.75). Намеченные им в составе серии "четыре резко различные толщи не имеют между собой стратиграфических взаимоотношений". Эти толщи объединены в сарезскую свиту условно лишь на основании "принадлежности их к карбону и частично верхнему девону" (стр.79). Вряд ли можно сомневаться в том, что в сарезскую свиту или серию в нарушение существующих правил о выделении стратиграфических подразделений ошибочно объединены разновозрастные образования.

В долинах рек Бозбайтал, Кокуйбель, Пангазджилга и в верховьях долины р.Козынды к сарезской свите отнесены метаморфические породы: различные кристаллические сланцы, гнейсы и кварциты с редкими прослоями мраморов. Ранее было показано, что данные породы по долинам Бозбайтала и Кокуйбея вплоть до Кудары относятся к докембрию, представляя часть музкольского комплекса или серии (Винниченко, 1978<sub>4</sub>). Видимо, докембрийский возраст имеют и метаморфические породы аналогичного состава в бассейне р.Пангазджилга и в верховьях р.Козынды. В ряде районов (долины рек Аюкзюсай, Зап.Пшарт) к сарезской свите ошибочно отнесены верхнетриасовые отложения (Винниченко, Кухтиков, 1973<sub>1</sub>). В правобережье р.Балгын в сарезскую свиту включают отложения перми южного крыла Бартанг-Пшартского разлома. В долине Калакташ, по материалам Г.С.Воскоянца и И.В.Пыжьянова (1972), разрез сарезской свиты отличается большой насыщенностью вулканогенным материалом и наличием прослоев туфосланцев и эффузивов. Аналогичный состав имеют пермские отложения, обнажающиеся несколько южнее в Мысхаджирском горном узле.

Калакташская свита, как сейчас установлено, состоит из глыбово-брекчиевых накоплений и залегает в виде горизонта в разрезе толщи верхнего триаса, являясь составной частью последней (Винниченко, Кухтиков, 1973<sub>1</sub>).

С учетом вышеизложенного стратиграфический разрез палеозоя Калакташской зоны должен быть представлен согласно пластуемыми отложениями от кембрия до нижней перми.

Интрузивный магматизм. Большая часть интрузивных проявлений, установленных в пределах территории Калакташской зоны, локализована в выступах пород докембрия ее восточной части. Схема магматизма указанного района с учетом новейших материалов впервые разработана Э.А.Дмитриевым и В.Е.Минаевым (1972). Древнейшие интрузивные породы выделяются в зорбурулюкский комплекс, объединяющий пластообразные тела мелкозернистых алитовидных гнейсогранитов. С ними связаны многочисленные жилы пегматитов и пегматоидных гранитов. В формировании гранитоидов указанного комплекса важнейшую роль играют магматические замещения, метасоматоз, анатектическое плавление. Все интрузивы гнейсогранитов сопровождаются ореолом мигматитов, достигающим ширины первых сотен метров. С внедрением гранитоидов зорбурулюкского комплекса связывают ранние этапы метаморфизма музкольской серии.

К более молодым интрузивным образованиям, развитым в пределах площади выступа докембрия, относятся небольшие, но многочисленные тела основных и щелочных пород, обособленных в четырехфазный кукуртский комплекс. В первую фазу образовались пироксениты и габбро-пироксениты, во вторую — габбро и габбро-диабазы, в третью — диориты и в четвертую — гранодиориты, плагиограниты и плагиоклазиты. Жильные производные представлены дайками диабазов, диабазовых порфиритов и лампрофиров.

После кукуртского комплекса в породы докембрия внедрились гранитоиды. Обычно их выделяют в сарыкольский комплекс, сформировавшийся в три интрузивные фазы (Расчленение..., 1976). Э.А.Дмитриев и В.Е.Минаев (1972) породы каждой фазы относят к самостоятельным комплексам. Наиболее ранними по времени внедрения считаются интрузивы кварцевых диоритов и диоритов пангазджилгинского комплекса. Их прорывают породы тузакчинского комплекса, включающего Тузакчинский, Чичендырский и Акджилгинский массивы. В составе комплекса обособляют породы трех фаз. В первую фазу внедрились пироксен-амфиболовые, амфиболовые, биотит-амфиболовые кварцевые сиениты, во вторую — граносиениты и биотит-амфиболовые граниты и в третью фазу произошло образование средне-крупнозернистых биотитовых гранитов. К жильным производным относятся граносиениты, гранитные пегматиты, алиты, микросиениты и граниты.

более поздние интрузивные образования в пределах восточной части выступа метаморфических пород докембрия представлены гранитоидными телами шатпутского комплекса. Крупнейший из них Шатпутский интрузив приурочен к ядру одноименной антиклинали. Предполагается, что интрузив имеет пластообразную форму (Расчленение..., 1976). Среди пород, слагающих интрузив, выделяются биотитовые, двуслюдястые и биотит-амфиболовые гнейсовидные граниты. Жильные производные гранитоидов образуют редкие жилы аплитов, пегматитов, гранитов и альбититов. В контактовой зоне интрузива широко проявились процессы палингенеза и магматических замещений.

В верховьях рек Акджилга и Бердыш среди массивов тузакчинского комплекса встречаются многочисленные дайки, штоки и трещинные тела гранитоидов, сходных по составу с шатпутскими. В отличие от последних они имеют резко выраженный гипабиссальный облик, в связи с чем Э.А.Дмитриев и В.Е.Минаев (1972) считают необходимым выделить их в самостоятельный бердышский комплекс.

Наиболее молодые интрузивные образования в пределах восточной части выхода музкольской серии представлены многочисленными дайками, трубками взрыва и субвулканическими телами щелочных сиенитов и щелочных габброидов; они впервые обнаружены А.И.Проскурко (1961) и позднее детально охарактеризованы и выделены в дункельдыкский комплекс Э.А.Дмитриевым (1964).

В западной части территории Калакташской зоны интрузивные породы пользуются значительно меньшим распространением. Крупнейший Кударинский массив обнажается в районе водораздела между реками Кокуйбель и Танымас у их слияния. Небольшой своей частью он заходит в левобережье рек Кокуйбель и Кудара. По данным М.Б.Акрамова (1979), тело интрузива приурочено к ядру вытянутой в широтном направлении крупной брахиантиклинали. В районе горы Кудара сохранились реликты кровли интрузива, сложенные гнейсами, кристаллическими сланцами и мраморами.

Интрузив образован биотитовыми мелко-среднезернистыми гранитами, имеющими в основном массивное строение. В приконтактных зонах распространены гнейсовидные граниты, гранодиориты и диориты. Среди гнейсовидных разновидностей отмечаются пироксеновые и амфиболовые граниты. В южной части интрузива на контакте с вмещающими гнейсами и мраморами имеются розовые лейкократовые породы, соответствующие по составу щелочным сиенитам. С перечислен-

ными породами связаны жильные дериваты примерно того же состава. В постмагматическую стадию были сформированы скарны и кварцевые жилы. В последующую фазу внедрились лейкократовые граниты и плагиограниты. Преобладают лейкократовые граниты, главным образом биотитовые, двуслюдистые и мусковитовые разновидности. Плагиограниты нередко связаны с ними постепенными переходами. Жильные производные широко развиты особенно в южной и западной приконтактной зонах. Наблюдаются жилы аплитов, пегматитов, альбитовых гранитов и гранит-порфиров.

Постмагматические образования представлены кварцевыми карбонатными, баритовыми, кварц-карбонатными и другими жилами. Характерны процессы турмалинизации и альбититизации. В краевых частях массива встречаются милониты и катаклазиты. Многие исследователи указывают на интенсивные контактные изменения вмещающих пород.

Серия гранитоидных тел, сходных по своему составу и строению с Кударинским, имеется в области распространения метаморфического комплекса докембрия в долине р.Хаврездара, в верховьях рек Бозбайтал, Акбайтал (сев.), Зорташкол и Сассык (сев.).

Интрузивные породы в палеозойском комплексе встречаются редко. Они представлены маломощными дайками и жилами диабазов и порфиритов в бассейнах рек Калакташ, Кукурт, Сарыджилта и в ряде других мест.

Формирование всех вышеописанных интрузивов обычно связывается с проявлением процессов диастрофизма в мел-палеогеновый этап развития (Буданов, 1964<sub>2</sub>; Расчленение..., 1976 и др.). Определение возраста интрузивных пород производилось на основе представлений о сквозном геосинклинальном развитии Центрального Памира с докембрия до мела и с учетом имевшихся в то время данных радиологических исследований. С поступлением материалов, свидетельствующих о многоярусности Центрального Памира, в частности территории Калакташской зоны, появились высказывания о наличии здесь интрузивов нескольких разновозрастных комплексов (Власов, 1969; Винниченко, 1979 и др.). Эти высказывания получили надежное обоснование как геологическими, так и радиологическими данными (Дмитриев, Минаев, 1972; Винниченко, 1973-; 1981; Агеева, 1976 и др.). Большая часть интрузивных пород, локализованных в метаморфическом комплексе докембрия, относится

к допалеозойским образованиям. Палеозойскими по возрасту, видимо, являются немногочисленные дайки и жилы диабазов и порфиритов. Достаточно надежных геологических данных, свидетельствующих в пользу более молодого, мезозойско-кайнозойского возраста вышеописанных интрузивных комплексов не имеется. Результаты радиологического изучения пород (цифры, полученные калий-аргоновым методом), как сейчас установлено (Афанасьев и др., 1970), не могут быть основополагающими при определении возраста интрузивов.

Тектоника. Тектоническая структура Калакташской зоны одноярусная. Крупнейшей структурой в зоне является синклиналь, сложенная породами силура и девона в верховьях рек Кукуртджилга и Калакташ. Простираение складки широтное. Углы падений пород в ее крыльях  $10-15^{\circ}$ . С юга синклиналь ограничена крутопадающим разрывом, прослеживающимся вдоль южного склона горы Калакташ.

Обнажающиеся южнее линии дизъюнктива кембрийские и ордовикские отложения смяты в пологую антиклиналь с углами наклонов пластов пород  $10-20^{\circ}$ . Крылья осложнены мелкими складками и разрывами.

В районе водораздела между долинами рек Кукуртджилга и Джамбай силурийские отложения характеризуются моноклиналим северным падением под углами  $40-50^{\circ}$ . Как с юга, так и с севера моноклиналь ограничена дизъюнктивными нарушениями. Охарактеризованные структуры, широтно простираясь, погружаются в восточном направлении. В бассейне р. Калакташ палеозойские породы имеют максимальное распространение. Восточнее в левобережье р. Чверайрык палеозой уже выступает из-под мезозойских отложений в виде небольших выходов. Далее в верховьях долины р. Аюкзюсай палеозойские толщи полностью скрываются под мезозоем. В низовьях р. Козынды породы ордовика и силура образует падающую на юг моноклиналь с углами наклонов  $30-40^{\circ}$ . С юга их ограничивает дизъюнктив, сместитель которого наклонен на юг под углами  $65-70^{\circ}$ . В западной части моноклинали под покровом триасовых и четвертичных отложений обрывается Бартаг-Пшартским разломом. Аналогичный облик имеют палеозойские структуры в юго-восточной части зоны в долине Чарыкджартара. Ордовикские отложения слагают в указанном районе моноклиналь, падающую на юг-



юго-восток под углами  $45-50^{\circ}$  (рис.15). Девонские известняки по южному склону Язгулемского хребта образуют узкие тектонически ограниченные блоки в зоне Бартанг-Акбайтальского разлома. Пласты пород в таких блоках падают на север-северо-запад под углами  $70-75^{\circ}$ .

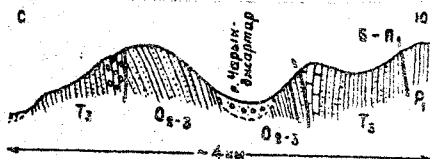


Рис.15. Геологический разрез через долину р. Чарыкджартар.

Большинство исследователей считали, что вышеохарактеризованные дислокации оформились или в мезозое (Дронов, 1964; Бархатов, 1963 и др.), или же в кайнозое (Руженцев, 1968, 1971 и др.). Учитывая наличие регионального углового несогласия в подошве мезозоя, возраст структур, сложенных палеозойскими толщами, следует признать домезозойским. Дислокации палеозойского комплекса Калакташской зоны были сформированы в конце перми.

#### Мезозойские складчатые сооружения

Мезозойские складчатые сооружения охватывают в пределах Памира территорию, лежащую к югу от линии Язгулемского разлома. В южной части Центрального Памира в мезозойской структуре обособляется три тектонические зоны. В пределах Юго-Восточного и Юго-Западного Памира, где верхний палеозой и мезозой образуют единый структурный комплекс, намечается пять зон. Всего в указанной части Памира выделяется восемь тектонических зон (рис.1, 16).

Ваханская зона включает южную часть Ишкашимского хребта, правобережье среднего и верхнего течения р. Шахдара и нижнюю часть левобережья р. Памир. С севера зона ограничена Гармича-миноком, а с юга Северо-Гиндукушскими разломами (Винниченко, Кухтиков, 1975; Кухтиков, 1977; Кухтиков, Винниченко, 1977). В юго-западном направлении Ваханская зона продолжается, согласно имеющимся материалам (Славин, 1976 и др.; Деникаев и др., 1975; геология..., 1980), в левобережье Пянджа в области Афганского Бадахшана.

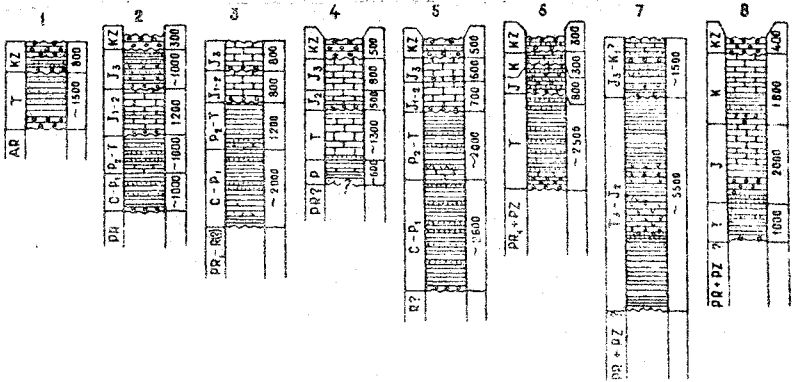


Рис. 16. Стратиграфические разрезы тектонических зон области мезозойд Памира: 1 - Ваханской; 2 - Шугнанской; 3 - Рушанско-Базардаринской; 4 - Истикской; 5 - Зоуташ-Мынхаджирской; 6 - Бартаг-Акджилгинской; 7 - Бартагской; 8 - Язгулем-Акбайтальской.

**Стратиграфия.** Древнее складчатое основание Ваханской зоны слагают кристаллические породы, относящиеся к архею (ваханский тип).

В долине р. Пяндж у сел. Намангут породы докембрия стратиграфически перекрываются толщей верхнего триаса (Винниченко, 1975). Базальные слои верхнетриасовых отложений представлены горизонтом (7-10 м) грубообломочных конгломератов и брекчий, состоящих из валунов и остроугольных глыб гнейсогранитов, гнейсов, кварцитов и диабазовых порфиритов.

Выше залегает толща темных и серых глинистых сланцев и песчаников с поздне триасовыми растительными остатками (Хорев, 1956). В нижней части этой толщи несколько выше базального горизонта среди сланцев были встречены отдельные глыбы и полуокатанные валуны мусковитовых гнейсогранитов и пластообразные тела светлых грубообломочных брекчий, имеющих преимущественно гнейсогранитовый состав обломков. Условия залегания глыб и брекчий свидетельствуют о их осадочном происхождении. Мощность горизонта брекчий от нескольких метров до первых десятков метров. Общая мощность толщи триаса у сел. Намангут достигает 1000 м. Более высокие горизонты ее около 500 м обнажаются в

левого бережье Пянджа, где они слагаются главным образом сланцами. Отдельные выходы аналогичных пород выявляются среди четвертичных наносов к западу от пер.Харгуш в правобережье р.Памир. В левобережье р.Пяндж архейские породы стратиграфически перекрываются толщей сланцев, относящихся к триасу-юре (Славин, 1976).

Стратиграфический разрез Ваханской зоны продолжают кайнозойские (палеоген-неогеновые) красноцветные грубообломочные накопления, представляющие постгеосинклинальные образования. Общая мощность их около 800 м.

Интрузивный магматизм. Подавляющее большинство интрузивных образований Ваханской зоны локализовано в выступах докембрийского складчатого основания. По составу среди них уже в результате работ Таджикско-Памирской экспедиции (Клунников, Попов, 1936) было установлено две группы пород, имеющих существенно несходное распространение в пределах зоны. Первую группу составляют основные и ультраосновные породы, представленные амфиболитами, габбро-амфиболитами, пироксенитами, горнблендитами, пикритами, перидотитами и оливковыми диабазами. Тела их отличаются пластообразной и линзообразной формой, мощность до нескольких десятков метров. Контакты с вмещающими гнейсами резкие и, как правило, согласные. Иногда вдоль контактов наблюдается ороговикование вмещающих пород. В.А.Масленников (1955) указывает, что тела основных и ультраосновных пород встречаются во всех свитах кристаллической толщи докембрия Юго-Западного Памира. Преобладающим развитием пользуются амфиболиты и габбро-амфиболиты, в которых местами сохранились черты состава и структуры магматических пород. Исследованиями К.Т.Будановой (1974) показано, что если амфиболиты встречаются по всему разрезу толщи докембрия Юго-Западного Памира, то ультрабазиты, имеющие состав пикритов, перидотитов, пироксенитов и оливковых диабазов, развиты лишь в полосе 5-10 км в хорогской (по нашим данным, ишкашимской) свите. Согласные тела их характеризуются нередко наличием апофиз с секущими контактами. По составу и структуре указанные породы заметно отличаются от амфиболитов, в связи с чем К.Т.Буданова (1974) выделяет их в самостоятельный даршайский комплекс. Возраст вышеописанных основных и ультраосновных пород считается докембрийским.

Во вторую группу интрузивных образований, связанных с докембрийским фундаментом Ваханской зоны, входят многочисленные тела гранитоидных пород. По возрасту среди них различаются три комплекса. Древнейшими рассматриваются лейкократовые мелкозернистые гнейсограниты и плагиограниты, представленные пластообразными и линзобразными телами, залегающими согласно с вмещающими их породами. Контакты, как правило, послонно-инъекционные. Мощности их изменяются десятками, реже сотнями метров. Протяженность до нескольких километров. Немногочисленные жильные производные относятся к аллитам и пегматитам. В.А.Масленников (1955) включает гнейсограниты и плагиограниты вместе с вышеописанными ультраосновными и основными породами в группу докембрийских доорогенных интрузий. В настоящее время указанные гранитоиды выделяют в зугвандский комплекс докембрийского возраста (Расчленение..., 1976).

Более поздними по времени формирования считаются гранодиориты, гранодиорито-гнейсы, граносиениты и чарнокиты романитского комплекса (Расчленение..., 1976). Их интрузивы встречаются по всей площади выхода докембрийского основания Ваханской зоны. По морфологии интрузивы представляют небольшие межпластовые линзовидные и штокообразные тела как с согласными, так и со сходящимися контактами. Чаще всего гранодиорито-гнейсы приурочены к ядрам пологих антиклиналей. С массивами гранитоидов романитского комплекса связана мигматизация окружающих гнейсов. Мощность зоны мигматизации до 500 м. В.А.Масленников (1955) рассматривал гранодиорито-гнейсы в качестве докембрийских синорогенных интрузий. Согласно более поздним исследованиям, гранитоиды романитского комплекса относятся к раннепротерозойским образованиям (Расчленение..., 1976).

Наиболее молодые гранитоиды, известные в пределах выступа докембрия Ваханской зоны, включаются в памиро-шугнанский комплекс. Выходы их устанавливаются в Шугнанском хребте и в долине Пянджа в окрестностях сел. Намангут. В первом из указанных районов гранитоиды обнажаются в виде полос широтного простирания к югу от Гармчашинского разлома. Вместе с гранитоидами северного крыла отмеченного разлома они включаются в состав крупнейшего на Памире Шугнанского плутона, детально охарактеризованного в работах многих исследователей (Клушников, Попов, 1936; Мас-

ленников, 1955; Бархатов, 1963; Могаровский, 1973; Петрология..., 1978 и др.). Плутон представляется крупным плзстообразным телом, залегающим в ядре пологой синклинали. Вокруг Шугнанского массива наблюдается широкая зона мигматитов самого разнообразного облика от послойных до агматитов, порфиробластических и теневых мигматитов. Южный контакт гранитоидов с вмещающими породами имеет секущий характер. Поверхность его близка к вертикальной.

В сложении Шугнанского массива принимают участие гранитоиды нескольких разновидностей, между которыми бывают как резкие контакты, так и фациальные переходы. Главными в массиве являются: а) мелкозернистые биотитовые, мезократовые гнейсограниты и гранодиориты; б) порфиробластовые биотитовые и двуслюдистые мезократовые гнейсограниты; в) мелко-среднезернистые лейкократовые двуслюдистые гнейсограниты, слагающие наибольшую часть массива (главная фаза); г) крупнозернистые и пегматоидные лейкократовые двуслюдистые и мусковитовые граниты (Петрология..., 1978). Среди жильных образований преобладают пегматиты, приуроченные к останцам кровли и к зонам экзоконтактов. Значение перечисленных разновидностей гранитоидов в сложении различных частей Шугнанского массива неодинаковое. Имеются многочисленные материалы, свидетельствующие о значительной латеральной неоднородности состава массива (Могаровский, 1973; Петрология..., 1978 и др.). В частности, в южной части Шугнанского массива в пределах Ваханской зоны развиты преимущественно средне-крупнозернистые биотитовые и двуслюдистые гранитоиды. Они, как правило, сильно разгнейсованные, подвергшиеся протоклазу и бластезу. Гранитоиды массивного сложения для данной части Шугнанского массива не характерны.

Возраст Шугнанского массива в первые этапы его изучения принимался докембрийским (Николаев, 1936; Масленников, 1955 и др.). Позднее широкое признание получила точка зрения о послесреднеюрском, раннемеловом или же юрско-раннемеловом возрасте гранитоидного массива (Буданов и др., 1959; Бархатов, 1963; Расчленение..., 1976; Петрология..., 1978 и др.). Материалы последних лет возвращают нас к прежним представлениям о древнем, скорее всего докембрийском возрасте Шугнанского массива (Кухтиков, Винниченко, 1973). Имеются также высказывания о возрастной гетерогенности Шугнанского плутона (Шанин и др., 1971). В результате новейших

исследований выяснилось, что отдельные части плутона, существенно отличающиеся друг от друга составом пород, текстурно-структурными и другими особенностями, располагаются в разных крыльях Гармчашминского разлома. Высказывалось предположение о том, что Памиро-Шугнанский плутон, в частности Шугнанский массив, нельзя считать единым интрузивным образованием (Винниченко, Кухтиков, 1975). Вполне возможно, что мы имеем дело с двумя самостоятельными плутонами, Северо-Шугнанским и Южно-Шугнанским, соприкасающимися друг с другом по линии Гармчашминского разлома.

Близкие по составу с описанными гранитоиды известны в долине Пянджа в окрестностях сел. Намангут. Они образуют здесь два небольших выхода. Контакты гранитоидов с вмещающими породами крутопадающие, секущие. Для восточного выхода характерна пластообразная форма тела с падением на юг. В эндоконтактной части гранитоиды гнейсовидные с множеством ксенолитов, гнейсов и кристаллических сланцев. В центральной части порода среднезернистая, массивного сложения. Западный выход в районе развалин крепости Кафиркала целиком сложен гнейсовидными разновидностями гранитоидов. Местами порода в данном выходе имеет вид светлых тонкополосчатых плейчатых гнейсов, постепенно переходящих во вмещающие серые кристаллические сланцы. Жильные производные Намангутского интрузива представлены множеством пегматитовых тел мощностью 5-10 м. Все породы интрузива интенсивно катаклазированы и хлоритизированы. Локально проявились альбитизация и фрейзенизация.

Гранитоиды Намангутского интрузива относятся, согласно исследованиям Н.А.Хорева (1956), к послетриасовым образованиям. Как и гранитоиды Шугнанского массива их включают в памиро-шугнанский комплекс раннемелового или же юрско-раннемелового возраста (Бархатов, 1963; Петрология..., 1978 и др.). Если при выделении интрузивных комплексов учитывать данные о тектонической зональности области распространения входящих в него массивов, то придется признать целесообразным гранитоиды Намангутского и южной части Шугнанского интрузива обособить в самостоятельный намангутский комплекс. Установлено, что породы Намангутского массива локализованы в докембрийском основании Ваханской зоны и перекрыты триасовыми отложениями (Винниченко, 1975). Возраст

их, таким образом, несомненно дотриасовый, скорее всего докембрийский.

Интрузивные породы в осадочном комплексе Ваханской зоны немногочисленны. В районе сел. Намангут верхнетриасовые отложения прорываются дайками диоритов. Мощность даек всего несколько метров, а протяженность 100-200 м. Контакты даек вертикальные. Выщарпанные сланцы на контакте с диоритами имеют вид спекшихся массивных пород.

Возраст диоритов послетриасовый, но несомненно докайнозойский. Галька диоритов содержится в конгломератах кайнозойской (палеоген-неогеновой) толщи.

Тектоника. Вышеохарактеризованная толща верхнего триаса образует единый структурный ярус, входящий в состав геосинклинального комплекса Ваханской зоны. Кайнозойские (палеоген-неогеновые) отложения составляют постгеосинклинальный комплекс.

Триасовые накопления в долине р.Намир слагают моноклиналичную структуру с юг-юго-восточным и запад-юго-западным падением слагающих ее пород. С юга и юго-востока моноклиналь ограничивается Северо-Гиндукушским разломом. В правобережье р.Намир наблюдаются фрагменты северной части моноклинала (рис.17). В районе сел.Намангут триасовые отложения отличаются запад-юго-западными наклонами пластов. Моноклиналичное залегание сланцев и

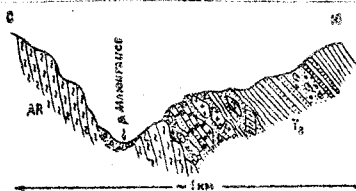


Рис.17. Схематический геологический разрез правого борта р.Намангута по л. (правый приток р.Пяндж) в ее низовьях.

песчаников триаса осложнено мелкими дизъюнктивными нарушениями и складчатыми дислокациями. Углы падений пород 60-70°.

Кайнозойские (палеоген-неогеновые) отложения в пределах Ваханской зоны характеризуются пологими, нередко горизонтальными залеганиями. В левобережье р.Шахдара в бассейне р.Бадландара углы падения олигоцен-миоценовых конгломератов и песчани-

ков достигает 5-7°.

Важнейшие структуры, сложенные толщей триаса, сформировались в конце познетриасовой эпохи. Кайнозойские (палеоген-неогеновые) отложения были дислоцированы скорее всего в ранне-четвертичную эпоху.

Шугнанская зона охватывает территорию юго-западных отрогов Рушанского хребта, водораздельную часть и северный склон Шугнанского хребта, район оз. Яшилкуль, Южно-Аличурский хребет, Салангурскую депрессию и ее южное горное обрамление и район сел. Кызылрабат. По имеющимся данным (Славин, 1976; Денимаев и др., 1975; Геологическая карта..., 1964; Геология..., 1980) зона продолжается на запад-юго-запад в левобережье Пянджа, в восточном направлении через Сарыкольский хребет Шугнанская зона уходит в область Каракорума. Северная граница зоны проходит по Гунт-Аличурскому разлому, южная выражена Гармчашминским и Северо-Гиндукушским разломами.

Стратиграфия. В сложении кристаллического основания Шугнанской зоны принимают участие метаморфические породы северной краевой части выступа докембрия Юго-Западного Памира (шугнанский тип).

Нижняя часть стратиграфического разреза зоны представлена толщей терригенных накоплений, возраст которых определен как каменноугольно-раннепермский. Вышеуказанная толща по всей площади распространения отличается в целом однотипными разрезами. В ее составе устанавливаются черные глинистые сланцы, алевролиты, кварцитовидные песчаники с линзами и прослоями порфиристов и диабазов. В западной части зоны в долине р. Гунт наблюдается нижняя часть толщи, которая описывалась здесь ранее под названием немацдаринской свиты девон-каменноугольного возраста. Свита сложена сланцами, алевролитами и песчаниками с множеством бескорневых глыб гранитоидов, гнейсов и кремнистых пород. В основании немацдаринской свиты залегает горизонт грубосблочных конгломератов и брекчий.

В Кызылрабатском районе в сланцах верхней части описанной толщи имеются остатки раннепермских гониатитов (Клуников и др., 1936). В восточной части Памирского хребта в известняковых глыбах нижней половины толщи обнаруживаются каменноугольно-раннепермские остатки фораминифер. В левобережье р. Аличур в



глыбах отмечаются окаменелости девонской фауны и фораминиферы карбона. В отложениях, относимых к немацдаринской свите, в долине р. Гунт имеются споры девон-каменноугольного возраста (Хореза, Блюман, 1974). С учетом указанных находок органических остатков и по положению в разрезе под фаунистически охарактеризованными отложениями верхов нижней перми описанная толща относится к каменноугольно-нижнепермским образованиям. Мощность 500-1000 м.

Стратиграфически выше в разрезе Шугнанской зоны залегают карбонатно-терригенные и кремнистые накопления, включающие осадки верхней части нижней и верхней перми. В Кызылрабатском районе на песчаниках нижней перми согласно залегают органогенно-обломочные конгломератовидные и песчаные известняки с прослоями кремней и известковистых песчаников. Мощность их 50-60 м. В конгломератовидных известняках содержатся обильные остатки криноидей, мшанок, губок, водорослей и фораминифер (Клунииков и др., 1936). Здесь же обнаружены остатки фузулинид *Neofusulinella* sp. и водорослей *Tubiphytes obscurus* Masl., сходных по облику, по мнению определявших их Б.М. Гущина, с формами, встречающимися в карасинской свите памирского горизонта. В других местах состав верхней части перми аналогичен вышеописанному. Мощность до 100 м.

Верхи пермской толщи Шугнанской зоны представлены глинистыми сланцами, песчанстыми известняками и продуктами коры выветривания. Данные отложения признаются стратиграфическими аналогами тахтабулакской свиты памирского горизонта (Новиков, 1976). Мощность 5-7 м.

Триасовые отложения залегают на подстилающих породах с разрывом, но согласно. Толща триаса Шугнанской зоны характеризуется двучленным строением. Нижняя часть ее, соответствующая по возрасту осадкам от нижнего триаса до карнийского яруса, имеет карбонатно-кремнисто-терригенный состав. Верхняя терригенная часть триаса включает отложения норийского и рэтского ярусов. Карбонатно-кремнисто-терригенные накопления наиболее полно обнажены в долине р. Истык и в восточном окончании Памирского хребта в долине р. Гурумды. Во всех указанных районах на отложениях перми согласно залегают известняки и мергели с прослоями и линзами кремней, песчаников и сланцев. В известняках встреча-

ются остатки двустворок, криноидей, мшанок и т.д. (Клунников и др., 1936; Дронов, Левен, 1961; Бархатов, 1963 и др.).

Стратиграфически выше залегает терригенная толща, достигающая мощности более 1000 м. Толща выражена песчаниками, сланцами и алевролитами. Песчаники нередко образуют пачки мощностью в несколько десятков метров. В подошве пластов песчаников, а также алевролитов обнаруживаются флишевые фигуры. Сланцы чаще всего глинистые по составу. Вблизи гранитоидов они переходят в филлитовидные и кристаллические разновидности. В нижней части терригенной толщи породы бывают известковистые и содержат остатки двустворок, позволяющие отнести вмещающие их отложения к норийскому ярусу (Клунников и др., 1936; Бархатов, 1963; Дронов и др., 1964 и др.). Верхи толщи включают породы рэтского яруса верхнего триаса.

Юрская толща в пределах Шугнанской зоны отличается преобладанием карбонатных пород в нижней и вулканогенных — верхней ее частях. Наиболее полные разрезы карбонатных отложений юры известны в низовьях р. Гурумды. Разрез их здесь имеет следующее строение (Бархатов, 1963; Дронов и др., 1964; Винниченко, 1978<sub>1</sub> и др.). На верхнетриасовых сланцах с угловым несогласием залегает базальная толща грубообломочных конгломератов и песчаников с линзами андезитов и дацитов. Максимальная мощность конгломератов в районе мог. Дарбазаташ достигает 400–500 м. В других местах мощность колеблется в пределах от нескольких десятков до первых сотен метров.

Конгломераты и песчаники вверх по разрезу сменяются грубо-слоистыми и массивными известняками, выделяемыми в гурумдинскую свиту. В нижней части ее наблюдаются конгломератовидные красноватые известняки с редкими остатками раннеюрских двустворок. В отдельных обломках известняков обнаруживаются пермские фузулиниды. Выше по разрезу в грубослоистых известняках имеются остатки геттанг-синемюрских двустворок (Дронов, Левен, 1961). Мощность гурумдинской свиты 200 м. Выше залегают темно-серые слоистые глинистые известняки седекской свиты мощностью около 300 м. В нижней части свиты встречены остатки ааленских и раннебайосских аммонитов.

Разрез юры в правобережье нижнего течения р. Гурумды продолжают песчаники и сланцы с прослоями органогенно-обломочных из-

вестняков. Мощность около 200 м. В долине Кокбелесджангидаван- сая отдельные прослои известковистых песчаников и известняков. Бывают переполнены остатками кораллов чаще плохой сохранности. Из многочисленных находок Г.К.Мельникова отсюда определила *Saianeophyllia ex gr. tomesi* Naby, *Scleractinia* байосского возраста. Здесь же в сланцах встречаются окаменелости аммонитов, указывающие в основном на байосский возраст вмещающих пород.

К батскому ярусу относят толщу (100-150 м) глинистых известняков с прослоями сланцев. Выше согласно залегают грубо- слоистые известняки и глинистые сланцы с остатками келловей- ских аммонитов. Мощность келловей 50-60 м. Общая мощность опи- санного разреза более 1200 м. К востоку мощность постепенно уменьшается. Наиболее резкие колебания мощностей испытывают базальные слои юры. В верховьях р.Гурумды мощность красноцвет- ных конгломератов и песчаников не превышает 100 м. Вышележащая часть юрской толщи имеет мощность не более 700-800 м.

Завершает разрез юры Шугнанской зоны толща вулканогенно- обломочных пород. На подстилающих породах толща вулканитов залегает несогласно. В Кызылрабатском районе в основании толщи наблюдаются пачки конгломератов, песчаников, туфоконгломератов и туфов андезито-дацитового состава. В конгломератах встречаются гальки подстилающих пермских и юрских известняков. Здесь же отмечаются линзообразные тела известняков с остатками келловей- ской фауны. Мощность базальной пачки не более 100 м. Выше по разрезу обнажаются зеленоватые, фиолетовые, ярко-красные анде- зиты, дациты, липариты, кварцевые порфиры. Мощность 800 м. В рай- оне горы Тешикташ и в правобережье р.Аксу выявляются взаимопере- ходы излившихся пород к интрузивам (Месхи, 1964). При удалении от подводящих каналов мощность эффузивных образований постепен- но уменьшается. При этом возрастает роль туфогенных пород. Верхи вулканогенной толщи (100-150 м) сложены туфобрекчиями, туфокон- гломератами, туфопесчаниками, туфосланцами. Общая мощность опи- санных пород более 1000 м. В долине р.Аличур мощность вулканог- енной толщи уменьшается до 400-500 м. В районе оз.Булункуль вулканиты залегают на кристаллических породах докембрия. Они находятся в тесном переплетении с породами подводящих каналов. Особенно развиты дациты и кварцевые порфиры, имеющие постепен- ные переходы с гранит-порфирами. Мощность 200-300 м.

Описанные вулканогенные образования после работ Таджикско-Памирской Экспедиции долгое время считались средне-позднеюрскими (Виноградов, 1958) или же позднеюрскими (Клунников и др., 1936). В результате дальнейших исследований вулканиды стали относить к мел-палеогену (Дронов, Левен, 1961), палеогену (Бархатов, 1963) или же к мелу (Мески, 1964). Имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что вулканогенная толща Кызылрабата, долины р. Аличур и других районов Шугнанской зоны имеют несомненно послесреднеюрский, но докейнозойский, скорее всего позднеюрский возраст (Виниченко, 1974).

Вышеохарактеризованные верхнепалеозойские и мезозойские отложения с угловым несогласием перекрываются толщей кайнозойских (палеоген-неогеновых) красноцветных грубообломочных накоплений. Мощности их колеблются в пределах от нескольких десятков метров до 200-300 м.

Интрузивный магматизм. Среди интрузивных образований Шугнанской зоны устанавливаются две группы пород, различных по составу и масштабам распространения. Одну из них составляют единичные мелкие тела основных пород, другую - многочисленные, как правило, крупные интрузивы гранитоидов. Древнейшие интрузивные породы основного состава приурочены к выступам метаморфической толщи докембрия. Их мелкие согласные тела линзообразной формы, сложенные амфиболитами, габбро-амфиболитами, обнажаются в правобережье р. Пяндж южнее города Хорога. Размеры тел исчисляются от первых метров до нескольких десятков метров. Возраст пород большинство исследователей считают докембрийским.

Более молодые породы основного состава образуют Глыксурдинский пластообразный массив, вытянутый в широтном направлении в левобережье Аличура на расстоянии 6 км при ширине не более 1 км. Контакты его крутопадающие, резкие. Повсеместно они сопровождаются значительным ороговикованием вмещающих пород. Тем самым следует признать, что массив имеет не протрузивную (Чернер и др., 1980; Швольман, 1980), а интрузивную природу. В сложении его участвуют преимущественно средне-крупнозернистые габбро и габбро-диориты. В ряде мест наблюдаются постепенные переходы габбро-диоритов в амфибол-пироксеновые габбро и габбро-диабазы. По сравнению с породами аналогичного состава других районов Юго-Восточного Памира габброиды Глыксурдинского интрузива об-

гащены Al и Mg (Петрология..., 1978). Установлено, что Гликсурдинский интрузив прорывает отложения перми и триаса. Активных контактов с более молодыми отложениями габброиды не имеют. Возраст интрузива может быть принят таким образом условно поздне-триасовым.

Гранитоидные породы в пределах Шугнанской зоны широко распространены. Древнейшие из них представлены мелкими согласными телами лейкократовых гнейсогранитов и аплитов, залегающих среди докембрийских пород в правобережье р.Гунт южнее города Хорога и в долине р.Гунт. Детально изучавшие эти гранитоиды В.А.Масленников (1955) и затем последующие исследователи (Бархатов, 1963; Расчленение..., 1976 и др.) относят их к докембрийским образованиям.

Более поздние по времени формирования гранитоиды устанавливаются как в пределах выступов докембрия, так и среди осадочных толщ геосинклинального комплекса зоны.

Древнейшие гранитоидные породы этой группы слагают Койтезекский массив, обнажающийся в районе одноименного перевала. Он имеет форму крупной пластообразной залежи, приуроченной к ядру синклинальной складки. Вещающими породами служат кристаллические образования аличурской серии докембрия. Вокруг интрузива развита зона гранитизации, мигматизации и иногда ороговикования. Ширина зоны контактово-измененных пород достигает 2000 м.

В сложении Койтезекского интрузива принимают участие породы трех фаз (Расчленение..., 1976; Петрология..., 1978 и др.). В первую фазу внедрились кварцевые диориты, диориты и кварцевые монцониты. Гранитоиды главной фазы слагают большую часть площади Койтезекского интрузива. Устанавливаются плагиограниты, граниты, гранодиориты. Переходы между выделенными разновидностями пород, как правило, постепенные. Местами отмечаются также интрузивные взаимоотношения между гранитоидами разного состава. В пределах фазы намечают иногда три субфазы. В фазу дополнительных интрузий сформировались биотитовые и двуслюдястые микроклиновые граниты, порфириовидные гранодиориты и гранитоид-порфиры как массивного, так и гнейсовидного сложения. С гранитоидами главной фазы кроме пород фазы дополнительных интрузий связаны также жильные граниты.

Выше охарактеризованные гранитоиды Койтезекского массива обычно включают в аличурский интрузивный комплекс, возраст кото-

рого считается раннемеловым (Расчленение..., 1976; Петрология..., 1978). Ранее неоднократно отмечалось, что указанный комплекс объединяет разнородные интрузивные образования. Неоднородность аличурского комплекса связывается, как правило, с неодинаковыми условиями формирования и различной величиной денудационного среза интрузивов (Месхи, 1964; Хасанов, 1974; Расчленение..., 1976 и др.). В настоящее время появились высказывания о генетической и возрастной гетерогенности комплекса. Ряд интрузивов исключен из него и обособлен в другие комплексы. Установлено, что гранитоидные массивы, которые принято включать в аличурский комплекс, локализируются в различных тектонических зонах и в разновозрастных структурных комплексах. Койтезекский интрузив, залегающий в докембрийском складчатом основании Шугнанской зоны и существенно отличающийся по своему составу, строению, форме тела и ряду других особенностей от интрузивов, прорывающих мезозойские отложения, является докаменноугольным, скорее всего докембрийским образованием.

Аличурский массив прослеживается в широтном направлении от устья Мал.Марджаная до долины Караджилги. В отличие от Койтезекского он характеризуется гетерогенным строением. Крупный дизъюнктив подразделяет его на две части. Юго-западная часть массива располагается в области распространения кристаллических пород аличурской серии. Обнажающиеся в этой части гранитоиды сходны с гранитами Койтезекского интрузива.

На востоке гранитоиды Аличурского массива прорывают мезозойские и пермские отложения. Здесь породы более кислые по составу, мелко-среднезернистые, массивные. Из жильных производных отмечаются аплиты, лейкократовые граниты, граносиениты, пегматиты, кварцевые жилы, гнезда и скопления кварца с турмалином. Катаклаз для гранитоидов восточной части Аличурского массива не характерен. Из приведенных материалов следует, что Аличурский массив составляют гранитоиды двух самостоятельных, скорее всего разновозрастных интрузивов. Породы юго-западной части, сходные с гранитоидами Койтезекского интрузива, имеют, очевидно, докембрийский возраст. Восточная часть Аличурского массива представлена мезозойскими образованиями.

Более поздними по отношению к гранитоидам Койтезекского интрузива являются гранитоиды памиро-шугнанского комплекса. Все

интрузивы данного комплекса распространены исключительно в пределах выступов докембрия. Памирский интрузив охватывает большую часть территории Памирского хребта. Он считается антиклинал-плутоном с крутым южным и пологим северным контактами. В Шугнанском хребте гранитоиды памиро-шугнанского комплекса образуют крупное пластообразное тело, залегающее в разрезе докембрийского комплекса Шугнанской зоны.

Состав и строение интрузивов памиро-шугнанского комплекса подробно охарактеризованы в многочисленных работах (Клуников, Попов, 1936; Масленников, 1955; Бархатов, 1963; Буданов, 1964<sub>2</sub>; Месхи, 1964; Могаровский, 1973; Расчленение..., 1976; Петрология..., 1978 и др.), согласно которым среди гранитоидов комплекса выделяются породы трех фаз. Первую из них составляют мелкозернистые гнейсограниты. Главную фазу представляют биотитовые, двуслюдистые и мусковитовые граниты, имеющие максимальное распространение в пределах интрузивов. Эти граниты обладают как массивной, так и гнейсовидной текстурой. К породам заключительной фазы относят лейкократовые пегматоидные граниты с крупнозернистой массивной текстурой. Они тяготеют к апикальным частям интрузивов. Широко развиты жильные производные — аплиты и пегматиты с редкометалльной минерализацией. При формировании гранитоидов памиро-шугнанского комплекса важную роль играли процессы метасоматоза, гранитизации и анатексиса. Вокруг интрузивов наблюдаются мощные инъекционно-мигматитовые ореолы, достигающие ширины от нескольких сотен метров до 2-10 км.

Вопрос о возрасте интрузивов памиро-шугнанского комплекса Шугнанской зоны относится к числу наиболее спорных. Ранее их относили к докембрийским образованиям (Масленников, 1955). Позднее широкое распространение получила точка зрения о послесреднепротерозойском, раннемеловом или хрско-раннемеловом возрасте этих гранитоидов (Буданов и др., 1959; Бархатов, 1963; Могаровский, 1973; Расчленение..., 1976 и др.). В настоящее время получены данные (Кухтиков, Винниченко, 1973; Винниченко, 1975, 1978<sub>1</sub>; Винниченко, Кухтиков, 1975), позволяющие считать указанные гранитоиды несомненно докаменноугольными, скорее всего докембрийскими по возрасту.

Среди интрузивов, прорывающих мезозойские отложения, крупнейшим является Башгумбесский массив. Он обнажается в правобережной части низовьев р. Башгумбес. Форма тела штокообразная с не-

ровной апикальной поверхностью. Вмещающими породами служат каменноугольно-пермские и триасовые терригенные накопления. Интрузивные контакты с юрскими известняками не наблюдаются. Гранитоиды, слагающие Башгумбезский интрузив сформировались в три фазы (Расчленение..., 1976). Наиболее раннюю фазу образуют мелкозернистые гранодиориты, обнаруженные в краевых частях интрузива в виде мелких тел и ксенолитов самого различного размера. Породы главной фазы представлены средне- и крупнозернистыми биотитовыми порфиroidными гранитами. Третью, дополнительную фазу образуют мелкозернистые двуслюдистые граниты. В эндоконтактных частях породы катаклазированы и обогащены темноцветными минералами, иногда вдоль восточного контакта отмечается грейзенизация гранитоидов. Контактное воздействие выразилось в ороговикании, окварцевании, амфиболизации и образовании скарнов.

Гранитоиды, близкие по составу к описанным, устанавливаются также в восточном окончании Южно-Аличурского (Памирского) хребта, где в области периклинального замыкания антиклинальной складки, сложенной породами докембрия, обнажается штокообразное тело Уртабузского массива. Еще недавно считалось, что массив слагают лишь порфиroidные граниты башгумбезского комплекса (Месхи, 1964). В последние годы выяснилось, что в пределах площади массива отмечаются гнейсограниты памиро-шугнанского комплекса (Идрисова, 1973). В верховьях р. Гурумды и в долине р. Кенчибер порфиroidные граниты прорывают песчаники и сланцы перми и триаса. Контактные изменения вмещающих пород проявились в окварцевании и ороговикании. Вдоль восточного контакта наблюдается серицитизация и амфиболизация пород. Ширина контактового ореола достигает 1-1,5 км. В бассейне рек Бельайрык и Кенчибер в непосредственной близости от гранитов обнажаются юрские известняки, совершенно лишенные признаков контактового метаморфизма. Красноцветные конгломераты базальных слоев юры перекрывают граниты Уртабузского массива. Наличие валунов и галек гранитоидов башгумбезского комплекса в конгломератах, подстилающих юрские известняки, отмечалось ранее в устьевой левобережной части р. Гурумды (Николаев, 1934). В междуречье Кенчибера и Бельайрыка порфиroidные граниты Уртабузского массива прорывают метаморфические породы и локализованные в них дайки и жилы, связан-



ные с гранитоидами памиро-шугнанского комплекса (Винниченко, 1978<sub>3</sub>).

С учетом приведенных данных гранитоиды Уртабузского массива следует признать более молодыми по сравнению с гнейсогранитами Памирского интрузива. Они внедрились в толщу пермских и триасовых сланцев перед началом юрского осадконакопления.

В более восточных районах Шугнанской зоны интрузивные образования существенно отличаются от вышеописанных. В Ваханском хребте обнажается Джаманшуринский массив, прорывающий толщу пермских сланцев. Вдоль южного склона и водораздельной части хребта породы Джаманшуринского массива прослеживаются на запад вплоть до Зоркульской впадины. К югу от озер Кукджигит и Чаканкуль устанавливается еще один, Ваханский гранитоидный массив. Нередко считают, что оба массива представляют части единого огромного интрузива, хотя состав и строение их заметно отличаются друг от друга. Джаманшуринский массив имеет однородное строение. В его сложении участвуют среднезернистые биотитовые гранодиориты со слабо выраженной порфироидной структурой. В правобережье Джаманшуры породы массива пронизаны множеством тончайших кварцевых жил. Отмечается наличие даек гранитоид-порфиров. Контактные изменения вмещающих пород выразились в окварцевании, ороговикании и образовании узловатых сланцев.

Ваханский массив обнажается в приводораздельной части Ваханского хребта. Он подразделяется крупным дизъюнктивным нарушением на две различных по составу и строению части. К югу от разлома гранитоиды интенсивно катаклазированы и разгнейсованы. Вмещающие породы представлены гнейсами и мигматитами. В останцах кровли они имеют вид крупнозернистых лейкократовых гнейсов. Местами здесь отмечаются очковые гнейсы и агматиты. Мигматиты иногда развиваются и по гранитоидам массива. Во вмещающих породах широко развиты послонные инъекции пегматитов и аплитов. Северная часть Ваханского массива залегает среди слабо измененных терригенных накоплений перми. В ряде мест сохранились останцы кровли, сложенные глинистыми и филлитовидными сланцами. В эндоконтакте северной части Ваханского массива обнажаются мелкозернистые гранодиориты. На некотором удалении от контакта они переходят в среднезернистые равномернозернистые граниты. Ксенолиты вмещающих пород, встречающиеся среди гранитоидов, слабо изменены. В экзокон-

такте и в останцах кровли породы окварцованы и ороговикованы. Иногда в сланцах появляются узловатые разновидности. Из жильных преобладают гранитоид-порфиры, чаще всего приуроченные к вмещающим породам.

Изложенные материалы позволяют рассматривать гранитоиды южной части Ваханского массива в качестве самостоятельного интрузива, лежащего за пределами Шугнанской зоны в южном крыле Северо-Гиндукушского разлома. Гранитоиды северной части массива совместно с Джаманшуринским массивом составляют второй плутон, приуроченный к описываемой зоне. Возраст этого плутона может быть определен как поздне триасовый.

Более поздние интрузивные образования Шугнанской зоны устанавливаются в Кызылрабатском районе. Они прорывают верхнеюрские отложения. Форма тел штокообразная, размеры небольшие. В сложении тел участвуют диориты, монзониты и гранодиориты, связанные между собой постепенными переходами. Породы имеют гипабиссальный облик. Обычно их рассматривают как интрузивные аналоги кызылрабатских вулканитов (Месхи, 1964; Расчленение..., 1976 и др.). Соответственно по возрасту они близки друг к другу. Здесь же в Кызылрабатском районе, а также в низовьях р. Аличур обнаруживаются мелкие тела и дайки гранит-порфиров и порфиридных граносиенитов. По времени формирования они более поздние, чем кварцевые диориты, монзониты и гранодиориты, поскольку прорывают не только юрские известняки, но и вулканиты верхней юры. В междуречье Гунта и Токузбулака среди пород самостоятельных малых интрузий А.Д. Копылов (1978) выделяет четыре разновозрастные группы; 1) меланократовые гранодиорит-порфиры, тоналит-порфиры; 2) гранит-порфиры, кварцевые порфиры; 3) лампрофиры-диабазы; 4) порфириты. Все перечисленные дайковые образования контролируются дизъюнктивными нарушениями, располагаясь в основном к югу от линии Гунт-Аличурского разлома. Возраст пород послепермский, но докайнозойский. Валуны их встречаются в кайнозойских (дочетвертичных) конгломератах долины р. Токузбулак. Факты прорывания кайнозойских конгломератов интрузивными породами в пределах Шугнанской зоны не известны. Указания А.А. Никонова и Ю.П. Меншикова (1978) о наличии в районе южного горного обрамления оз. Булункуль позднеплиоценовых кварцевых жил, связанных с гранитоидными интрузивами, не подтверждаются. Скопления

кварцевых обломков, нередко хорошо окатанных и полуокатанных, в области развития полурыхлых кайнозойских конгломератов вряд ли можно с уверенностью отождествлять с развалами жил плиоценового возраста.

Из приведенных данных видно, что интрузивы, которые обычно включают в аличурский комплекс (Койтезекский, Аличурский, Ваханский, Джаманшуринский), существенно отличаются друг от друга по своему строению и возрасту. К этому же комплексу относят также ряд интрузивов, лежащих за пределами Шугнанской зоны (Лянгарский, Джайрунсайский и др.). Не вдаваясь в дискуссию по проблеме определения понятия интрузивного комплекса, все же отметим, что объединение в один комплекс столь разнородных по составу и строению разновозрастных интрузивов, приуроченных к тому же к различным тектоническим зонам и разновозрастным структурным ярусам, вряд ли можно признать правомочным. Видимо, следует отказаться от такого объединения.

Тектоника. В разрезе осадочного комплекса Шугнанской зоны выделяется четыре структурных яруса. Каменноугольно-пермские и триасовые отложения, залегающие на кристаллических породах докембрия, слагают первый ярус геосинклинального комплекса. Карбонатные породы нижней, средней и низов верхней юры представляют второй ярус указанного комплекса. Толща верхней юры, составляющая третий ярус, может быть включена в вулканогенно-молассовую формацию (Мазарович, 1972) и в значительной степени условно сопоставлена с орогенными образованиями, если следовать представлениям А.А. Моссаковского (1975). Однако необходимо иметь в виду, что формирование их происходило в условиях сглаженного наземного рельефа. Кайнозойские (палеоген-неогеновые) конгломераты входят в постгеосинклинальный комплекс.

Наиболее сложные дислокации наблюдаются в первом ярусе. Каменноугольно-пермские и триасовые отложения на большей части площади своего распространения смяты в складки с углами наклонов 50-60° и иногда круче. Широко представлены моноклинальные структуры, ограниченные крутопадающими разрывами. В долине р. Гунт выше устья Ривакдары и в районе сел. Чартым сланцы и песчаники немацдаринской свиты захвачены между двумя разрывами, слагая моноклираль с крутым север-северо-западным падением пластов. В районе сел. Немацдара в верхней части левого борта р. Гунт

толща терригенных отложений немацдаринской свиты дислоцирована в асимметричную синклинали. В юго-восточном крыле отложения свиты, несогласно залегающие на кристаллических породах докембрия, имеют северо-западные падения под углами  $30-35^{\circ}$ . В северо-западном крыле вдоль линии Гунт-Аличурского разлома пласты песчаников и сланцев немацдаринской свиты стоят на головах. В ядерной части синклинали со стороны сел. Ружак четко видны мелкие пликвативные дислокации (рис. 18).

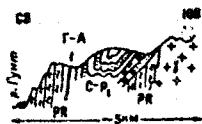


Рис. 18. Геологический разрез левого борта р. Гунт выше сел. Ружак.

В более восточных районах Шугнанской зоны по долинам рек Гунт и Токузбулак структуры первого яруса недостаточно изучены. Толща каменноугольно-пермских отложений указанного района содержит в большом количестве глыбы подстилающих кристаллических пород

докембрия. По отдельным обнажениям удастся установить, что господствующими падениями толщи являются северные. Углы падения не более  $40-45^{\circ}$ .

Еще восточнее в левобережье р. Аличур к западу от сел. Башгумбев породы, слагающие первый структурный ярус Шугнанской зоны, обнажаются отдельными изолированными выходами среди мощного чехла четвертичных осадков. Эрозионный врез не превышает здесь нескольких десятков метров. Определение общего характера региональных структур встречает в таких условиях значительные трудности. С уверенностью можно сказать, что пермские и триасовые отложения левобережья р. Аличур отличаются в целом северо-северо-западными падениями под углами  $20-50^{\circ}$ . Метаморфические породы докембрия в Южно-Аличурском хребте имеют также северные наклоны пластов, углы падений в них  $30-40^{\circ}$ . По аналогии с соседними регионами можно предполагать, что толща, образующая первый ярус Шугнанской зоны, в левобережье р. Аличур налегает на докембрийские кристаллические породы, хотя полной уверенности в этом нет. Контакт между толщей докембрия и пермо-триасовыми отложениями повсеместно скрыт под четвертичными наносами (рис. 19). В то же время предпринятые недавно попытки представить выходы обнажающихся в данном районе пород в качестве тектони-



Рис. 19. Геологический разрез Южно-Алайского хребта по меридиану левого борта р. Башгумбез.

ческого окна среди надвинутых на них докембрийских толщ Юго-Западного Памира (Швольман, 1980) следует рассматривать как преждевременное предположение, не получившее еще необходимого обоснования.

В бассейне р. Гурумды и восточнее в первом структурном ярусе Шугнанской зоны наблюдаются крупные пликативные дислокации, осложненные мелкими разрывами и складками. На правом борту р. Гурумды в районе мог. Дарбазаташ в пермских отложениях намечается синклиналь широтного простирания. Углы наклонов пород в ее крыльях  $30-35^{\circ}$ . Полого погружаясь на восток, синклиналь скрывается в низовьях Джангидаванская под покровом четвертичных и затем юрских отложений.

В восточном окончании Южно-Алайского хребта выявляется еще одна синклиналь также широтного простирания. Падение пород в ее крыльях колеблется в пределах  $30-60^{\circ}$ . В ядерной части синклинали, сложенной толщей триаса, устанавливаются мелкие складки и разрывы. Западное центриклинальное замыкание описываемой синклинали осложнено антиклинальной складкой, в ядре которой обнажены гранитоиды небольшого интрузива. Здесь нередко можно видеть падения, приближающиеся к восточным. Углы падения  $30-40^{\circ}$ . В восточном направлении синклиналь Южно-Алайского хребта полого погружается. Строение ее при этом заметно упрощается. В долине р. Истик наблюдается простая и широкая синклиналь с углами наклонов пород в крыльях  $30-35^{\circ}$ . В ядерной части нередко отмечаются более пологие залегания. Восточнее вплоть до района сел. Кызылрабат ядерная часть синклинали перекрыта карбонатными и вулканогенными образованиями юры. В долинах рек Тегерменсу и Беик по отдельным выходам устанавливается лишь южное крыло описанной синклинали с крутыми север-северо-восточными падениями. Ее северное крыло скрыто под четвертичными и юрскими накоплениями.

Дислокации второго структурного яруса существенно отличаются от вышеописанных. Нижне-среднеюрские и келловейские карбонатные породы слагают чаще всего синклинальные складки с чертами брахиформ. В ряде мест известняки юры разбиты крутонадающими разрывами на блоки с моноклиальной структурой.

В пределах северного склона Ваханского хребта в междуречье Сулюлюк-Диаманшур известняки нижней и средней юры характеризуются север-северо-восточными падениями пластов под углами  $40-45^{\circ}$ . В ряде мест здесь выявляются мелкие складчатые структуры с углами падений в крыльях  $20-25^{\circ}$ . В правобережье р.Уртабель карбонатные породы юры обнажаются в виде полосы моноклиального строения с падением на северо-восток  $60^{\circ}$  под углами до  $40^{\circ}$ . Отсюда толща юры следует вначале на юго-восток в район пер.Гуныбай и затем в левобережье р.Аксу уже в широтном направлении. На всем указанном протяжении юрские отложения имеют моноклиальное падение на северо-восток под углами  $20-35^{\circ}$ . Севернее в правобережье р.Кызылрабат в известняках юры видны обратные, т.е. юго-западные падения, углы наклонов пластов составляют  $10-15^{\circ}$ . Можно считать, таким образом, что юрская карбонатная толща в междуречье Аксу-Кызылрабат собрана в широкую синклинальную складку, ядерная часть которой перекрыта вулканогенными образованиями третьего структурного яруса Шугнанской зоны.

К востоку от сел.Кызылрабат уже в правобережье р.Аксу юрские известняки слагают структуру, также имеющую синклинальный характер. В районе правобережного водораздела р.Бейк видно, что складка простирается в юго-восточном направлении. Падение пород в крыльях  $30-35^{\circ}$ , иногда до  $45^{\circ}$ . В ядерной части породы юры залегают, как правило, горизонтально. Юго-восточное замыкание синклинали осложнено мелкими дизъюнктивными нарушениями с амплитудой в первые десятки метров.

В бассейне р.Гурумды дислокации второго структурного яруса Шугнанской зоны более простые и пологие по сравнению с вышеописанными. Толща юры слагает здесь крупные складки с признаками брахиформ. Углы падений в крыльях  $15-20^{\circ}$ , в ядерных частях пласти юрских пород нередко имеют горизонтальные залегания (рис.20). В правобережье меридионального отрезка р.Гурумды в отдельных скалистых массивах известняков, представляющих

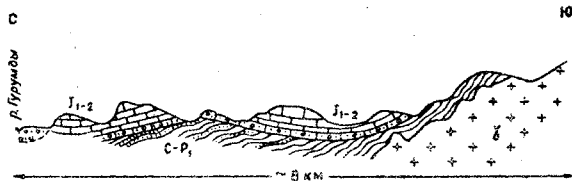


Рис.20. Геологический разрез правого борта р.Гурумды.

восточное продолжение синклинали, устанавливаются более крутые наклоны пластов, достигающие  $30^{\circ}$ . Считается, что в данном районе синклинали осложнена мелкими дизъюнктивными нарушениями (Деникаев, 1972<sub>г</sub>). Севернее в правобережье р.Гурумды выше устья р.Кенчибер юрские карбонатные отложения участвуют в сложении брахискладок с углами падений пород в крыльях не более  $15-20^{\circ}$ . В области распространения тонкослоистых карбонатных и терригенных накоплений байоса иногда бывает развита мелкая складчатость. Углы наклонов в таких местах увеличиваются до  $25-30^{\circ}$ .

Западнее морфологии структур, сложенных юрскими известняками, несколько меняется. Вблизи Гунг-Аличурского разлома появляются линейные, часто асимметричные складки, нередко они бывают осложнены дизъюнктивами. Синклинали подобного облика выявляются в низовьях р.Гурумды. Ее составляют нижне-среднеюрские карбонатно-терригенные накопления. Простираение структуры близко к широтному. В южном крыле синклинали нижнеюрские известняки падают на северо-восток. Углы падений  $10-40^{\circ}$ . В северном крыле пласты пород наклонены на юго-запад под углами  $40-60^{\circ}$ . Байосские отложения ядерной части залегают полого, почти горизонтально. Западное центриклинальное замыкание синклинали в левобережье р.Гурумды рассекается боковыми притоками на ряд изолированных скалистых массивов. Падение пород восток-юго-восточное, углы падения  $10-20^{\circ}$ . В ядерной части описываемая синклинали осложнена разрывом прослеживаемым в широтном направлении вдоль левого борта Коргонджангидавансал (правый приток р.Гурумды). Поверхность дизъюнктива наклонена на юг под углами  $65-70^{\circ}$ . В северном крыле его в байосских известняках и песчаниках у разрыва отмечаются мелкие плика-

тивные дислокации. Южное крыло поднято относительно северного. Амплитуда перемещения около 100 м.

Синклиналь, близкая по морфологии к вышеописанной, наблюдается в правобережье р.Аличур (рис.21). В районе водораздела между долинами рек Дейре и Кобриген устанавливается синклиналь коробчатого облика. Известняки нижней юры в ее крыльях имеют наклоны под углами  $30-40^{\circ}$ . В ядерной части среднеюрские породы залегают практически горизонтально. Переход к пологим залеганиям, как правило, резкий. Считается, что крылья синклинали осложнены вертикально падающими разрывными нарушениями.

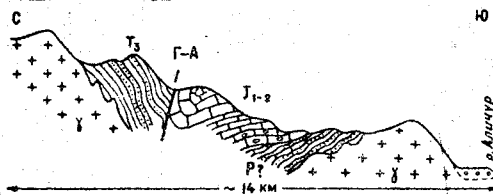


Рис.21. Геологический разрез правого борта р. Аличур.

В более западных районах в южном горном обрамлении оз. Булункуль юрские карбонатные породы обнажаются в виде небольших выходов. Наклон пластов в них не превышает  $10-15^{\circ}$ . Восточнее пер.Койтезек известняки юры, залегающие на кристаллических породах докембрия, падают на юго-восток под углами  $20-25^{\circ}$ .

Верхнеюрская вулканогенная толща, слагающая третий структурный яруо Шугнанской зоны, обычно имеет наклоны пластов не более  $10^{\circ}$ . В левобережье р.Бейк и в районе горного массива Тешикташ вулканы слагают мульдообразные синклинали, в ядерной части которых пласты пород нередко имеют горизонтальные залегания (рис.22). По южному побережью оз.Салангур в низовьях



Рис.22. Схематический геологический разрез через горный массив Тешикташ.



Джаманшуры вулканогенные породы падают на север-северо-восток под углами  $10-15^{\circ}$  (рис.23). В низовьях Бахмалджилги наблюдаются южные наклоны пластов верхнеюрских пород (рис.24). Западнее

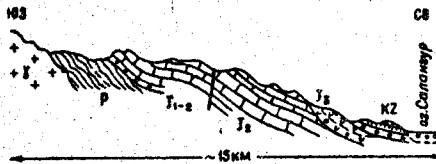


Рис.23. Геологический разрез южного борта оз. Салангур.

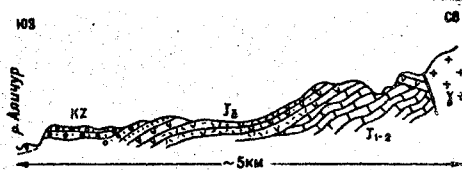


Рис.24. Геологический разрез левого борта р. Бахмалджилга в ее низовьях.

в левобережье р.Аличур видны северные, а в северном горном обрамлении озера Булункуль северо-восточные падения вулканитов верхней юры. Углы падения  $12-15^{\circ}$ . В районе пер.Койтезек верхнеюрская толща отличается наклонами пластов не более  $10^{\circ}$ .

Кайнозойские (палеоген-неогеновые) отложения постгеосинклинального комплекса Шугнанской зоны занимают приклонное к склонам древнего рельефа положение. Углы падений пород кайнозойской толщи  $3-5^{\circ}$ . Во многих местах отмечаются горизонтальные залегания пород.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что тектонические структуры геосинклинального комплекса Шугнанской зоны сформировались в результате проявления трех фаз диастрофизма. Первая наиболее интенсивная фаза произошла в конце поздне триасовой эпохи, вторая — в начале поздней юры, третья — в позднеюрское время. Отложения постгеосинклинального комплекса были дислоцированы по-видимому в неогене — начале четвертичного периода.

Шугнанско-Базардаринская зона включает большую часть Шугнанского хребта, южное побережье Сарезского озера и территории Базардаринского хребта. На севере и северо-востоке границы зо-

ны выражены Бартанг-Пшартским и Чакобайским разломами. На юге ее ограничивает Гунт-Аличурский разлом.

**Стратиграфия.** Складчатое основание Рушанско-Базардаринской зоны слагают нижнепротерозойские и рифейские гнейсы и мигматиты (рушанский тип).

Древнейшие отложения геосинклиналиального комплекса представлены каменноугольно-нижнепермскими терригенными накоплениями. Г.А.Дуткевич (1936) обособил их в самостоятельную базардаринскую свиту. Позднее выяснилось, что данные отложения образуют не одну, а две свиты, составляющие в целом базардаринскую серию.

Нижняя часть серии в результате детальных исследований В.П.Новикова (1976, 1979) выделяется в урузбулакскую свиту. Наиболее полно указанная свита обнажена в восточной части Базардаринского хребта. Свита состоит из трех пачек. Нижняя пачка сложена аргиллитами, песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов. В алевролитах иногда встречаются глыбы песчаников и кварцитов. Мощность пачки около 30 м. Средняя часть урузбулакской свиты образована песчаниками, гравелитами и породами смешанного песчано-алеврито-глинистого состава. Мощность 200 м. В верхней пачке свиты наблюдаются алевролиты и аргиллиты мощностью 200-250 м. В ряде районов в сложении урузбулакской свиты принимают участие андезиты, андезито-дациты, диабазовые порфириты, образующие линзы и пластообразные тела мощностью 0,3-0,5 м. Максимальная мощность свиты 800-950 м. К западу мощность ее постепенно уменьшается до 650 м.

Верхняя часть базардаринской серии обособляется в ташказыкскую свиту. Разрез ее начинается пачкой алевролитов со структурами подводного оползания и крупными валунами и глыбами кварцитов, песчаников, глинистых и органогенно-обломочных известняков. Иногда среди алевролитов нижней пачки ташказыкской свиты отмечаются маломощные линзы базальтов и диабазов, а также конгломератов и брекчий, состоящих из обломков подстилавших пород, гранитоидов и эффузивов. Мощность описанной пачки несколько десятков метров. Выше лежащая часть ташказыкской свиты мощностью около 1000 м сложена преимущественно алевролитами и аргиллитами и в меньшей степени мелкозернистыми песчаниками. Среди них встречаются породы смешанного гранулометрического состава (паттумы). Местами, главным образом в нижней части сви-

ты, наблюдается флишевое переслаивание слагающих ее пород.

Возраст базардаринской серии определяется как каменноугольно-раннепермский. Ташказыкская свита по имеющимся органическим остаткам может относиться к нижней перми. Более древние каменноугольные окаменелости находятся в глыбах и являются переотложенными. Урузбулакская свита условно считается каменноугольной. Общая мощность базардаринской серии в районе восточной части Базардаринского хребта около 2000 м. Западнее мощность уменьшается до 1500-1600 м.

В пределах Рушанского хребта разрез каменноугольно-нижнепермских отложений близок к вышеописанному. Здесь наблюдаются глинистые сланцы, алевролиты и песчаники с линзообразными и пластообразными телами кварцитов и мраморов и известняков с пермскими органическими остатками. Вблизи интрузивов отложения окварцеваны, в ряде случаев, превращены в роговики. Ранее данные породы обособляли в рушанский комплекс (Дронов, 1963<sub>3</sub>). Позднее было показано, что толщи рушанского комплекса при прослеживании их по простиранию переходят в каменноугольно-пермские отложения Базардаринского хребта, являясь, таким образом, их стратиграфическими аналогами (Кухтиков, Винниченко, 1977). Мощность отложений в Рушанском хребте 2000 м.

Верхняя часть толщ перми Рушанско-Базардаринской зоны представлена карбонатно-кремнисто-терригенными накоплениями общей мощностью 200 м. В Базардаринском хребте на отложениях ташказыкской свиты залегают органогенно-обломочные известняки, мергели, сланцы и песчаники мощностью 160 м. Их принято обособлять в кубергандинскую свиту (Дуткевич, 1936; Бархатов, 1963 и др.). По многочисленным остаткам фораминифер, ругоз, брахиопод, двустворок и аммоноидей породы свиты ранее относили к верхней части дарвазского горизонта нижней перми (Бархатов, 1963). По данным А.М. Павлова (1967), верхи свиты могут относиться уже к мургабскому горизонту. Э.Я. Левен (1963) считает, что отложения кубергандинской свиты следует относить к выделенному им кубергандинскому ярусу (горизонту) верхней перми.

Выше в разрезе верхнепермской толщи Рушанско-Базардаринской зоны залегают пачка известняков, мергелей и глинистых сланцев мощностью несколько метров. Далее следуют плитчатые известняки, чередующиеся с кремнями (дейринская свита) мощностью около 40 м.

По возрасту эту часть толщи относят к мургабскому горизонту верхней перми (Гущин, 1969). В районе пер. Найзаташ и в верховьях р. Чакобай в известняках содержатся многочисленные кораллы, относящиеся, по мнению определявшего их И. В. Пыжьянова, к *Waagenophyllum ex gr. indicum* (Waag. et Wentz.) позднепермского возраста. Отложения памирского горизонта Рушанско-Базардаринской зоны соответствуют несколько метров конгломератовидных известняков и продукты древней коры выветривания (Новиков, 1976).

Триасовые отложения залегают согласно на породах перми. В пределах Базардаринского хребта в основании триасовой толщи наблюдаются плитчатые известняки, известняковые конгломераты и мергели с остатками двустворок, указывающих на возраст вмещающих пород в интервале от индского до анизийского ярусов. Выше лежат кремни с прослоями известняков и мергелей, в которых обнаруживаются остатки двустворок и аммоноидей анизийского, ладинского и нижней части карнийского ярусов. Описанные отложения мощностью более 200 м с постепенными переходами, перекрываются свитой зеленовато-серых и серых алевролитов, аргиллитов и глинистых сланцев. В нижней части ее отмечаются прослои детритусовых и конгломератовидных известняков и мергелей с остатками норийских двустворок и аммоноидей. Верхи толщи триаса палеонтологически не охарактеризованы, но наличие рэтских отложений здесь признается большинством исследователей. Мощность терригенных пород триаса 1000 м.

В более западных районах Рушанско-Базардаринской зоны строение триасовой толщи в общих чертах сходно с вышеописанным. Местами мощность их бывает несколько меньше, чем в восточной части Базардаринского хребта. В долине М. Марджаная мощность триасовых отложений, по данным А. П. Недзвецкого, всего лишь 600 м.

Юрские отложения имеют ограниченное распространение в пределах Рушанско-Базардаринской зоны. На подстилающих породах толща юры залегают несогласно. Фаунистически обосновано наличие осадков всех трех отделов юры.

В восточной части Рушанского хребта наблюдаются отложения нижней и средней юры. На верхнетриасовых породах залегают базальная пачка красноцветных песчаников и конгломератов мощ-

ностью около 20 м. Они перекрываются грубослоистыми серыми известняками с остатками раннелейасовых двустворок. Мощность известняков 40 м. Выше следуют массивные обломочно-детритусовые известняки с обломками раковин двустворок, члениками криноидей и остатками водорослей. Вверх по разрезу они сменяются толщей глинистых известняков с остатками ааленских аммонитов. Мощность 200 м. Далее идут песчаники и сланцы с прослоями обломочно-детритусовых известняков. Затем появляются глинистые известняки и глинистые сланцы. Заканчивают разрез юры грубослоистые серые известняки. В верхней части описанной толщи обнаруживаются многочисленные остатки двустворок, гастропод, белемнитов и кораллов. А.П.Недавецким отсюда найдены гастроподы, указывающие по определению В.Ф.Пчелинцева, на позднебатский возраст вмещающих пород. Г.А.Дуткевич (1936) обнаружил аммониты байосского облика. Общая мощность юры в восточной части Рушанского хребта около 800 м.

В восточных районах Рушанско-Базардаринской зоны толща нижней-средней юры образует узкий скалистый гребень вдоль Чакобайского разлома. Как и в Рушанском хребте базальные слои юры представлены красноцветными конгломератами и песчаниками, мощность которых колеблется от нескольких метров до 1000 м. Стратиграфически выше наблюдаются слоистые и массивные глинистые и органогенно-обломочные известняки с прослоями глинистых сланцев и известковистых песчаников. В известняках обнаруживаются обильные остатки двустворок, брахиопод, гастропод и аммонитов (Ренгартен, 1936; Бархатов, 1963; Дронов и др., 1964; и др.). Верхи разреза нижней-средней юры сложены грубослоистыми известняками с остатками двустворок и аммонитов. Мощность охарактеризованного разреза 800 м.

Описанные отложения с небольшим угловым несогласием перекрываются верхнеюрской толщей. В ряде мест (долина Кокджарджангидаванская) породы верхней юры залегают на песчано-сланцевых накоплениях перми и триаса. В этих случаях угловое несогласие, наблюдаемое в основании верхней юры, достигает значительных величин. В базальной части верхнеюрского разреза залегают красноватые грубообломочные известняковые конгломераты. Мощность их несколько первых десятков метров. Выше появляются светлые, чаще всего массивные или же массивно-слоистые из-

вестняки с остатками двустворок и кораллов позднеюрского возраста. Мощность толщи верхней юры 800 м.

Интрузивный магматизм. Среди многочисленных интрузивных образований Рушанско-Базардаринской зоны древнейшими считаются небольшие штокообразные тела габбро-диоритов, обнажающихся в Базардаринском хребте в верховьях р. Базардара. От сходных по составу габброидов левобережья р. Аличур (Глыксурдинский массив) они отличаются повышенной калиевоcтью и значительно меньшим обогащением Al и Mg (Петрология..., 1978). Вмещающими породами служат каменноугольно-пермские и триасовые отложения. Контакты резкие, секущие и, как правило, крутопадающие. Возраст габбро-диоритов, видимо поздне триасовый.

Более поздними по времени формирования интрузивными породами Рушанско-Базардаринской зоны рассматриваются гранитоиды. В соответствии с новейшими исследованиями, большее разнообразие гранитоидов зоны обусловлено не только неодинаковыми тектоническими условиями формирования в течение одного интрузивного цикла, как это нередко объяснялось ранее (Масленников, 1955; Бархатов, 1963 и др.), но и их принадлежностью к разновозрастным интрузивным комплексам. Наиболее многочисленную группу массивов в Рушанско-Базардаринской зоне составляют гранитоиды джизевско-хиджисского (Расчленение..., 1976) или же самостоятельных джизевского и хиджисского интрузивных комплексов (Петрология..., 1978).

Джизевский интрузив обнажается по северному склону Рушанского хребта. Его пластообразное тело вытянуто на расстоянии более 50 км согласно с простираем вмещающих толщ. Ширина плутона исчисляется всего несколькими километрами. Контакты Джизевского интрузива круто наклонены на юго-восток, либо имеют вертикальное падение. С останцами кровли, сохранившимися в ряде мест, контакты резко несогласные, как правило, пологозалегающие. С интрузивом связано образование мощного ореола инвазионных гнейсов и кристаллических сланцев. По составу гранитоиды относятся к крупно-среднезернистым очковым и порфиробластическим гнейсогранитам. Обращает на себя внимание интенсивный катаклиз пород Джизевского массива. Иногда наблюдается также милонитизация гранитоидов. Жильные производные представлены многочисленными жилами аплитов, пегматитов, лей-

кократовых гранитов и реже дайками диабазовых порфиритов и спессартитов.

Сходное с описанным строение имеет Хиджисский интрузив, включающий Северо-Хиджисский и Южно-Хиджисский массивы. Интрузив обнажается по северному склону Рушанского хребта вдоль Бартанг-Пшартского разлома. Тело его пластообразной формы круто падает на юго-восток. Северный контакт чаще всего тектонического характера. Вдоль южного развита зона интенсивно измененных пород. Здесь отмечаются инъекционные мигматиты и кристаллические сланцы. Ширина их до 500 м. Местами и южный контакт бывает тектонически осложнен (рис.25). По сос-

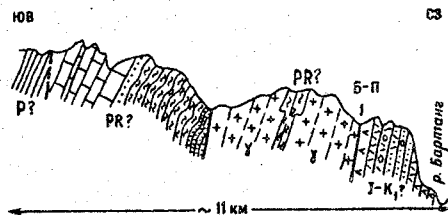


Рис.25. Геологический разрез левого борта р. Раумиддара в ее низовьях.

таву гранитоиды Хиджисского интрузива относятся к микроклиновым двуслюдыстым и мусковитовым средне-крупнозернистым гнейсогранитам. Среди жильных производных известны пегматиты, жильные граниты, аплиты, кварцевые и кварц-турмалиновые жилы.

Возраст гранитоидов джизевско-хиджисского типа ранее условно считался позднепалеозойским (Масленников, 1955). Б.П. Бархатов (1963) относил их к поздне триасовым образованиям. В результате последующих исследований сложилось представление о раннеюрском возрасте джизевско-хиджисских гранитоидов (Расчленение..., 1976). Позднее указанная группа гранитоидов была подразделена на два самостоятельных комплекса: хиджисский поздне триасово-раннеюрского возраста и раннемеловой джизевский комплекс (Петрология..., 1978). Факты прощивания гранитоидами джизевско-хиджисского типа отложений, имеющих достоверно доказанный каменноугольно-пермский и триасовый возраст, в настоящее время не известны. Толщи, вмещающие гранитоиды, представлены метаморфическими породами докембрийского? возраста. Осадочные накопления имеют с гранитоидами джизевско-хиджисско-

го типа тектонические контакты. В пределах южного склона Рушанского хребта в сланцевой каменноугольно-пермской толще обнаруживаются крупные изометричные глыбы подобных гранитов. Наличие этих глыб свидетельствует о том, что гранитоиды несомненно докаменноугольные по своему возрасту. Вероятно, они являются докембрийскими образованиями.

В следующую группу гранитоидных интрузивов входят Звордаринский, Дебастинский, Лянгарский и ряд других массивов. Б.П. Бархатов (1963) относил их к группе лянгароко-пшартских гранитоидов. Позднее их стали включать в аличурский интрузивный комплекс (Буданов, 1964<sup>2</sup>; Расчленение..., 1976; Петрология..., 1978 и др.).

Крупнейший среди интрузивов указанной группы Лянгарский массив представлен межформационной залежью типа асимметричного лакколита с неровной апикальной частью. Он простирается в широтном направлении к западу от оз. Яшилкуль через долины рек Андервадж, Сафетоб в бассейн р. Хадгут. Вмещающими породами служат кристаллические образования докембрия. В сложении интрузива участвуют главным образом среднезернистые биотитовые хлоритизированные граниты и гранодиориты. В центральной части массива в его наиболее широких местах гранитоиды имеют массивную текстуру. Ближе к краевым частям породы приобретают гнейсовидный облик, гранобластическую и протокластическую структуру. Часто здесь отмечаются среднезернистые порфириовидные разности гранитов, а во вмещающих породах грубые послонные инъекции гранитов и пегматитов. Жильные дериваты, представленные дайками диабазов, кварцевых диоритов, керсантитов, граносиенитов, развиты чаще в пределах массива. На контактах Лянгарского интрузива выявляются проявления процессов фельдшпатизации. Гранитоиды южной части массива подверглись интенсивному катаклазу.

Другие массивы лянгарского типа, обнажающиеся в пределах Рушанско-Базардаринской зоны, мало чем отличаются от вышеописанных. Для них характерны согласные пластообразные тела, гнейсовидная текстура, протокластическая или бластогранитная структура в краевых частях интрузивов. В центральных частях граниты и гранодиориты отличаются массивной текстурой. В сложении Звордаринского интрузива наряду с гранитами принимают участие кварцевые диориты. Во вмещающих породах, относящихся к докембрию,



отмечаются апофизы и послонные жилы гранит-порфиров.

Гранитоиды лянгарского типа являются по отношению к джизевско-хиджисским несомненно более поздними образованиями. В.А.Масленников (1955) включал их в киммерийский гранитоидный комплекс, а Б.П.Бархатов (1963) в группу юрско-меловых изверженных пород. Позднее большинство интрузивов лянгарского типа стали относить к раннемеловому аличурскому комплексу (Расчленение..., 1976; Петрология..., 1978 и др.). Среди интрузивов, входящих в данный комплекс, устанавливается многочисленная группа массивов, локализованных в выступах докембрийского основания. Кроме того, известны гранитоидные тела, прорывающие осадочный комплекс верхнего палеозоя и мезозоя. Между этими двумя группами гранитоидных интрузивов обнаруживаются существенные различия (Хасанов, 1974; Расчленение..., 1976 и др.), которые вряд ли можно объяснить лишь различными условиями становления массивов. Следует, видимо, допустить возможность обнаружения в аличурском комплексе разновозрастных интрузивных образований. Гранитоиды лянгарского типа, приуроченные к выступам докембрия Рушанско-Базардаринской зоны и не имеющие активных контактов с отложениями заведомо доказанного позднепалеозойского и мезозойского возраста, являются по времени своего формирования докаменноугольными, скорее всего докембрийскими.

Третья группа гранитоидных интрузивов, обнажающихся в пределах Рушанско-Базардаринской зоны (Баджударинский, Хуфский, Раумидский, и др.) заметно отличается от массивов джизевско-хиджисского и лянгарского типов. Б.П.Бархатов (1963) относит их к группе юнокиммерийских гранитоидов хуфско-раумидского типа. Позднее их рассматривали в составе башгумбезского комплекса (Буданов, 1964<sub>2</sub>). Р.Т.Беляева и А.Н.Шостацкий (1969) обособили гранитоиды вышеперечисленных массивов в самостоятельный хуфский комплекс. Девлехский и Раумидский массивы, в соответствии с данными Ю.Б.Пейкре, относятся к оалтынскому комплексу (Петрология..., 1978).

Баджударинский интрузив обнажается в западной части Рушанско-Базардаринской зоны в долинах рек Баджудара и Сохчарв. Интрузив образует шток с крутопадающими контактами секущего характера. Контактное воздействие гранитоидов на вмещающие породы выразилось в гнейсификации, фельдшпатизации, инъекционном

метаморфизме и образовании роговиков и скарнов. ширина контактово-измененных пород вдоль полого залегающих контактов около 1 км, обычно же не превышает несколько сотен метров. В сложении Баджударинского интрузива установлены породы двух интрузивных фаз (Расчленение..., 1976). Первую фазу представляют диориты и гранодиориты. Во вторую фазу сформировались крупнозернистые порфириовидные граниты. В фазу дополнительных интрузий внедрились мелко-среднезернистые биотитовые и двуслюдястые граниты. К жильным породам относятся лейкократовые граниты, аляскиты, пегматиты. Кроме того, в связи с Баджударинскими гранитоидами находятся кварцевые жилы, дайки лампрофиров и диабазовых порфиров. Генетическая связь последних с гранитоидами твердо не установлена.

Хуфский, Рушанский, Девлехский и ряд других массивов по составу и строению сходны с вышеописанным Баджударинским.

Куполообразный несогласный шток Раумидского интрузива отличается по сравнению с ними значительно большей сложностью. В.Н.Волков (1959) выделяет в интрузиве породы шести фаз. Позднее стали обособлять породы двух фаз, подразделив каждую из них на подфазы (Волков, Негрей, 1974). Многие исследователи считают Раумидский массив более однородным (Бархатов, 1956; Расчленение..., 1976 и др.). Он сложен серыми крупнозернистыми порфириовидными гранитами. Текстура, как правило, массивная. В эндоконтакте гранитоиды слабо порфириовидные. Контактные преобразования проявились в интенсивном ороговиковании, скарнировании прослоев известняков, образовании андалузитовых сланцев. С гранитоидами Раумидского интрузива связываются аплиты, аплито-пегматиты и пегматиты. К гидротермальным образованиям относятся кварцевые и кварц-сидеритовые жилы.

Описанные гранитоиды хуфско-раумидского типа прорывают каменноугольно-пермские, триасовые отложения и ниже-среднеюрские известняки. С учетом радиологических данных возраст их считается альпийским, мел-палеогеновым или же палеогеновым (Бархатов, 1963; Расчленение..., 1976; Петрология..., 1978 и др.). Прорывание указанными гранитоидами верхнеюрских отложений в пределах Рушанско-Базардаринской зоны не установлено. Палеогеновый возраст гранитов принимается условно на основании лишь радиологических данных. Уверенно можно считать, что хуфско-раумидские гранито-

иды несомненно послесреднеюрские, докайнозойские.

В Базардаринском хребте имеются тела гранитоидов, которые наряду с общими чертами с вышеохарактеризованными интрузивами западной части Рушанско-Базардаринской зоны обладают некоторыми специфическими особенностями, послужившими основанием для обособления их в самостоятельный интрузивный комплекс (Расчленение..., 1976; Петрология..., 1978). Базардаринский интрузив обнажается отдельными массивами в долинах Базардары, Акджилги и Элису. По форме интрузив является дискордантным штокообразным телом. Эрозией вскрыта неровная апикальная часть интрузива. В отличие от гранитоидов Рушанского хребта Базардаринский интрузив оказал более слабое влияние на вмещающие породы. Пермские и триасовые отложения в экзоконтакте ороговикованы, окварцованы, карбонатные породы скарированы. Термальное воздействие на юрские известняки, обнажающиеся в непосредственной близости от интрузива, по существу незаметно. Гранитоиды, слагающие Базардаринский интрузив, сформировались в две фазы (Петрология..., 1978). Породы первой главной фазы представлены крупнозернистыми порфиридовидными биотитовыми и двуслюдыстыми и среднезернистыми альбитизированными мусковитовыми гранитами. Во вторую фазу внедрились среднезернистые равномернозернистые лейкократовые мусковитовые и двуслюдыстые граниты. Кроме того, устанавливаются жильные граниты, аплиты и пегматиты.

Возраст гранитоидов Базардаринского и других сходных с ним интрузивов определяется на основании прорывания ими триасовых и нижне-среднеюрских известняков и с учетом радиологических данных как поздне меловой. Имеющиеся материалы позволяют говорить лишь о несомненно послесреднеюрском докайнозойском возрасте гранитов. Валуну их содержатся в палеоген-неогеновых конгломератах соседних с Рушанско-Базардаринской зоной районах.

Наиболее молодые интрузивные образования Рушанско-Базардаринской зоны представлены крупными дайковыми телами, прорывающими триасовые и юрские отложения. Они обнажаются в пределах Базардаринского хребта по долинам Караджилги, Базардары и в ряде других мест. Крупнейшая Базардаринская дайка сложена в центре граносиенитовыми порфирами, а в краевой части диоритовыми порфирами. Мощность ее 30-50 м. Другие дайковые тела граносиенит-порфиров значительно меньших размеров. Иногда устанавлива-

ются гранит-порфиры, кварцевые порфиры, образующие линзообразные тела мощностью до 20-25 м. Возраст малых интрузий Базардаринского хребта послекюрский, но, очевидно, докайнозойский. Валуну пород дайковых образований встречаются в кайнозойских (палеоген-неогеновых) отложениях в бассейне оз. Булункуль и в верховьях р. Токузбулак.

**Тектоника.** Структура геосинклинального комплекса Рушанско-Базардаринской зоны трехъярусная. Первый структурный ярус её образуют каменноугольно-пермские и триасовые отложения; второй - толща нижней-средней юры и третий - верхнеюрские породы.

Дислокации первого структурного яруса характеризуются наиболее крутыми углами падения пород. Наклон пластов в них обычно составляет 40-60°, иногда до 70°. Чаще всего большей сложностью и крутыми залеганиями отличаются мелкие складчатые дислокации. Крупные структуры сравнительно простые. Они простираются в соответствии с ориентировкой ограничивающих зону разломов.

В восточной части Базардаринского хребта структура, сложенная каменноугольно-пермскими и триасовыми отложениями, представлена, по данным Б.П. Бархатова (1963), крупным антиклинорием северо-западного простирания. Имеются также указания о наличии здесь куполовидной структуры, осложненной мелкими складками и разрывами (Пыжьянов, Кошлов, 1978). Совокупность полученных к настоящему времени материалов (Ионин, 1933; Дуткевич, 1936; Баранов, 1936; Бархатов, 1963; Винниченко, 1978 и др.) позволяет заметить в восточной части Базардаринского хребта систему складок, простирающихся с юго-востока на северо-запад (рис. 26). В низовьях р. Бозтере (вжн.) каменноугольно-пермские и триасовые отложения смяты в складки субмеридиональной ориентировки.

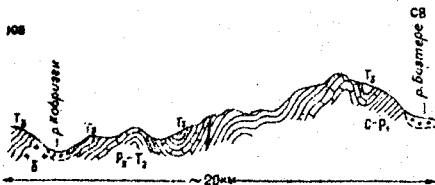


Рис. 26. Геологический разрез левого борта р. Кообринген в ее низовьях.

Вжне устанавливаются структуры, простирание которых близко к

широтным. Вдоль Гунт-Аличурского разлома наблюдается крупная синклинали с крутым юго-западным и пологим север-северо-восточным крылом. В бассейне р.Акархар (южн.) намечается еще одна крупная синклинали, сложенная триасовыми терригенными накоплениями. Складка погружается на северо-запад, испытывая при этом плавное изменение простираний с субмеридионального ( $350^{\circ}$ ) на северо-западное ( $330^{\circ}$ ). В устьевой части р.Акархар (южн.) в области положительной ундуляции шарнира синклинали триасовые и каменноугольно-пермские отложения прорываются гранитодами. Направление пород в крыльях синклинали в долине р.Бозтере (южн.) достигает  $50-60^{\circ}$ . В бассейне р.Акархар (сев.) отмечается опрокинутость структуры к северо-востоку. Юго-западное ее крыло характеризуется более крутыми залеганиями пород. Наклон пластов в этом крыле  $50-60^{\circ}$ , иногда до  $70^{\circ}$ . В северо-восточном крыле породы падают под углами  $30-35^{\circ}$ .

В левобережье нижнего течения р.Акархар (сев.) синклинали ограничивается поверхностью Истыкского разлома. Считалось, что в северо-восточном крыле разлома в среднем течении р.Бозтере (сев.) имеется продолжение синклинали, смещенное в результате горизонтальных движений к юго-востоку на расстоянии многих километров (Руженин, 1968). Сейчас выяснилось, что разрезы каменноугольно-пермских и триасовых отложений в крыльях Истыкского разлома резко различны. Соответственно нет оснований считать частями единой структуры синклинали в долине р.Бозтере (южн.) и синклинали среднего течения р.Бозтере (сев.). Их следует рассматривать в качестве самостоятельных структур, сформированных в разных тектонических зонах.

В пределах северного склона и западной части Базардаринского хребта дислокации, сложенные каменноугольными, пермскими и триасовыми отложениями, отличается, по существующим представлениям, большой сложностью и, как правило, меридиональной и северо-восточной ориентировкой. Г.А.Дуткевич и М.А.Калыкова (1936) отмечали, что вероятнее всего при образовании дугообразной изогнутости складок не последнюю роль сыграли мощные гранитные интрузии. Вдоль западного контакта интрузива в осевой части Базардаринского хребта дислокации простирания меридионально, параллельно интрузивному контакту. Появление представлений о преобладании меридиональных простираний обусловлено в

значительной степени несколько необычной вытянутостью выходов каменноугольных, пермских и триасовых отложений в плане. Форма выходов зависит от величины углов наклонов пород и степени эрозионного расчленения площади их распространения. Левые притоки р. Мургаб, дренирующие северный склон Базардаринского хребта, имеют меридиональную и северо-восточную ориентировку. В условиях глубокого вреза этих притоков каменноугольно-пермские и триасовые отложения при сравнительно небольших в среднем углах падений будут иметь вытянутую вдоль орографических единиц форму. В частности, вдоль нижних частей склонов в долине Акджилги (сев.) обнажаются сланцы карбона и перми. Меридионально ориентированные водораздельные гребни сложены триасовыми породами. Крупные региональные структуры северного склона Базардаринского хребта оказываются сравнительно простыми. Широко представлены в указанном районе мульдообразные синклинали с углами падений на крыльях  $20-30^{\circ}$ , реже  $40^{\circ}$ . В отличие от крупных структур мелкие дислокации нередко бывают сложными, с крутыми углами падений.

Мнения о тектонической структуре Рушанского хребта, как и о возрасте развитых здесь толщ, противоречивые. В настоящее время широкое признание среди геологов получила точка зрения, согласно которой толщи каменноугольных, пермских и триасовых пород Рушанского хребта образуют крупную синклиналичную структуру, осложненную мелкими складками и разрывами. Более полные данные показывают однако, что синклиналичный характер структуры указанного района нельзя признать доказанным. С уверенностью можно говорить о наличии двух моноклиналей со встречным падением и разграниченных полосой метаморфических пород докембрия, гранитоидов и дизъюнктивными нарушениями. Состав и мощности толщ, слагающих эти моноклинали, неодинаковые. В северо-восточной части Рушанского хребта в левобережье р. Бартанг каменноугольные, пермские и триасовые отложения имеют юго-восточные наклоны пластов под углами от  $5-10^{\circ}$  до  $30^{\circ}$ , реже более. В пределах юго-восточной части хребта видны крутые северо-западные падения пород. Здесь устанавливаются пермские и триасовые отложения. В левобережье р. Гунт отложения, образующие пермскую структурную югу Рушанско-Базардаринской зоны, прорваны многочисленными телами гранитоидов. М.К. Кухтиков допускает

возможность наличия в данном районе крупных олистолитов и олистостромов, сложенных гранитоидами и ошибочно принимаемыми за интрузивные тела (Кухтиков и др., 1981). Пермские и триасовые сланцы и песчаники, сохранившиеся среди гранитоидов, падают на северо-запад. Углы падения  $40-60^{\circ}$ .

Во втором структурном ярусе чаще всего наблюдаются брахиформные структуры, в незначительной степени осложненные мелкими разрывами. Вдоль разломов, ограничивающих зону с севера и северо-востока, отмечаются моноклинали с падениями пластов до  $60-70^{\circ}$ .

По южному побережью Сарезского озера к востоку от Ирхтского залива толща нижней-средней юры разбита крутопадающим к югу широтным разрывом на две крупные моноклинали. В северной из них, сложенной байосскими известняками, пласты пород падают на юг под углами  $65^{\circ}$ . Южная моноклираль характеризуется более крутыми падениями, нередко достигающими  $70^{\circ}$ . В восточной части южного побережья Сарезского озера толща нижней - средней юры слагает асимметричную синклираль, простирающуюся с юго-запада на северо-восток ( $45-50^{\circ}$ ). В ее северо-восточном крыле пласты имеют наклон  $30-50^{\circ}$ , в юго-восточном - углы падения нередко превышают  $50^{\circ}$ .

В области юго-западного погружения описанная синклираль ограничивается крупным разрывным нарушением с падением сместителя на юго-запад под углами  $80-85^{\circ}$ . Толща нижней - средней юры, обнажающаяся в юго-западном крыле вышеуказанного дизъюнктива, образует моноклираль с юго-западными наклонами пластов под углами  $65-70^{\circ}$ . В долине р. Ватасаиф моноклиральное залегание юрских известняков осложнено небольшой широтно простирающейся синклиалью. Породы в ее крыльях падают под углами  $60-65^{\circ}$ .

В левобережье р. Катта-Марджанай ниже-среднеюрские известняки слагают крупную брахисинклираль, осложненную в ядерной части мелкими складками. В южном крыле синклинали залегания известняков, как правило, пологие, не превышающие  $10-20^{\circ}$ , в северном крыле ее, разбитом в ряде мест разрывами, видны падения под углами до  $50^{\circ}$ .

В восточной части Рушанско-Базардаринской зоны в правобережье р. Куберганды в районе водораздела с р. Дейре ниже-сред-

нейрские карбонатные накопления слагают синклиналь широтного простирания. Пласты пород в крыльях синклинали отличаются крутым падением (до  $60^{\circ}$ ). Считается, что как с севера, так и с юга толща юры ограничена крутопадающими разрывами. В ядерной части известняки имеют пологие, нередко горизонтальные залегания.

В полосе юрских отложений, обнажившихся вдоль Чакобайского разлома, преобладают северо-восточные и восточные падения пород. В ряде мест общее моноклиналиное залегание в толще юры осложняется складчатыми дислокациями и малкими крутопадающими разрывами. В левобережье верхнего течения р. Бозтаре (жэн.) наблюдается синклиналиная структура с байосскими известняками в ядре. В юго-западном крыле ее пласты пород наклонены к северо-востоку под углами  $20-25^{\circ}$ . В ядре известняки, хотя и разбиты разрывами, залегают горизонтально. В северо-восточном крыле вдоль Чакобайского разлома видны крутые ( $60-65^{\circ}$ ) юго-западные ( $250^{\circ}$ ) падения пород.

К юго-востоку от описанной синклинали в долине Чакобая и в районе сел. Мамазаир толща юры характеризуется северо-восточными падениями. Простирание пород как и углы наклонов резко изменчивые, непосредственно вдоль Чакобайского разлома пласты юрских известняков стоят на головах. При удалении от разлома происходит постепенное выполаживание углов до  $15-20^{\circ}$ .

Толща верхней юры, слагающая третий структурный ярус Руманско-Базардаринской зоны, слагает простые мульдообразные синклинали. Наклоны пластов пород редко превышают  $15-20^{\circ}$ . В районе пер. Найзаташ известняки верхней юры обрезают синклинали широтного простирания. Сось ее проходит через устьевую часть р. Ункурджангидавансай. В северном крыле известняки имеют южные падения под углами  $10-15^{\circ}$ , в южном крыле породы падают на север под углами не более  $15^{\circ}$ . К югу от горы Найзаташ верхнеюрские известняки, несогласно лежащие на пермских и триасовых сланцах и песчаниках, смяты в небольшие синклиналиные складки с наклонами пород в крыльях  $10-12^{\circ}$ . В верховьях Кокджарджангидавансая толща верхней юры характеризуется северо-восточными падениями пород под углами не более  $15-20^{\circ}$ . В юго-восточном окончании Руманско-Базардаринской зоны отмечается синклинали широтного простирания. Падение пород в крыльях



10–15°. К востоку синклиналь погружается и залегания пород выполаживаются до 5°, в ядерной части местами до горизонтальных. Вдоль разломов, ограничивающих зону, пласты известняков верхней юры вздернуты. Здесь наклон пластов достигает 40–50°.

Вышеохарактеризованные структуры сформировались в три фазы. В первую фазу, охватившую зону в конце поздне триасовой эпохи, были дислоцированы отложения карбона, перми и триаса. В конце средней юры образовались структуры второго яруса. Дислокации третьего структурного яруса созданы в конце поздней юры.

Истыкская зона занимает центральную часть Юго-Восточного Памира, прослеживаясь с левобережья р. Мургаб на юго-восток через район сел. Чаштибе и Шаймак к Сарыкольскому хребту. Далее зона уходит в область Каракорума. Северо-восточной границей Истыкской зоны служит Истыкский разлом. На юге и юго-западе ее ограничивает Чакобайский и Гунт-Аличурский разломы.

Стратиграфия. Породы древнего фундамента Истыкской зоны в пределах исследованной территории не обнажаются. На основе материалов Н.А. Беляевского (1965) можно считать, что в районе Каракорума комплекс основания зоны слагают кристаллические породы, скорее всего, протерозойского возраста.

Стратиграфический разрез зоны начинается толщей перми. В долине Кастанатджилги (правый приток р. Истык) в нижней части толщи обнажаются глинистые сланцы, алевролиты, известковистые песчаники и глинистые известняки с обильными остатками сакмарско-артинских брахиопод (Грунт, Дмитриева, 1973). Мощность 300–400 м. В устье р. Куруистык среди аргиллитов встречаются также прослой битуминозных известняков с раковинами двустворок, гастропод и амmonoидей. Выше в разрезе перми залегают алевролиты и органогенно-обломочные и фузулиновые известняки с многочисленными остатками брахиопод, ругоз, табулят и фузулинид. Мощность несколько десятков метров. Далее следуют андезиты, андезито-дациты, их туфы (7–20 м). Верхи пермской толщи выражены массивными и массивно-слоистыми, иногда конгломератовидными известняками, содержащими в нижней части прослой, линзы и желваки кремней. Э.Я. Левен (1967) выделил вышеотмеченные породы в куртекинскую свиту, соответствующую по возрасту

кубергандинскому, мургабскому и памирскому горизонтам. Б.М.Гущин (1969) считает возможным наметить в нижней части толщи известняков стратиграфические аналоги кубергандинской, джамантальской и дейринской свит общей мощностью не более первых десятков метров. Большую часть известняков (около 80 м) он включил в кастанатджилгинскую свиту и отнес их к памирскому горизонту. В долинах рек Карасу и Куртеке обнаружены остатки фораминифер *Codonofusiella* (?) sp., *Nodosaria* sp., *Geinitzina* sp., *Neofusulinella* sp. и водорослей *Vermiporella* sp., *Tuberhytes obscurus* Masl., *Epimastopora* sp., свидетельствующих о принадлежности вмещающих их пород памирскому горизонту. Разрез перми Истыкской зоны заканчивает сиаллитовый горизонт, состоящий из продуктов монтмориллонит-гидрослюдистой коры выветривания мощностью несколько метров (Новиков, 1976). Общая мощность пермской толщи около 600 м.

Триасовые отложения залегают на подстилающих породах согласно. В нижней части толщи триаса наблюдается пачка плитчатых и тонкослоистых известняков, кремней и доломитов. Максимальная мощность их в долине р. Шинды 80-90 м, в других местах первые десятки метров. В верхней части пачки в известняках обнаруживаются остатки брахиопод и двустворок, указывающих на анизийский ярус среднего триаса (Дронов и др., 1964). В целом пачка включает осадки от индского до анизийского ярусов.

Стратиграфически выше в разрезе триаса залегают породы акташской свиты. Разрез ее в долине р. Шинды имеет следующее строение (Клунников и др., 1936; Бархатов, 1963; Дронов и др., 1964; Винниченко, 1978<sub>1</sub> и др.). В нижней части свиты залегают грубослоистые доломитизированные известняки и доломиты мощностью около 100 м. В прослоях известняков среди доломитов встречаются ладинские двустворки. Выше следует мощная толща массивных и массивно-слоистых рифогенных известняков. В отдельных местах известняки брекчиевидные и конгломератовидные, большая часть их органогенно-обломочные. Главными рифостроителями являются водоросли и кораллы, образующие в толще свиты крупные скопления. Широко развиты также двустворчатые моллюски, имеющие карнийский и норийский возраст. Среди них в большом количестве отмечаются толстостенные двустворки мегалонтид, а также остатки цератитов, гастропод, брахиопод и иглы

ежей. Мощность рифогенных известняков 700-800 м. Вверх по разрезу они сменяются яснослоистыми известняками с остатками норийских аммоноидей. Мощность 100 м. Общая мощность акташской свиты в долине р.Шинды около 1000 м. В более западных и северо-западных районах разрез акташской свиты в целом близок к вышеописанному, хотя он не всегда бывает таким полным. Мощность свиты здесь 500-550 м.

В районе пер.Найзаташ ближе к юго-западной периферии Истыкской зоны известняки акташской свиты перекрываются частично с фациальными замещением толщей плитчатых известняков с желваками и линзами кремней. Мощность этой толщи 60-70 м. Нередко ее обособляют в найзаташскую свиту (Расчленение..., 1976). По наличию остатков двустворок и кораллов свита считается норийской по возрасту.

Верхи триасовой толщи в Истыкской зоне представлены терригенными и терригенно-карбонатными накоплениями. В краевых частях зоны развиты терригенные отложения, выделяемые в истыкскую свиту. В долине р.Кастанатджилга свита сложена аргиллитами и алевролитами с прослоями мергелей и известняков. Мощность свиты 300 м. В известняках содержатся остатки брахиопод, двустворок, кораллов, гидроидных полипов и аммоноидей норийского возраста (Ренгартен, 1935; Клуников, и др., 1936; Бархатов, 1963 и др.).

В левобережье верхнего течения р.Кызылрабат отложения, перекрывающие породы акташской свиты, выражены аргиллитами, алевролитами и песчаниками с линзобразными телами органогенных известняков. Здесь верхи триасовой толщи обособляют в бортепинскую свиту (Расчленение..., 1976). В песчаниках и алевролитах нижней части свиты обнаруживаются плохо сохранившиеся остатки флоры. В известняках в указанном районе встречаются раковины двустворок, брахиопод, остатки кораллов, гидроидных полипов, гастропод и аммоноидей, свидетельствующих в целом о норийско-рэтском возрасте вмещающих пород. Мощность бортепинской свиты 300 м. Общая мощность триаса в Истыкской зоне 1000-1300 м.

Описанные отложения перми и триаса с угловым несогласием перекрываются толщей юры. По данным В.П.Ренгартена (1935) и Б.П.Бархатова (1963), разрез юры в пределах территории Истык-

ской зоны начинается с байосских отложений. Ю.В.Станкевич (1960) указывает на отсутствие в разрезе юры района р.Куртеке отложений нижнего и среднего отделов. Позднее стали считать, что юрская толща включает осадки, начиная с валена, а местами с тоара (Дронов и др., 1964). К настоящему времени показано, что значительная часть толщи юры относится к отложениям батского яруса и маляма. В ряде районов Истынской зоны в основании юры выявляются породы байоса. Отложения, включающие раннеюрские органические остатки, встречаются лишь в отдельных местах территории зоны. Чаще всего данные отложения представлены карбонатно-обломочными накоплениями. Раннеюрские остатки фауны содержатся, как правило, в обломках и находятся в переотложенном состоянии. Наличие нижнеюрских отложений в пределах Истынской зоны нельзя признать, таким образом, доказанным. В основании разреза юры повсеместно залегают красноцветные песчаники и конгломераты изменчивой мощности, не превышающей 10-12 м. Выше залегают плитчатые мергели, глинистые сланцы, алевролиты и песчаники. В долине р.Куртеке и соседних с ней районах в этой части толщи юры встречаются линзы углей. Далее идут грубо-слоистые известняки и мергели с прослоями и линзами глинистых и известковистых сланцев. Известняки часто с углистыми включениями, иногда оолитовые, органогенно-обломочные. Отсюда уже давно известны остатки фауны верхнего байоса (Ренгартен, 1935; Бархатов, 1963 и др.). Мощность описанных отложений 200 м.

Стратиграфически выше следует толща батского яруса, состоящая из серых слоистых известняков и мергелей с редкими прослоями глинистых сланцев. В верхах толщи известняки бывают грубо-слоистыми и содержат желваки и линзы кремней. Возраст толщи обосновывается находками остатков фауны в различных пунктах зоны (Ренгартен, 1935; Бархатов, 1963; Дронов и др., 1964 и др.). Мощность батской толщи 200-250 м, иногда до 400 м.

Верхнеюрские отложения развиты в пределах Истынской зоны преимущественно в тех же районах, где установлены породы средней юры. После работ В.П.Ренгартена (1935) считалось, что толща верхней юры залегает на подстилавших отложениях с резким угловым несогласием. Впоследствии выяснилось, что верхнеюрские отложения пластуются с известняками батского яруса параллельно. В то же время отмечается, что в ряде мест верхняя юра залегает

непосредственно на карбонатных породах триаса. В этих случаях в основании верхнеюрской толщи отчетливо видно угловое несогласие. В юго-восточной части Истыкской зоны по долинам рек Джилгакочасу и Каракульшашу разрез верхней юры представляется в следующем виде. Базальные слои выражены грубослоистыми серыми, иногда красноватыми обломочно-детритусовыми и брекчиевидными известняками. Мощность 200-250 м. Выше наблюдаются глинистые известняки с желваками кремней и затем серые грубослоистые известняки. Верхи верхнеюрской толщи образованы светлыми, рифогенными, иногда конгломератовидными и органогенно-обломочными известняками мощностью 300-400 м. По всему разрезу в различных пунктах бассейна рек Джилгакочасу и Каракульшашу обнаруживаются многочисленные остатки двустворок, аммонитов, кораллов и др. фауны. В нижней части толщи верхней юры имеются окаменелости келловейских двустворок и аммонитов. Выше найдены оксфордские двустворки. В верхах разреза отмечаются остатки аммонитов, свидетельствующие о наличии титонских отложений. Мощность отложений верхней юры 800 м.

В долине р. Екенчиканчигей и в районе пер. Найзаташ встречены остатки кораллов *Thamnosteria* sp. indet., *Microsobna* sp., сходные по облику с позднеюрскими формами. В долинах Караулдындалы и Шахтесая найдены многочисленные остатки *Stilosmilia michelini* M. Edw. et Uaime, относящиеся, по мнению определивших их Г. К. Мельниковой, к позднекелловейско-раннеоксфордским формам.

Постгеосинклинальные отложения Истыкской зоны представлены толщей грубообломочных красноватых накоплений, выделенных Д. В. Наливкиным (1932) в куртекинскую свиту. Мощность свиты в долине р. Куртеке 400-500 м, в других местах - 200-300 м.

Д. В. Наливкин (1932) относил куртекинскую свиту к неогену. Позднее ее стали считать третичной, палеогеновой или же палеоген-неогеновой (Клунников, 1934; Бархатов, 1963 и др.).

Интрузивные образования в пределах Истыкской зоны не известны.

Тектоника. Вышеизложенные материалы позволяют расчленить геосинклинальный комплекс Истыкской зоны на два структурных яруса. Отложения перми и триаса образуют первый структурный ярус. В юре ранее намечалось два структурных яруса. Считалось,

что первый из них сложен среднеюрскими известняками, второй — породами верхней юры (Винниченко, 1978<sub>Г</sub>). В настоящее время установлено, что характер дислокаций среднеюрской толщи, с одной стороны, и верхнеюрской, с другой, в общих чертах оказывается одинаковым. Угловое несогласие между отложениями средней и верхней юры, как правило, незначительное. Местами оно отсутствует совсем и толщи средней и верхней юры пластуются в таких случаях параллельно. Видимо, следует выделить единый структурный ярус, сложенный юрскими отложениями, подразделив его на два подъяруса. Кайковские (палеоген-неогеновые) песчаники и конгломераты куртекинской свиты составляют самостоятельный структурный ярус постгеосинклинального комплекса.

В первом структурном ярусе морфология структур находится в тесной связи с литологическим составом слагающих пород. Для терригенных накоплений свойственно широкое развитие мелких пликативных дислокаций. Плотные, часто массивные карбонатные породы образуют сравнительно простые и пологие складки. В то же время, как отмечал еще В.Н. Ренгартен (1935), наряду с участками, где известняковые толщи залегают спокойно и почти горизонтально, в пределах Истыкской зоны встречаются места, где породы интенсивно дислоцированы. Чаще всего, сложные структуры с крутыми залеганиями тяготеют к крупным разрывным нарушениям.

Принято считать, что в юго-восточной части Истыкской зоны в междуречье Джилгакочасу-Каракульшашу известняки триаса образуют опрокинутую слегка на северо-восток антиклиналь. Имеющиеся материалы свидетельствуют однако о том, что с уверенностью можно говорить о моноклиналином падении толщи триаса на юго-запад под углами  $40-70^{\circ}$ . С юго-запада моноклираль ограничивается крутопадающим на юго-запад разрывом. В левобережье р. Каракульшашу имеется еще одна моноклираль, сложенная карбонатными породами триаса. Здесь наклон пластов составляет  $60-75^{\circ}$ . Азимут падения юго-запад  $210-230^{\circ}$ .

В левобережье р. Аксу в бассейне р. Аюджол до широты сел. Шаймак толща триасовых известняков также характеризуется юго-западным ( $240-250^{\circ}$ ) падением пластов под углами  $50-60^{\circ}$ . Южнее в районе перевала из верховьев р. Сарысу в долину Аксу отмечаются встречные, т.е. северо-восточные падения известняков триаса. По элементам залегания создается, таким образом, впечатление о синклинальном характере структуры. В то же время следует за-

метить, что область смены направления падений известняков триаса в верховьях р.Ауджол скрыта под юрскими отложениями, разбитыми дизъюнктивным нарушением на две моноклинали. не исключено, что и толща триаса, подстилающая юрские известняки, слагает две моноклинали с падением пластов слагающих их пород навстречу друг другу.

К северо-западу от сел.Чаштубе в долинах Учджилги и Караулындалы намечается две полосы пермских и триасовых отложений. В левобережье Учджилги известняки триаса образуют моноклинали с северо-восточным падением пород. Углы падений не менее  $60^{\circ}$ . В левобережье Караулындалы пермские и триасовые отложения смяты в систему складок, простирающихся с юго-востока на северо-запад. Углы падений в крыльях складок  $40-50^{\circ}$ . Вблизи разрывов иногда видны более крутые наклоны пластов ( $60-65^{\circ}$ ). В долинах Шахтесая и Куртеке выявляются мелкие складки размахом крыльев в первые метры (рис.27,28).

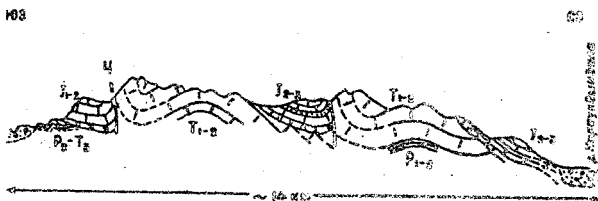


Рис.27.Геологический разрез левого борта р.Караулындала по долине р.Куртеке.



Рис.28.Геологический разрез левого борта р.Караулындала по долине р.Шахтесая.

В северо-западном окончании Исхмической зоны намечается моноклинали триасовых известняков, ограниченных вертикально падающими дизъюнктивными. Простираются моноклинали с юго-востока на северо-запад. Пласты пород стоят на коловах или же круто падают на северо-восток.

Во втором структурном ярусе Истыкской зоны залегания пород более пологие. Дислокации нередко имеют брахиформный характер. Разрывы, осложняющие складки, как правило, небольшие по протяженности и незначительной амплитуды. В юго-восточной части зоны в долине Джилгаочасу среднеюрские отложения образуют синклиналь, погружающуюся в юго-восточном направлении. Северо-восточное крыло ее более пологое с углами наклонов  $30-40^{\circ}$ . В юго-западном крыле пласты пород наклонены на северо-восток под углами  $50-60^{\circ}$ . В верховьях Джилгаочасу при погружении синклинали среднеюрские известняки скрываются под толщей верхней юры. Последние, выполняя ядерную часть синклинали, имеют пологие, близкие к горизонтальным залегания. Юго-восточнее, в пределах западного склона Сарыкольского хребта площадь распространения юрских отложений увеличивается. Здесь намечается крупная широкая синклиналь с верхнеюрскими массивными известняками в ядерной части. В северо-восточном крыле ее породы падают на юго-запад под углами  $30-40^{\circ}$ . В другом крыле, осложненном крутопадающим на юго-запад дизъюнктивом, пласты пород наклонены под более крутыми углами, иногда достигающими  $50-60^{\circ}$ . В ядре синклинали известняки верхней юры отличаются горизонтальными залеганиями.

В левобережье р. Аксу дислокации юры имеют облик, в целом сходный с вышеописанным. В верховьях Кунтайся средне-верхнеюрские отложения, несогласно перекрывающие триасовые известняки, слагают моноклиналь, падающую на север-северо-восток под углами  $30-35^{\circ}$ . С севера моноклиналь ограничена разрывом, вдоль которого пласты пород вздернуты и образуют небольшую узкую синклиналь. В зоне разрыва пласты пород стоят на головах. Против сел. Шаймак в бассейне р. Ауджол юрские отложения слагают крупную пологую синклиналь. Простирается ее близко к широтному, с небольшим отклонением к юго-востоку. Наклон пластов в крыльях синклинали не превышает  $20^{\circ}$ . В ядерной части, сложенной массивными верхнеюрскими известняками, отмечаются мелкие разрывы с амплитудой в первые сотни метров. Такие же по морфологии складки устанавливаются в юго-западной части Истыкской зоны.

Кайнозойские отложения постгеосинклинального комплекса Истыкской зоны отличаются наименьшей дислоцированностью. В долине Куртеке и Караулдындали наклон конгломератов и песчаников сос-



тавляет 5-10°, в правобережье Кастанатджилги углы падений 10-12°.

Высохарактеризованные структуры позднепалеозойско-мезозойского комплекса сформированы в результате проявления двух фаз диастрофизма: в конце поздне триасовой - начале раннеюрской эпохи и в поздней юре. Кайнозойские (палеоген-неогеновые) конгломераты были смяты в плиоцен-древнечетвертичное время.

Зоуташ-Мынхаджирская зона включает бассейн р. Мургаб выше устья р. Шелибель, Зоуташ-Мынхаджирский район и оба борта р. Аксу между устьями рек Шинды и Балгын. Границы зоны на севере и северо-востоке выражены Бартанг-Пшартским, а на юге и юго-западе Истыкским разломами. В западной части Пшартского хребта указанные разломы сочленяются и зона выклинивается. В юго-восточном направлении, судя по имеющимся материалам (Беляевский, 1956, 1965; Геологическая карта..., 1964), Зоуташ-Мынхаджирская зона уходит в область Каракорума.

Стратиграфия. Докембрийское основание зоны слагают условно рифейские слюдястые, кварцево-сланцевые и слюдясто-серицитовые сланцы и кварциты. Разрез геосинклинального комплекса зоны начинается толща терригенных накоплений, относящихся по возрасту к каменноугольно-раннепермским образованиям. По новейшим данным (Новиков, 1976), толща подразделяется на две свиты. Нижняя свита условно относится к карбону. Разрез ее по всей площади зоны имеет однотипное строение. Свиту слагают глинистые сланцы, алевролиты и песчаники общей мощностью 500-600 м. В основании верхней свиты устанавливается горизонт валунно-глыбовых накоплений, состоящих из органогенно-обломочных и глинистых известняков, реже песчаников, кварцитов и алевролитов, сходных с подстилающими породами нижней свиты. В известняковых глыбах и валунах по долинам рек Карабелес, Шорбулак, Зоракбурасаи и Куруистык содержатся остатки фауны амmonoидей, двустворок, криноидей, мшанок, фораминифер и табулят каменноугольно-раннепермского возраста (Гущин, 1969; Новиков, 1976 и др.). Мощность горизонта валунно-глыбовых накоплений исчисляется несколькими десятками метров. Выше по разрезу следует толща алевролитов, аргиллитов и мелкозернистых песчаников мощностью около 2000 м. По возрасту верхняя свита относится к нижней части нижней перми.

По северной периферии Зоуташ-Мынхаджирской зоны в бассейне р. Балгын и в Пшартском хребте в составе каменноугольно-нижне-

пермской толли большую роль играют кварцевые и кварц-полево-шпатовые песчаники и кварциты. Среди сланцев широко распространены филлитовидные разновидности. Мощность отложений в бассейне р. Балгыи около 2000 м, в Пшартском хребте 1500 м.

Стратиграфически выше в разрезе Зоуташ-Мынхаджирской зоны залегают вулканогенно-терригенно-карбонатные накопления шиндйской свиты. В восточной части зоны в долине р. Шинды ее слагают диабазовые порфириды и их туфы с прослоями сланцев и известняков. Общая мощность их 160 м. В более западных районах шиндйская свита состоит из эффузивов, сланцев, песчаников, кремней и известняков. Мощность свиты уменьшается до 80-100 м. Комплекс органических остатков, содержащихся в известняках шиндйской свиты, позволяет относить вмещающие их породы к верхней части дарвазского горизонта нижней перми (Бархатов, 1963). Э.Я. Левен (1974) считает, что отложения свиты следует включать в кубергандинский ярус верхней перми. По данным А.М. Павлова (1967), верхи свиты могут принадлежать уже нижней части мургабского яруса.

Более молодые отложения перми представлены известняково-кремнисто-сланцевой пачкой максимальной мощностью около 50 м. Преобладающими породами в составе пачки являются массивно-слоистые известняки, в виде прослоев отмечаются кремни, глинистые и мергелистые сланцы. Г.А. Дуткевич (1936) подразделял пачку на две свиты - агалхарскую и джамантальскую. Позднее породы агалхарской свиты стали включать в состав джамантальской в качестве нижней части ее (Гущин, 1969). Описанные отложения содержат остатки фораминифер и водорослей мургабского яруса верхней перми. Выше в долине р. Куталь залегает пачка кремней с прослоями известняков и сланцев мощностью 10-12 м. На них лежат конгломератовидные известняки и конгломераты с прослоями мергелей и тонкоплитчатых известняков. Г.А. Дуткевич (1937) выделил их в карасинскую свиту. Ранее свиту относили к верхней части мургабского горизонта. Б.М. Гущин (1969) обнаружил в породах свиты фузулиниды, характерные для памирского горизонта. В низовьях долины р. Шорбулак найдены кораллы *Wagenophyllum* sp. (ex gr. *longiseriata*) Аккажа, известные, по мнению определявших их И.В. Пыжьянова, из отложений верхов мургабского и памирского горизонта перми. С учетом этих находок карасинская свита мо-

жет быть включена в нижнюю часть памирского горизонта. Максимальная мощность свиты в долине р.Куталь 30-40 м, в других районах - 15-25 м.

Выше по разрезу наблюдается кутальская свита желтоватых, фиолетовых, зеленоватых известняков, кремней и сланцев с редкими линзами диабазовых порфиров (Дуткевич, 1937). В известняках во всех районах распространения свиты обнаруживаются многочисленны остатки фузулинид памирского горизонта (Гущин, 1969). Мощность кутальской свиты не более 40 м.

Верхи памирского горизонта Зоуташ-Мынхаджирской зоны представлены породами тахтабулакской свиты. По данным В.П.Новикова (1979), свита залегает на подстилающих породах с разрывом и базальными конгломератами в основании. В долине р.Куталь выше конгломератов наблюдаются глинисто-известковистые аргиллиты с прослоями известняковых конгломератов, известняков, песчаников и гравелитов, состоящих из обломков вулканитов основного состава. Мощность 25-30 м. Затем идут конгломератобрекчии, песчаники и алевролиты с прослоями тонкослоистых туфоаргиллитов. Мощность около 100 м. Далее проявляются конгломераты, сложенные в основном валунами известняков. Изредка встречаются обломки диабазов. Мощность 30 м. В верхней части тахтабулакской свиты устанавливаются монтмориллонит-гидрослюдистые глины с щебнем подстилающих пород. Общая мощность свиты в долине р.Куталь около 170 м. В верховьях р.Карабелес В.П.Новиков (1979) указывает мощность 182 м. В других местах тахтабулакская свита имеет мощность около 100 м. Стратиграфическое положение свиты определяется по наличию в ее породах многочисленных остатков фораминифер (Расчленение..., 1976).

Толща триаса залегает на породах перми с разрывом, но параллельно. Разрез триаса начинают плитчатые известняки и известняковые конгломераты, в цементе которых отмечаются раннетриасовые двустворки. Выше следуют известняки, песчаники, известняковые конгломераты и кремни с прослоями глинистых и мергелистых сланцев. Здесь появляются остатки анизийских и ладинских двустворок. Еще выше залегают тонкоплитчатые и массивные известняки и кремни. Отсюда известны ладинско-карнийские остатки фауны. Общая мощность описанных отложений 100-150 м. В левобережье р.Аксу в районе сел.Мургаб известняки и кремни карнийского

яруса согласно перекрываются чередующимися, местами ритмично, алевролитами и аргиллитами с прослоями мелкозернистых песчаников. В долинах рек Шинды и Куруистык породы содержат остатки норийских двустворок и аммоноидей (Дронов и др., 1964). Мощность терригенных отложений триаса 1200–1300 м. По возрасту алевролито-аргиллито-песчаниковые накопления в своей нижней части соответствуют норийскому ярусу, в верхней – условно ретскому ярусу верхнего триаса. Общая мощность толщи триаса Зоуташ-Мынхаджирской зоны около 1500 м.

Каменноугольно-пермские и триасовые отложения с угловым несогласием перекрываются юрской толщей. Базальные слои ее представлены красноцветными песчаниками и конгломератами мощностью до первых десятков метров. Вышележащая часть юрской толщи сложена карбонатными породами с прослоями и пачками терригенных отложений.

В левобережье р. Аксу в районе горы Мынхаджир красноцветные песчаники и конгломераты вверх по разрезу сменяются свитой глинистых, местами доломитизированных известняков с остатками геттанг-синемюрских двустворок. Мощность около 100 м. Выше лежат глинистые сланцы и песчаники с прослоями доломитизированных известняков. Мощность 80 м. В этой части юрской толщи устанавливаются остатки раннебайосских аммонитов. Далее идут грубослоистые и плитчатые известняки с прослоями глинистых сланцев, мергелей и кремней мощностью 180–200 м. Здесь обнаруживаются позднебайосские аммониты. В левобережье р. Аксу найдены остатки кораллов *Salampyphylia ex gr. moseri* Noby байосского возраста и представители рода *Stylosmilia*, относящиеся скорее всего к байос-батским формам (опред. Г. К. Мельниковой). Вышележащие отложения представлены мергелистыми сланцами и грубослоистыми известняками с обильными органическими остатками батских двустворок, брахиопод и т. д. В отдельных местах в районе горы Мынхаджир порода бывает насыщена многочисленными окаменелостями губок батского возраста. Мощность около 100 м.

Выше залегают пачка известняков (40 м), содержащих бат-раннекелловейские органические остатки (Ренгартен, 1935; Бархатов, 1963 и др.). Считается, что более молодые юрские отложения в Зоуташ-Мынхаджирском районе отсутствуют (Дронов и др., 1961, 1964 и др.). Ранее однако отмечалось, что описанные породы нижней-

средней юры и нижнего келловоя в районе хр. Зоуташ с угловым несогласием перекрываются толщей мергелей, сланцев и массивных известняков общей мощностью около 1000 м. В основании толщи устанавливается горизонт конгломератов с галькой подстилающих известняков. В средней части толщи Д. В. Наливкин (1932), В. П. Ренгартен (1935) и П. Д. Виноградов, Н. Н. Бобкова (Виноградов, 1958) обнаружили остатки брахиопод, двустворок, а также аммонитов, представленных, по заключению определявших их Н. С. Куджиной-Воронец (1935), видами, типичными для берриаса. Промотрившие впоследствии коллекцию аммонитов Г. Я. Крымголец и В. Ф. Пчелинцев выразили сомнение в правильности определений в связи с плохой сохранностью форм (Бархатов, 1963). Тем не менее вывод об отсутствии нижнемеловых отложений в хр. Зоуташ следует признать преждевременным, поскольку повторить сборы аммонитов до настоящего времени никому не удалось. Наличие верхнеюрской толщи в данном районе не вызывает сомнений. Эта толща состоит из массивных, иногда конгломератовидных известняков (600 м) с остатками фауны келловоя-титона. Здесь же встречены остатки аммонитов *Subcraspedites* sp. indet. известных в оксфорде-валенжине Мангышлака, Европейской части СССР и др. районах (определения Ф. Х. Хакимова). В нижней части верхнеюрской толщи наблюдается горизонт грубообломочных известняковых конгломератов с галькой подстилающих пород. Часто, но не повсеместно в ее основании фиксируется небольшое угловое несогласие.

В восточной части Зоуташ-Мынхаджирской зоны юрские отложения обнажаются в правобережье р. Аксу, между устьями рек Балгыч и Дункельдык. Красноцветные песчаники и конгломераты, начинающие разрез юры в данном районе, имеют мощность 15-20 м. В конгломератах содержится много галек известняков с остатками пермской и триасовой фауны. Стратиграфически выше следуют слоистые известняки, пронизанные множеством кальцитовых жил. Встречаются прослой ракушечников, глинистых сланцев и мергелей. Мощность 70-80 м. На них лежат глинистые сланцы, мергели и известняки с остатками двустворок и аммонитов байосского и батского ярусов. Мощность 200-250 м. Верхняя юрская толща в правобережье нижнего течения р. Дункельдык сложена светлыми массивными, часто обломочно-детритусовыми известняками с остатками двустворок и аммонитов келловоя. Мощность 160-200 м. Общая мощность юрской

толщи в устьевой части р.Дункельдык 550–600 м.

Верхи стратиграфического разреза Зоуташ–Мынхаджирской зоны выражены несогласно лежащей толщей красноцветных грубообломочных конгломератов, гравелитов и песчаников. В правобережье р.Аксу в районе сел.Тахтамыш в конгломератах имеются гальки известняков с позднеюрскими и меловыми остатками фауны. Мощности красноцветных накоплений в правобережье р.Шинды 500 м, в других местах не более 300–350 м. Описанная толща обычно относится к палеогену или же расчленяется на меловые и палеогеновые отложения (Швольман, 1977). Бедность, а местами и полное отсутствие органических остатков в породах толщи не позволяют признать такое расчленение обоснованным. По имеющимся данным, возраст красноцветных накоплений может быть установлен как кайнозойский, палеоген–неогеновый, точнее не определяемый.

Интрузивный магматизм. Древнейшие интрузивные образования Зоуташ–Мынхаджирской зоны представлены породами основного состава. Они обнажаются в виде небольших штокообразных и дайкообразных тел в юго-западной части зоны в верховьях Зоракбурасая, Зерсулуджилги и в правобережье р.Куруистык. По данным И.П.Юшина, в указанных районах среди пермских и триасовых отложений установлены габбро, габбро–диабазы и микрогаббро (Расчленение., 1976). Контакты с вмещающими породами резкие, секущие. Экзоконтактовые преобразования выразились в ороговиковании пород. Ширина зоны контактово-измененных пород 2–3 м. Здесь же встречаются маломощные дайки диабазов и диабазовых порфиритов мощностью от нескольких метров до 25–30 м. Все породы основного состава Зоуташ–Мынхаджирской зоны отличаются наибольшей щелочностью по сравнению с другими районами Юго-Восточного Памира (Петрология..., 1978). Возраст габброидов по прорыванию ими триасовых отложений определяется как поздне триасовый, доюрский.

Среди более поздних по времени формирования интрузивных пород Зоуташ–Мынхаджирской зоны наибольшим распространением пользуются гранитоиды. В.А.Николаев (1936) включил их в группу пьартекских гранитов. Согласно новейшим исследованиям, большая часть их обособляется в балгинский комплекс (Петрология..., 1978).

В восточной части зоны в правобережье р.Аксу обнажается Балгинский интрузив, асимметричное тело которого вытянуто со-

гласно с простираем вмещающих его пермских отложений с северо-запада на юго-восток на расстоянии нескольких десятков километров. Контакты интрузива резкие, неровные, чаще всего, секущие. Контактные изменения выразились в ороговиковании песчаников и сланцев и мраморизации известняков. В карбонатных породах иногда встречаются мелкие тела скарнов. Сланцы местами в зоне контакта с гранитоидами превращены в кристаллические биотитовые, андалузит- и кордиеритосодержащие разновидности. Большая часть Балгынского интрузива сложена породами главной фазы: крупнозернистыми порфиризовидными пегматоидными лейкократовыми гранитами. Во вторую фазу внедрились среднезернистые порфиризовидные граниты, слагающие мелкие штокообразные и пластовые тела в апикальной части интрузива. К жильным образованиям относятся аплитовидные граниты, аплиты, аплит-пегматиты и пегматиты. По составу гранитоиды Балгынского интрузива существенно микроклиновые. С интрузивом связаны кварцевые, кварц-сидеритовые и флюоритовые жилы. Аналогичным строением характеризуются Каратумшукский, Пшартский и Бугучиджигинский гранитоидные интрузивы.

В западной части Пшартского хребта гранитоидные интрузивы несколько отличаются от вышеописанных, в связи с чем они не включаются в Балгынский комплекс, а рассматриваются в составе интрузивных комплексов, распространенных в смежных с Зоуташ-Мынхаджирской зоной районах Рушанского хребта и в Аличурской долине. В то же время гранитоиды по существу всех массивов западной части Пшартского хребта обладают чертами "пшартских" гранитов, хотя и в недостаточно ярко выраженной форме. Западно-Пшартский и Акташский массивы являются частями единого пластообразного интрузива, вытянутого согласно с простираем вмещающих толщ. Контакты их крутопадающие, иногда инъекционные. Вокруг массивов наблюдается зона пород гнейсовидного облика (ширина до 1 км) с множеством как секущих, так и послонных жил аплитов и пегматитов. В экзоконтакте Акташского массива развиты роговики и мелкие тела скарнов. По составу гранитоиды микроклиновые, слабо порфиризовидные, гнейсовидные. В отличие от гранитоидов Рушанского хребта они относятся к ортитовому типу (Расчленение..., 1976).

Вышеохарактеризованные гранитоиды ранее рассматривались

как позднепалеозойские (Ренгартен, 1935) или же древнекиммерийские (Николаев, 1936) образования. С получением данных радиологических исследований среди них стали различать породы раннеюрского, раннемелового и мел-палеогенового возраста (Расчленение... 1976; Петрология... 1978 и др.). Известно, что гранитоиды прорывают каменноугольно-пермские и триасовые отложения. Активных контактов с юрскими отложениями они нигде не имеют. Повсеместно гранитоиды соприкасаются с юрскими известняками по разрывам. Вероятнее всего, что гранитоиды поздне триасовые по времени формирования.

Более молодые интрузивные породы Зоуташ-Мынхаджирской зоны представлены дайками диабазовых порфиритов. В осевой части хр. Зоуган устанавливается крутопадающая дайка широтного простирания, прорывающая известняки нижней-средней юры и келловейского яруса. Мощность ее несколько метров, протяженность более 200 м. Аналогичные дайки встречаются в Пшартском хребте, где они рвут поздне триасовые гранитоиды. Возраст диабазовых порфиритов, по-видимому, позднеюрский или же раннемеловой.

Тектоника. В геосинклинальном комплексе Зоуташ-Мынхаджирской зоны четко выражено одно угловое несогласие в основании юрской толщи, которое ограничивает сверху первый структурный ярус, сложенный каменноугольно-пермскими и триасовыми отложениями. Небольшое угловое несогласие и региональный размыв зафиксирован в подошве верхней юры. Соответственно в юрской толще ранее выделялось два структурных яруса. С получением дополнительных данных оказалось, что отложения юры, следует выделить в один ярус, подразделив его на два структурных подъяруса. Кайнозойские (палеоген-неогеновые) отложения составляют самостоятельный структурный ярус постгеосинклинального комплекса.

Наиболее сложные дислокации наблюдаются в первом ярусе. Здесь выявляются крупные складчатые структуры, в которых наклон пластов достигает 60-70°. Примером таких структур может служить синклинальная складка широтного простирания, установленная в правобережье р. Аксу между долинами рек Шинды и Дункельдык. Ядро ее слагают породы верхнего триаса. В крыльях синклинали обнажаются терригенные и вулканогенные образования нижней перми. Наклон пластов пород, участвующих в сложении складки, колеблется в пределах от 20 до 70°. На правом борту р. Дункель-



дык пласты пород вблизи контакта с гранитоидным интрузивом нередко стоят на головах. Шарнир описываемой синклинали испытывает плавное воздымание к западу при одновременном отклонении простирания структуры к северо-западу. Продолжение синклинали наблюдается в левобережье р.Аксу против сел.Тахтамыш. Простирание структуры в данном районе становится устойчивым северо-западным. Падение пород на крыльях как и в правобережье р.Аксу составляет в среднем  $40-60^{\circ}$ . В районе правобережья р.Зоракбурасай происходит погружение структуры. Площадь выхода верхнего триаса резко увеличивается. Западнее долины р.Шорбулак (сев.) синклиналь характеризуется пологими залегающими породами на крыльях ( $30-35^{\circ}$ ). К югу от описанной синклинали в верховьях Зоракбурасая каменноугольно-нижнепермские отложения образуют систему складок с углами падений пород в крыльях  $20-25^{\circ}$ . Вблизи Истикского разлома наклон пластов увеличивается до  $60-70^{\circ}$  (рис.29).

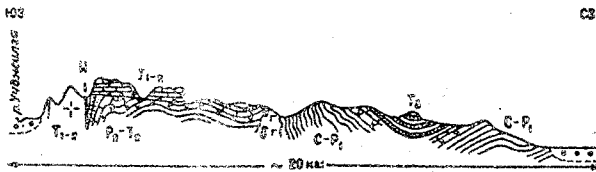


Рис.29. Геологический разрез левого борта р.Аксу по меридиану р.Зоракбурасай.

В районе горного массива Мынхаджир толща триаса смята в крупную синклиналиную складку, несколько отличающуюся от вышеописанных. Она осложняется множеством мелких пликативных дислокаций. Отмечается опрокинутость структуры к северу. В южном крыле синклинали породы нередко стоят на головах. В широтном направлении здесь проходит дизъюнктивное нарушение с падением сместителя на север под углами  $80-85^{\circ}$ . В северном крыле синклинали наклон пластов  $40-45^{\circ}$ .

По северному склону хр.Зоуташ отложения перми и триаса имеют южные падения. На южном склоне хр.Зоуташ в долине р.Куталь наблюдаются северные падения под углами  $70-75^{\circ}$ . В райче пер.Куталь и в верховьях р.Карабелес падения выколаживаются до  $45-50^{\circ}$ . В осевой части хр.Зоуташ проходит дизъюнктив, разде-

лящий охарактеризованную полосу триаса на две моноклинали со встречными падениями.

В западной части Зоуташ-Мынхаджирской зоны в ее первом структурном ярусе наряду со складками часто можно встретить моноклиналильные структуры. В левобережье р. Карасу устанавливается две моноклинали с юг-юго-восточными падениями пластов. Северная моноклинал, сложенная пермскими и триасовыми отложениями, имеет наклон пластов под углами  $40-50^{\circ}$ . Южная образована пермскими сланцами. Здесь породы падают на юг-юго-восток  $160-180^{\circ}$  под углами до  $70^{\circ}$ . В бассейне р. Бозтере (сев.) пермские и триасовые накопления слагают крупную синклиналь широтного простирания с углами наклонов пород в крыльях  $50-60^{\circ}$ . Северное крыло ее осложнено серией мелких пликтивных дислокаций. В низовьях рек Бозтере (сев.) и Акархар (сев.) пермские сланцы образуют систему мелких складок, простирающихся с северо-востока на юго-запад. Наклоны пластов в крыльях складок составляют  $50-60^{\circ}$ .

В Пшартском хребте толща перми, слагающая нижнюю часть южного склона по долинам рек Караджилга и Гумбезкол, характеризуется юго-западными и южными наклонами пластов. В среднем течении указанных рек пермские отложения прорываются гранитоидным интрузивом. В осевой части Пшартского хребта к северу от гранитоидов породы перми падают на северо-восток  $30-40^{\circ}$ . При движении на восток в долине р. Муздубулак происходит постепенная смена падений вначале на восточные, а затем на юго-восточные. По элементам залегания намечается, таким образом, антиклиналь с гранитоидами в ядре. С севера ее ограничивает крутопадающее на северо-восток разрывное нарушение. Следуя в юго-восточном направлении, разрыв уходит в район сел. Мургаб и далее скрывается под аллювием р. Аксу. По северному склону Пшартского хребта каменноугольно-пермские отложения образуют крупную моноклинал с юго-западными падениями напластований слагающих пород. Моноклинал осложнена множеством мелких складчатых структур и разрывов. В останцах кровли гранитоидных интрузивов Пшартского хребта и в районе водораздела между долинами рек Джамбай и Аксу пермские сланцы и вулканиты отличаются крутыми, часто вертикальными залеганиями при широтном простирании пород.

Во втором структурном ярусе Зоуташ-Мынхаджирской зоны дис-

локации более простые по сравнению с вышеописанными. Широко представлены крупные, нередко брахиформные складки. Падение пород в их крыльях редко превышает  $25^{\circ}$ . Чаще наклон пластов составляет  $15-20^{\circ}$ . В районе водораздела между долинами рек Куруистык и Сулуистык наблюдается синклинали асимметричного строения. Южное крыло синклинали осложнено разрывом. Пласты пород в этом крыле вздернуты, имея наклон на северо-восток под углами  $60-70^{\circ}$ . В северо-восточном крыле известняки юры падают под углами  $15-20^{\circ}$ .

В горном массиве Мынхаджир ниже-среднеюрские известняки образуют синклинали, существенно отличающуюся по своей морфологии от складок других районов зоны. В правобережье р. Аксу падения пластов в крыльях синклинали крутые до  $70^{\circ}$ . Как с юга, так и с севера толща юры ограничивается дизъюнктивными нарушениями. В северном крыле юрские известняки местами стоят на головах. В ядре синклинали породы нередко имеют залегания, близкие к горизонтальным (рис. 30). Во многих районах юрские известняки слагают моноклиальные структуры с углами падения

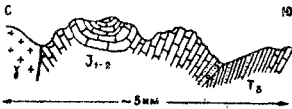


Рис. 30. Геологический разрез правого борта р. Аксу через горный массив Мынхаджир (вост.).

$15-20^{\circ}$ . Вблизи дизъюнктивных нарушений наклон пластов увеличивается до  $50-60^{\circ}$  (рис. 31, 32, 33).

В хр. Зоуташ ниже-среднеюрская толща образует две монокли-

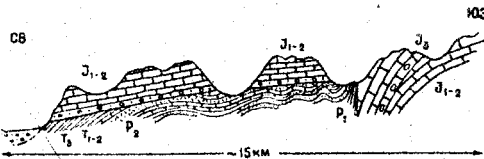


Рис. 31. Геологический разрез правого борта р. Карабалео в ее верховьях.

нальные структуры со встречным падением слагающих пород. В северной моноклинали пласты падают на юг под углами  $50-60^{\circ}$ , а в районе водораздельного гребня  $60-70^{\circ}$ , иногда до  $80^{\circ}$ . В южной — наклоны пластов достигают  $30-40^{\circ}$  (рис. 34).

Сложилось мнение о том, что в правобережье р. Аксу в районе сел. Тахтамыш толща юры участвует в сложении покровных и слож-

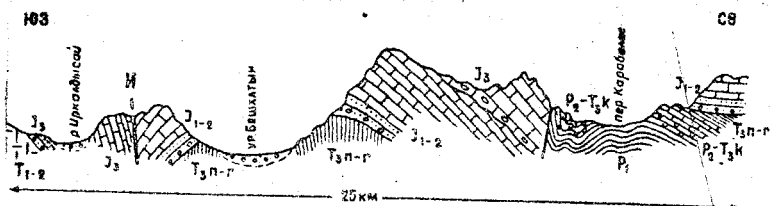


Рис. 32. Геологический разрез правого борта р. Карасу.

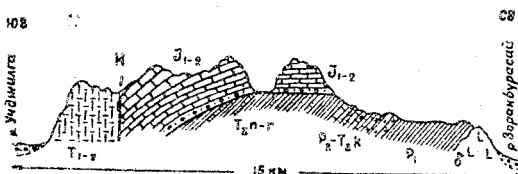


Рис. 33. Геологический разрез через верховья р. Куруистик.

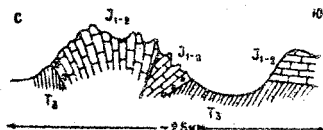


Рис. 34. Геологический разрез через восточное окончание хр. Зоуташ.

ных чешуйчатых структур (Руженцев, 1968; Швольман, 1977). Красноцветные песчаники и конгломераты, обнажающиеся в нижней части склона, относятся, по данным В.А. Швольмана (1977), к меловым и палеогеновым отложениям. Соответственно перекрывающие их известняки юры рассматриваются как останцы покровных структур. В настоящее время показано, что юрская толща стратиграфически залегает на пермских сланцах, имея в основании базальные слои, представленные красноцветными песчаниками и конгломератами. Более молодые кайнозойские, также красноцветные накопления залегает на подстилающих породах, включая базальные слои юры, с угловым несогласием. Известняки юры образуют в указанном районе серию пологих синклинальных структур, лишь в отдельных участках осложненных мелкими крутопадающими разрывами. Углы падений пород в крыльях складок  $20-30^{\circ}$ . Вблизи разрывов иногда видны наклоны пластов под углами до  $50^{\circ}$ .

Отложения постэпсинклинального комплекса зоны характери-

зуются пологими углами падений (10-15°). Нередко пласты кайнозойских конгломератов имеют залегания, близкие к горизонтальным.

Описанные структуры геосинциналильного комплекса Зоуташ-Мынхаджирской зоны были сформированы в две фазы. Первая фаза проявилась в конце триаса, вторая - конце поздней юры или, возможно, начале мела. Кайнозойские (палеоген-неогеновые) конгломераты были смяты в поздненеогеновое время.

Бартанг-Акджилгинская зона охватывает южную часть Центрального Памира, простираясь от среднего течения р. Бартанг к Сарыкольскому хребту в районе долины Акджилги и далее на восток в юго-западные строги Куньлуня. Территориально зона совпадает с Калакташской зоной, на герцинских сооружениях которой она была заложена. Границы Бартанг-Акджилгинской зоны, выраженные Бартанг-Пшартским и Бартанг-Акбайтальским разломами, наследуются с палеозойского этапа.

Стратиграфия. Наибольшее значение в составе мезозойского комплекса описываемой зоны имеют триасовые отложения. Разрез толщи триаса начинают массивные и массивно-слоистые конгломератоподобные, органогенно-детритусовые известняки и известняковые конгломераты, обнажающиеся в узкой тектонически ограниченной полосе по южному побережью оз. Рангкуль. Остатки фауны, содержащиеся в известняках, указывают на возраст вмещающих пород от раннего триаса до карнийского яруса поздне триасовой эпохи (Виноградов, 1958; Бархатов, 1963; Кушлин, 1963 и др.). Мощность 600-700 м. В других районах Бартанг-Акджилгинской зоны нижнюю часть триасовой толщи принято выделять в джилгакульскую свиту. Разрез ее в соответствии с существующими представлениями имеет следующее строение. В нижней части свиты залегают бокситоносные породы (40-50 м). На них лежат мергелистые песчаники, мергели с остатками двустворок раннетриасового возраста. Выше следует пачка чередующихся песчаников, глинистых сланцев и мергелей. В последних обнаруживаются окаменелости брюхоногих и двустворчатых моллюсков ладинского яруса (Чуенко, 1934; Кушлин, 1963). Верх джилгакульской свиты слагают известняково-доломитовые брекчии, которые вверх по разрезу переходят в толщу верхнего триаса. Мощность свиты 150-200 м. В последние годы показано, что джилгакульская свита во многих местах состоит из круп-

ноглыбово-брекчиевых накоплений и образует совместно с подобными отложениями подстилающей ее калакташской свиты единую толщу, залегающую в разрезе верхнего триаса в виде горизонта и имеющую при этом стратиграфические контакты как с подстилающими, так и перекрывающими породами.

Толща верхнего триаса Бартанг-Акджилгинской зоны повсеместно имеет терригенный состав. В Музкольском хребте в основании верхнетриасового разреза залегают грубообломочные брекчии, конгломераты и песчаники, состоящие из обломков подстилающих их метаморфических пород музкольской серии. Нередко можно встретить крупные валуны и глыбы размером в несколько десятков метров, содержащие разновозрастный комплекс органических остатков. Стратиграфически выше залегают глинистые сланцы, алевролиты и песчаники с горизонтами мелкогалечных конгломератов. Вверх по разрезу количество сланцев и алевролитов постепенно уменьшается. Преобладающее развитие получают конгломераты и песчаники. Верхи верхнетриасовой толщи состоят из глинистых сланцев, песчаников и гравелитов. В различных частях описанного разреза общей мощностью 2000-2500 м содержатся многочисленные растительные остатки поздне триасового возраста (Хабаков, 1933; Чуенко, 1934; Бархатов, 1963; Винниченко, 1979 и др.).

В бассейне рек Калакташ, Аюкзюсай и в верховьях р.Козынды состав обломочного материала нижних горизонтов верхнетриасовой толщи несколько меняется. Здесь отложения верхнего триаса залегают на породах кембрия и ордовика, представленных песчано-сланцевыми и карбонатными накоплениями. Широкое развитие в базальных слоях триаса получают грубообломочные конгломераты, гальки которых почти нацело бывают сложены различными сланцами и песчаниками и реже мраморизованными известняками, тождественными по составу подстилающим. Выше по разрезу среди конгломератов появляются песчаники и глинистые сланцы. В 500-600 м выше подошвы триаса были встречены отдельные линзообразные тела и горизонты белых и светло-серых кварцево-мраморно-известняковых песчаников и грубообломочных брекчий и конгломератов. В бассейне р.Козынды отмечаются отдельные глыбы мраморов и доломитов размером в первые десятки метров. Стратиграфически выше следует толща сланцев и песчаников. В верхах разреза происходит заметное увеличение прослов конгломератов и песчаников, появляется

залежи диабазов. В сланцах и песчаниковых прослоях в бассейнах рек Калакташ, Козынды, Аюкзюсай, Сарыкыр встречаются многочисленные поздне триасовые растительные остатки (Кушлин, 1963; Винниченко, 1979 и др.). Мощность верхнего триаса в описанном разрезе около 2000 м. В более восточных районах Бартанг-Акджилгинской зоны верхнетриасовые отложения выражены глинистыми, иногда филлитовидными сланцами, песчаниками и конгломератами с многочисленными хорошо окатанными гальками кварца. В западной части зоны толща верхнего триаса имеет в целом сходный с вышеохарактеризованным состав. В то же время следует отметить, что конгломераты здесь менее развиты. Мощность верхнего триаса колеблется в пределах 2000-2500 м.

Юрские отложения залегают на подстилающих породах несогласно. Они представлены толщей терригенно-эффузивно-карбонатного состава мощностью до 800 м. В долине р. Вост. Пшарт базальная пачка юрской толщи состоит из светлых и зеленовато-серых тонкозернистых песчаников и сланцев с маломощными прослоями белых конгломератов. Иногда в основании разреза юры наблюдается горизонт белых грубообломочных конгломератов, состоящих нацело из галек мрамора и кварца. Мощность пачки 100-150 м. Выше по разрезу появляются плотные серые и фиолетовые гравелиты, грубозернистые песчаники и конгломераты с линзообразными телами белых тонкослоистых мергелей и известняков. В левобережье р. Аксай наблюдаются фиолетовые сланцы и залежи эффузивов. В долинах рек Молджуран и Молокараджилга верхи разреза юры образованы слоистыми известняками и доломитами с многочисленными остатками гидроидных полипов, указывающих на поздний оксфорд-киммеридж (Винниченко, 1979; Кухтиков, Винниченко, 1971). Общая мощность вышеохарактеризованного разреза 600-650 м. В левобережье р. Бозбайтал юрская толща, как и в долине р. Вост. Пшарт, в нижней части сложена пестроцветными терригенными накоплениями мощностью около 500 м. Верхняя часть выражена различными известняками с остатками брахиопод, двустворок и кораллов, позволяющих отнести вмещающие породы к юрским отложениям (Воскоянц, 1962). Сходный состав юрская толща имеет в более восточных районах Бартанг-Акджилгинской зоны. Мощность ее колеблется в пределах 150-600 м.

В южной части зоны условно к юре относится красноцветная терригенно-вулканогенная толща мощностью около 1000 м. В основа-

ним разреза этой толщи залегают зеленоватые, реже желтоватые тонкослоистые песчаники и гравелиты. Выше заметную роль играют плотные слоистые красные и фиолетовые песчаники, чередующиеся с телами красных измененных базальтов и порфиритов. В верхней части толщи наблюдаются тонкозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты с горизонтами лавобрекчий миндалекаменных базальтов. Среди конгломератов нередко можно встретить крупные глыбы известняков с палеозойскими органическими остатками. К востоку горизонты вулканогенных пород уменьшаются в мощности и затем постепенно выклиниваются.

Описанная красноцветная толща ранее относилась к яре или же мелу (Занин, 1948; Бархатов, 1959 и др.). Позднее ее стали считать палеогеновой (Левен, Романько, 1960; Карапетов, Воскобянц, 1962; Дронов, 1964 и др.). Несомненно, однако, что данная толща имеет докайновоейский возраст. На ней с угловым несогласием залегают кайнозойские (палеоген-неогеновые) красноцветные песчаники и грубосломочные конгломераты с галькой рудистовых известняков. В ряде мест видно, что красноцветные песчаники и конгломераты с залежами эффузивов постепенно переходят в зеленоватые породы яры. Ярkokрасная окраска оказалась характерной лишь для пород, вмещающих тела эффузивов. При удалении от последних происходит постепенный переход красных тонов вначале в желтые, а затем в серо-зеленые. С учетом этих данных терригенно-вулканогенная толща была отнесена к яре (Винниченко, 1979; Кухтиков, Винниченко, 1971).

Меловые отложения имеют ограниченное распространение. На подстилающих породах они залегают несогласно. Фаунистически обосновано наличие верхнемеловых пород. Нижний мел выделяется условно.

В устьевой левобережной части Аювая разрез мела начинают красноцветные песчаники мощностью 90-100 м. Выше залегают красноватые детритусовые известняки с остатками рудистов маастрихта. Общая мощность меловой толщи около 200 м. В районе пер. Актас мощность мела увеличивается. Только известняковая часть здесь достигает 200 м.

Меловые отложения известны в правобережье р. Сасык между устьями рек Гурумды и Джалан, где в толще красноцветных песчаников и светлых известняков были обнаружены остатки рудистов



маастрихтского возраста. Небольшие выходы меловых пород имеются в левобережье р. Бартауг. Мощность их несколько десятков метров.

Более молодые отложения в пределах Бартауг-Акджилгинской зоны представлены толщей кайнозойских (палеоген-неогеновых) пород. Повсеместно толща сложена грубообломочными конгломератами и песчаниками, залегающими на подстилающих отложениях несогласно. В этих отложениях обнаруживается богатый палеоген-неогеновый комплекс пылицы (Гусев и др., 1972). Мощность кайнозойских отложений несколько первых сотен метров (100-300 м).

Интрузивный магматизм. Интрузивные образования в мезозойском комплексе Бартауг-Акджилгинской зоны слагают небольшие тела и дайки основного, среднего и кислого составов. Небольшое тело основных пород обнажается в восточной части Музкольского хребта в верховьях правой составляющей р. Зорярчичак. Интрузив сложен габбро-диабазами. В центре интрузива наблюдаются массивные и среднезернистые породы, а в краевой части - крупнозернистые. Вмещающие верхнетриасовые песчано-сланцевые отложения у контакта превращены в мелкозернистые амфиболовые роговики. Мощность роговиков до 5 м.

Несколько гранитоидных тел установлено в верховьях р. Бартауг. Как и в предыдущем случае, вмещающими породами являются сланцы и песчаники верхнего триаса. Тела имеют вид неправильных штоков, контакты крутопадающие, неровные с мелкими алофизмами. Основная масса указанных интрузивов сложена гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами. Менее развиты кварцевые диориты. Все перечисленные породы связаны друг с другом постепенными переходами и являются разновидностями одной интрузивной фазы. Следующую фазу представляют жильные породы: аплиты, пегматиты, микрограниты, которые локализуются преимущественно в теле интрузивов. Дайки микродиоритов и диоритовых порфиритов встречаются также и во вмещающих отложениях триаса.

Кроме описанных интрузивных образований в мезозойском комплексе Бартауг-Акджилгинской зоны, главным образом, в первом структурном ярусе, имеются многочисленные дайки порфиритов, диабазовых порфиритов, кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы, не обнаруживающие связи с каким-либо интрузивным массивом. Такие дайки наблюдаются в верховьях р. Бартауг, в левобережье долины

Аюкзюся и в других местах.

Формирование вышеописанных интрузивов связывается с проявлением процессов диастрофизма в позднетриасовую эпоху. Интрузивы, прорывающие юрские, меловые и кайнозойские отложения, в пределах Бартанг-Акджилгинской зоны не известны.

Тектоника. В мезозойском комплексе описываемой зоны намечаются три структурных яруса: первый ярус сложен триасовыми отложениями, второй — юрскими и третий — меловыми. Кайнозойские (палеоген-неогеновые) породы входят в постросинклинальный комплекс.

Господствующими структурами первого яруса являются широкие и протяженные моноклинали, осложненные мелкой складчатостью. Крупные складки встречаются редко. На крайнем юго-востоке описываемой зоны породы первого структурного яруса выступают в виде двух полос, каждой из которых свойственна моноклинали структура. В южной полосе в левобережье Чарыкджартара отложения верхнего триаса характеризуются крутыми южными падениями. Восточнее, уже в левобережье Акджилги, падение пластов меняется на юго-восточное. С юга отмеченная полоса триаса ограничена крупным дизъюнктивом, с линией которого совпадает граница описываемой зоны. На севере породы триаса также по разрыву контактируют с толщей ордовика. Плоскости указанных дизъюнктивов имеют вертикальные падения. Триасовые отложения, слагающие левобережье устьевой части, отличаются изменчивыми простираниями. В западной части в бассейне р. Чичкакуток пласты падают на юго-запад  $220-230^{\circ}$  под углами  $45-50^{\circ}$ , в районе пер. Кошбель (нижн.) отмечаются широтные простирания структур с южным падением. В среднем течении Акджилги фиксируются крутые юго-восточные ( $140^{\circ}$ ) падения. В целом толща триаса в юго-восточной части Бартанг-Акджилгинской зоны образует в плане дугу, обращенную выпуклостью к югу. С юго-запада обе моноклинали ограничиваются плоскостью Бартанг-Пшартского разлома.

Северо-западнее, между долинами Кошагыла и Аюкзюся толща триаса простирается в целом с юго-востока на северо-запад. Падение пород запад-юго-западное. Углы наклонов колеблются в пределах  $40-60^{\circ}$ . В долине Аюкзюся верхнетриасовые отложения образуют синклинальную структуру, осложненную мелкими складчатыми

и разрывными дислокациями. Углы падений в крыльях синклинали 30-40°.

Серия разобренных четвертичными наносами и разрывами выходов пород первого структурного яруса имеется в долине р. Калакташ и в районе водораздела между долинами Джамбая и Кукуртджилги. В совокупности они образуют широтно простирающуюся моноклиналию структуру, ограниченную с обеих сторон разрывами. Пласты пород падают на юго-запад 230° под углами 60-80°. Еще одна моноклинали, сложенная триасом, наблюдается в нижнем течении Джамбая. Здесь преобладают юго-западные падения 190-200° с углами 60-70°. Вблизи разрывов, ограничивающих с севера и юга эту моноклинали, углы падения увеличиваются до вертикальных.

В районе водораздела между долинами рек Зорабатджилга и Бельайрык толща триаса, несогласно залегающая на сланцах ордовика, смята в спокойную пологую синклиналию складку с углами падения на крыльях не более 20-25°. В ядре синклинали пласты залегают практически горизонтально (3-5°). К западу синклинали прослеживается севернее горы Калакташ в бассейн оврага Кенъ. Простираение структуры с широтного меняется на северо-западное. В районе водораздела между оврагом Кенъ и долиной Кукуртджилги отчетливо наблюдается центриклиналиное замыкание описываемой синклинали. Еще совсем недавно считалось, что в Музкольском хребте толщи триаса и юры дислоцированы в систему лежащих складок, осложненных серией пологих надвигов (Дюфур, 1964; Левен, 1964; Руженцев, 1968 и др.). В сложении надвиговых структур будто бы участвуют породы широкого возрастного диапазона и разного литологического состава (Пашков и др., 1974; Гусев, 1975 и др.). К настоящему времени выяснилось, что находки палеозойской фауны в данном районе сделаны из глыб-олистоцитов базальной части толщи триаса. Оказалось, что контакт триасовой толщи с метаморфическими породами докембрия стратиграфический, лишь в отдельных местах тектонически осложненный. Последовательное омоложение слоев триасовой толщи при движении вкрест ее простираения в направлении с севера на юг указывает на моноклиналиный характер структуры (Винниченко, Кухтиков, 1969<sub>I</sub>). На фоне общего моноклиналиного падения триаса отмечается серия более мелких складчатых дислокаций.

В западной части зоны толща триаса характеризуется преобладанием южных падений под углами  $25-45^{\circ}$ . Местами наклоны пластов выколаживаются до  $10-15^{\circ}$ . В отдельных случаях вдоль северной границы Бартанг-Акджилгинской зоны видны углы падения  $50-65^{\circ}$ .

В левобережье р. Бартанг к югу от сел. Рошорв толща верхнего триаса разбита серией разрывных нарушений на ряд полос моноклиналичного строения. Все моноклинали падают на юг, а ниже устья Аджирха отмечаются юго-восточные падения. Углы наклонов пластов  $20-25^{\circ}$ , иногда  $45-50^{\circ}$ . В правобережье р. Бартанг в районе сел. Чедегив полоса распространения триасовых отложений несколько сужается. Здесь имеются мелкие складчатые структуры, простирание которых близко к широтному. Углы падения пород на крыльях  $40-50^{\circ}$ . Западнее Чедегива структуры погружаются под более молодые отложения.

Среди структур, сложенных юрскими породами чаще всего встречаются крупные складки и моноклинали. Представительным примером складчатых структур может служить широтно простирающаяся асимметричная синклиналь в правобережье р. Акбайтал (южн.) к югу от сел. Чечикты. В ее северном крыле фиксируются юг-юго-восточные падения пластов с углами наклонов слоев  $65-70^{\circ}$ . Ближе к ядерной части залегание пород несколько выколаживается, но в то же время появляются мелкие складчатые дислокации с размахом крыльев в первые метры. Южное крыло характеризуется опрокинутыми залеганиями слоев. Здесь наблюдаются южные падения под углами  $70-75^{\circ}$ .

Отмеченная синклиналь прослеживается к западу примерно до горы Караджилга; морфологический облик ее на всем указанном участке в общих чертах сохраняется. Еще западнее в низовьях Аксая, Молокараджилги, Исиджурана юрским отложениям свойственна моноклиналичная структура с южными падениями. Породы с северными падениями пластов, составляющие южное крыло синклинальной структуры, в данном месте отсутствуют. Они частично срезаны эрозией, а в некоторых местах перекрыты более молодыми осадками. В долине Аксая впаив слияния двух ее составляющих юр падает на юго-восток  $160^{\circ}$  под углами  $40-50^{\circ}$ . При движении на юг к устьевой части Аксая углы наклонов выколаживаются до  $10-12^{\circ}$  (рис. 35). Западнее в левобережье р. Вост. Лшарт между устьями

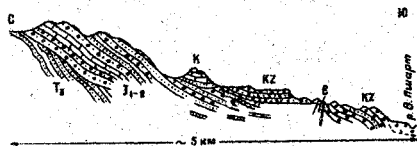


Рис. 35. Геологический разрез левого борта р. Аксай (левый приток р. Вост. Пшарт).

рек Аксай и Молокараджилга те же самые горизонты юры падают уже под углами  $30-40^{\circ}$ , иногда и круче (рис. 36). В долине Молокараджилги происходит отклонение простираний юрских структур к юго-западу. Падение становится юго-восточным  $140^{\circ}$ , углы  $30-40^{\circ}$ . В этом районе наиболее отчетливо можно видеть несоответствие простираний юрских структур с триасовым структурным планом.

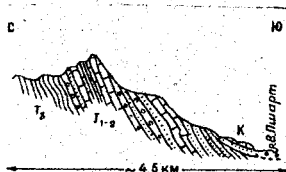


Рис. 36. Геологический разрез левого борта р. Молокараджилга (левый приток р. Вост. Пшарт).

В верховьях р. Зап. Пшарт толща переходит на северные склоны Пшартского хребта и, постепенно сужаясь, тектонически выклинивается в районе головной части Сарезского озера. Почти на всем протяжении юрские отложения смяты в синклинальную складку широтного простирания. В ее северном крыле породы падают на юг-юго-запад  $170-190^{\circ}$  под углами  $20-30^{\circ}$ . В ядерной части пласты падают более полого. Южное крыло синклинали, ограниченное с юга Бартанг-Пшартским краевым разломом, имеет крутые, иногда вертикальные залегания пластов. К западу породы с северными падениями тектонически срезаются. В низовьях р. Зап. Пшарт толща юры моноклинально падает на юг под углами  $60-70^{\circ}$ .

Восточное продолжение пшартской полосы юры мы находим в левобережье р. Акбайтал (южн.) в районе водораздела между долинами Джамбая и Аксу. Пестроцветные песчаники и конгломераты с горизонтами эффузивов при широтном простирании слагают крутопадающую к северу моноклираль, ограниченную с севера и юга крутыми разрывами. На участке между верховьями овра. Ечкитушар и Бугучиджилга наблюдается еще одна моноклираль, падающая уже на юг  $180^{\circ}$  под углами  $40-70^{\circ}$ . В долине Бугучиджилги эта моно-

клиналь осложнена мелкой складчатостью и разрывами, а несколько восточнее наблюдаются уже две тектонически ограниченные узкие полосы юры, каждая из которых имеет моноклиналиное строение. В южной полосе пласты пород в основном стоят на головах, а в районе водораздела между долинами рек Сарыджилга и Бугучиджилга в пестроцветных отложениях юры видны мелкие пликативные дислокации. Для северной полосы характерны устойчивые северные падения под углами  $10-15^{\circ}$ .

В других местах восточной части Бартаг-Акджилгинской зоны породы второго структурного яруса имеют ограниченное распространение. В верховьях рек Зорярчикак, Аксай и Чечикты толща юры, несогласно залегающая на верхнетриасовых отложениях, образует пологую синклинали. Углы падения на крыльях не превышают  $10-15^{\circ}$ . В ядре синклинали породы залегают практически горизонтально. Сходная структура наблюдается в приводораздельной части Музкольского хребта в левобережье р. Бозбайтал.

Серия небольших останцов второго структурного яруса имеется в средней части южных склонов Музкольского хребта. Все они в совокупности образуют узкую прерывистую полосу, ограниченную с юга крупным дизъюнктивным нарушением. Вблизи линии нарушения юрские породы, вздернуты, раздроблены, иногда смяты в мелкие сложные складки. В большинстве же случаев пласты падают на юг под углами  $15-20^{\circ}$ . В левобережье р. Акбайтал (южн.) между устьями Кукуртджилги и Джамбая имеют место две моноклинали, разделенные разрывом, вдоль которого на поверхность выведены силурийские известняки. Северная моноклинали характеризуется падением пластов по азимуту северо-запад  $355^{\circ}$  под углами  $25-30^{\circ}$ . Южная моноклинали падает на юг-юго-запад  $180-190^{\circ}$  под углами более  $50^{\circ}$ . В нижней части правого борта Джамбая юрская толща по разрыву контактирует со сланцами триаса (рис. 37). В верховьях долины Кукуртджилги структура юрской толщи, залегающей на силурийских известняках, представляется в виде моноклинали, падающей на северо-восток  $35^{\circ}$  под углами  $15-25^{\circ}$ .

Восточнее, в устье Зорабатджилги и в верховьях р. Чвербайрык наблюдается еще две моноклинали, сложенные юрскими породами, падающими однако уже в южных румбах. Обе моноклинали отделяются от палеозойских пород разрывными нарушениями. Несколько фрагментов второго структурного яруса установлены в долине Аккузюся.

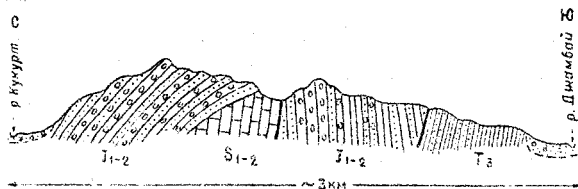


Рис. 37. Геологический разрез левого борта р. Акбайтал (южн.) между устьями рек Кукурт и Джембай.

В совокупности они образуют пологую изометричную в плане синклиналь, к ядру которой приурочена долина Аккузюсяя.

Породы третьего структурного яруса Бартанг-Акджилгинской зоны имеют локальное развитие. Толща мела, слагающая этот ярус, характеризуется более спокойными по сравнению с подстилающими ее породами залеганиями.

В верховье р. Бартанг меловые отложения образуют мульдообразные синклинали с углами падения на крыльях в первые градусы. Аналогичные структуры наблюдаются также в долине р. Вост. Пшарт в низовьях ее левых притоков Аксая и Молокараджилги (см. рис. 35, 36). Западнее по р. Молджуран породы мела слагают тектонический клин моноклиналичного строения, простирающийся от северо-востока на юго-запад. Падение пластов крутое, часто вертикальное. Небольшие выходы мела отмечаются в правобережье р. Саосык (правый приток р. Акбайтал (южн.) между устьями рек Джалан и Гурумды. Здесь толща мела имеет юго-восточные наклоны пластов. Контакты ее с окружающими породами тектонические.

Кайнозойские (палеоген-неогеновые) отложения отличаются пологим залеганием с углами падения пластов  $5-10^{\circ}$  и иногда до  $15-20^{\circ}$ .

Тектоническая структура мезозойского комплекса Бартанг-Акджилгинской зоны сформировалась в три фазы. Первая фаза произошла в конце триаса, вторая - в поздней юре и третья - в поздне меловую эпоху. Постгеосинклинальные палеоген-неогеновые отложения были смяты в конце неогена.

Бартангская зона охватывает низовья р. Бартанг и правобережье р. Пяндж севернее сел. Тым. Имеющиеся материалы (Славин, 1976; Геология..., 1980) позволяют говорить о продолжении

зоны на юго-запад в левобережье Пянджа. Юго-восточной границей Бартангской зоны служат Бартанг-Шартский и Бартанг-Акбай-тальский разломы. С севера зона ограничивается Бартангским разломом.

Стратиграфия. Домезозойские отложения на дневной поверхности в пределах изученных районов Бартангской зоны не обнажены. Данные по смежным регионам позволяют предполагать, что в строении фундамента зоны принимают участие докембрийские образования.

Мезозойский комплекс отличается однообразным терригенно-вулканогенным составом и сравнительно большой мощностью. Разрез начинают верхнетриасовые песчано-сланцевые накопления. Фаунистически доказывается присутствие пород верхнего триаса в двух областях. В правобережье р. Пяндж в районе сел. Рушан верхнетриасовые отложения представлены темными кварц-полевошпатово-биотитовыми песчаниками и кварц-хлоритовыми и углистыми сланцами с многочисленными растительными остатками поздне-триасового возраста (Баранов, Глазунов, 1937; Кушлин, 1963; Винниченко, Кухтиков, 1973<sub>2</sub> и др.). Мощность отложений триаса в указанном районе около 1500 м.

Восточнее в долине р. Бартанг у сел. Багу наблюдаются более высокие горизонты верхнего триаса, образующие с ниже-среднеюрскими отложениями единую толщу. Преобладающими породами здесь являются глинистые сланцы с прослоями тонкослоистых темных песчаников. Вверх по разрезу количество песчаников увеличивается. Появляются прослой грубозернистых песчаников с отдельными гальками кварца и глинистых сланцев. Как в песчаниках, так и в сланцах содержатся отпечатки растений поздне-триасового возраста (Юдин, 1932; Баранов, Глазунов, 1937; Кушлин, 1963; Винниченко, 1979 и др.). В левобережье р. Бартанг выше сел. Ахзев в черных глинистых сланцах обнаружены остатки двустворок и растительные отпечатки, позволяющие отнести вмещающие их породы к верхнему триасу — нижней юре. В долине Пишдары и у пер. Ахзев найдены двустворки ранне-среднеюрского возраста. Таким образом, наряду с верхнетриасовыми отложениями в охарактеризованной толще устанавливаются породы нижней и средней юры. Общая мощность описанных верхнетриасово-среднеюрских сланцево-песчаниковых отложений в низовьях р. Бартанг 2000—2500 м.



Из долины р.Бартанг данная толща прослеживается на юг в правобережье р.Пяндж в район между сел.Тым и Сохчарв.Характер разреза ее в общих чертах сохраняется, хотя породы становятся несколько плотнее и заметно увеличивается степень метаморфизма. В долинах рек Буне и Барчитдара встречаются обильные растительные остатки поздне триасового возраста. Общая мощность песчано-сланцевых отложений в правобережье р.Пяндж 2000-2500м.

Кроме песчано-сланцевых отложений в пределах исследованной территории Бартангской зоны широко распространены вулканогенно-обломочные породы. Они обнажаются в устьевой части р. Бартанг и на северо-востоке зоны к западу от сел.Сипондж.

В определении стратиграфического положения толщи вулканитов бассейна р.Бартанг единого мнения до настоящего времени нет. Одни исследователи считают толщу юрской по возрасту (Клуников, 1935; Бархатов, 1963), другие - позднеюрско-раннемеловой (Крейденков, Распопин, 1970). Х.С.Таджидинов (1963, 1968) относит эту толщу к мел-раннепалеогеновым, а В.И.Дронов (1963<sub>2</sub>) - к палеогеновым образованиям. Имеются также указания о ее перм-триасовом возрасте (Обзорная геологическая карта..., 1969). Наши наблюдения показали, что вулканогенная толща устьевой части р.Бартанг относится к верхнему триасу - средней юре (Винниченко, Кухтиков, 1973<sub>2</sub>). Нижняя часть толщи, выделяемая Х.С.Таджидиновым (1963) в баджударинскую свиту, выражена лавами, лавобрекчиями, лавоагломератами и туфами андезитов и андезитобазальтов. Выше следуют туфы кварцевых порфиров и альбитофиров. Мощность свиты 700-900 м. Верхняя часть вулканогенной толщи низовий Бартанга (шуджанская свита, по Х.С.Таджидинову) сложена туфосланцами, туфопесчаниками и туфоконгломератами. Последние приурочены в основном к средней части свиты. Вулканогенные породы, по В.И.Дронову (1963<sub>2</sub>), перекрываются свитой мергелистых сланцев. Маломощные горизонты таких сланцев встречаются и внутри вулканогенной толщи. Общая мощность толщи 2000 м.

В целом разрез верхнего триаса-средней юры представляется в следующем виде. В основании разреза залегают темные сланцы и песчаники бассейна р.Вомардара. В них содержатся остатки фауны верхнего триаса. Стратиграфически выше следуют вулканогенные породы устьевой части р.Бартанг. Далее идут черные глинистые сланцы и песчаники с органическими остатками позднего триаса-

средней юры. Общая мощность 4000-5500 м.

Терригенно-вулканогенная толща, обнажающаяся в правобережье р.Бартанг в районе сел.Сипондж, относится условно к верхней юре - нижнему мелу (Винниченко, Кухтиков, 1973<sub>2</sub>). В основании разреза этой толщи преобладающим развитием пользуются обломочные накопления: песчаники, конгломераты, туфоконгломераты. Выше залегают темно-зеленые и лиловые лавы и кластолавы андезитов, андезито-базальтов, базальтовых порфиров и их туфы. В верхней части среди эффузивов наблюдаются горизонты песчаников, мергелей и грубообломочных конгломератов. Согласно В.И.Дронову (1963<sub>2</sub>), разрез венчают зеленоватые и желтоватые тонкослоистые мергели, сильно насыщенные туфовым материалом (разучская свита). В верховьях р.Багу и в правобережье р.Баджудара среди вулканитов отмечаются прослойки и линзы крупнозернистых белых мраморов. Общая мощность 1000-1500 м. Таким образом, описанные вулканогенные породы правобережья р.Бартанг залегают несогласно не на верхнемеловых отложениях, а на сланцах, песчаниках и эффузивах верхнего триаса-средней юры. Более молодые отложения в пределах исследованной территории Бартангской зоны не установлены.

Интрузивный магматизм. Интрузивные проявления Бартангской зоны представлены мелкими телами разнообразного состава от габбро до лейкократовых гранитов.

Крупнейший в пределах зоны Сохчарвский массив обнажается по долине р.Пянж между сел.Сохчарв и Пастбаджу. Вокруг него наблюдаются более мелкие тела, соединяющиеся, очевидно, на глубине с основным интрузивом. Вмещающими породами служат сланцы, песчаники и эффузивы верхнего триаса-средней юры. В зоне экзоконтакта развиты биотитовые, реже биотит-андалузитовые роговики. В целом описываемый интрузив характеризуется резко несогласным залеганием.

В строении центральной части Сохчарвского интрузива, принимают участие микроклиновые граниты, плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты, граносиениты и кварцевые сиениты. Перечисленные породы, представляющие главную интрузивную фазу, связаны между собой взаимными переходами. В периферической части массива обнажаются кварцевые диориты, диориты, габбро, габбро-диориты, имеющие гибридное происхождение. Отмечаются многочислен-

ные ксенолиты, часто породы имеют порфиробластическую структуру. В заключительную фазу становления Сохчарвского интрузива внедрились лейкократовые граниты, аплиты и пегматиты, которые пользуются наибольшим развитием в краевой части массива. К важной особенности Сохчарвской интрузии относится наличие связанных с ней жил метасоматических альбититов, имеющих нередко большую мощность (Таджидинов, 1968; Расчленение..., 1976). Другие интрузивы Бартангской зоны достигают 1-2 км в поперечнике. Также как и Сохчарвский все они приурочены к первому структурному ярусу и состоят из пород, аналогичных вышеописанным.

При определении возраста интрузивов Бартангской зоны обычно считают, что вулканогенные породы, прорываемые гранитоидами, относятся к палеогену. Данные последних лет свидетельствуют о принадлежности вулканогенной толщи к мезозойским образованиям (Крейденков и др., 1970; Винниченко, Кухтиков, 1973<sub>2</sub>), что позволяет высказать предположение о более древнем мезозойском возрасте интрузивных тел.

Тектоника. Мезозойский комплекс Бартангской зоны делится поверхностью углового несогласия на два структурных яруса. Наибольшую площадь занимают породы первого яруса. В его сложении участвуют терригенно-вулканогенные накопления верхнего триаса - средней юры, образующие в целом огромную моноклиаль, осложненную мелкими складчатыми и разрывными дислокациями. Общее падение пород восток-юго-восточное, углы падения колеблются в диапазоне 40-90° (рис. 38).

В бассейне Вомардары сланцы и песчаники с флорой позднего триаса характеризуются восток-юго-восточным падением пластов

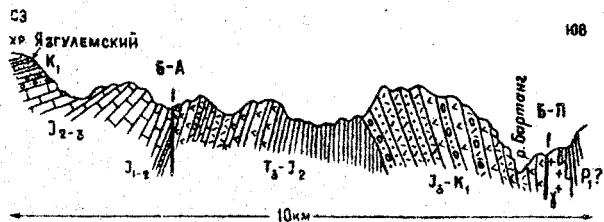


Рис. 38. Схематический геологический разрез правого борта р. Бартанг в ее низовьях.

(90-110°), углы падения 70-80°. В верховьях Вомардары преобладают юго-восточные наклоны слоев. Здесь нередко наблюдаются мелкие сложные складчатые дислокации, не нарушающие общей моноклиальной структуры. Северо-восточнее в верховьях р.Обирун в верхнетриасовых сланцах отмечается небольшая пологая антиклиналь с размахом крыльев в 600-800 м. В юго-восточном крыле породы имеют юго-восточные падения под углами 40-50°. В северо-западном крыле пласты пород наклонены под углами 20-30°. Ближе к ядру антиклинали происходит постепенное выполаживание падений до 10-15°. Вулканогенная толща, сменяющая к юго-востоку сланцы и песчаники бассейна Вомардары, по мнению ряда геологов, имеет синклинальное строение (Таджидинов, 1963). Детальные исследования однако показали, что в современном эрозионном срезе вулканогенная толща устьевой части р.Бартанг повсеместно характеризуется моноклиальным восток-юго-восточным падением, на фоне которого развиты мелкие складчатые и разрывные дислокации. Углы падения пород колеблются в пределах от 25° до 70-80°.

Песчано-сланцевые отложения верхнего триаса-средней юры, обнажающиеся к востоку от вулканогенной толщи, на всем своем протяжении отличаются юго-восточным падением. Углы падения 40-55°. Общее моноклиальное падение триасово-юрской толщи осложняется многочисленными мелкими пликативными и дизъюнктивными нарушениями.

Толща верхней юры - нижнего мела (?) слагает второй структурный ярус зоны. Выходы ее устанавливаются в районе сел.Сипондж. В.И.Дронов (1963<sub>2</sub>), Х.С.Таджидинов (1963, 1968) и другие исследователи намечают в вулканогенных породах правобережья р.Бартанг антиклиналь, погружающуюся к северо-востоку. Ясно выраженного замка антиклинали нигде не видно, в связи с чем существование этой структуры сомнительно. По отдельным обнажениям, где удается замерить элементы залегания вулканитов верхней юры - нижнего мела (?), можно лишь с уверенностью отметить, что в левобережье р.Бартанг к западу от сел.Хиджис преобладают юго-восточные падения слоев 120-130°, углы наклонов 40-50°. В зоне Бартанг-Пшартского разлома пласты стоят на головах. К северу от сел.Сипондж мергели и эффузивы, слагающие второй структурный ярус Бартангской зоны, характеризуются северо-

западными падениями, а в верховьях р.Падруд видны восток-северо-восточные наклоны напластований пород. По долине р.Бартанг между сел.Падруд и Хиджис наблюдаются крутые восток-северо-восточные падения.

Описанные выше структуры Бартангской зоны были сформированы в две фазы. Первая фаза проявилась в средней юре, вторая - в раннем мелу (?). Последующие движения существенных изменений в структурный план описываемой зоны не внесли.

Язгулем-Акбайтальская зона протягивается вдоль северного склона Язгулемского хребта через среднее течение рек Танымас и Кокуйбель к верховьям р.Акбайтал (жн.). На юге границей зоны служит Бартанг-Акбайтальский и Бартангский разломы. На севере граница выражена Язгулемским разломом.

Стратиграфия. Древнее основание Язгулем-Акбайтальской зоны сложено кристаллическими породами докембрия язгулемского типа. В нижней части мезозойского комплекса зоны залегает толща верхнего триаса. Разрез ее повсеместно имеет в общем однотипное строение (Чуенко, 1938; Бархатов, 1963; Винниченко, 1979 и др.). В основании верхнетриасовой толщи в Язгулемском хребте и в междуречье Танымас-Кокуйбель наблюдаются сланцы, песчаники, алевролиты и конгломераты общей мощностью 200-250 м. Стратиграфически выше следует пачка ритмично чередующихся сланцев и песчаников (500-600 м). В верхних горизонтах толщи верхнего триаса появляются прослои серых мелкогалечных кварцевых конгломератов. По всему разрезу описанных отложений содержатся многочисленные растительные остатки, указывающие на поздне триасовый возраст вмещающих их пород. Мощность верхнего триаса 900-1000 м.

Юрские отложения перекрывают породы триаса согласно. Нижняя часть толщи юры, включающая осадки нижнего и низов среднего отделов юры, представлена терригенными накоплениями. Верхняя часть сложена средне-верхнеюрскими карбонатными породами. На востоке Язгулем-Акбайтальской зоны в хр.Акбайтал разрез толщи юры имеет следующий вид. В основании юры залегают плотные серые янослоистые песчаники с редкими маломощными прослоями темных глинистых сланцев и кварцевых мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Мощность 250-300 м. Вверх по разрезу они постепенно сменяются известняками и мергелями с остатками двустворок и аммонитов бат-келловейского возраста. Выше следуют

черные грубослоистые массивные, иногда оолито-детритусовые известняки с обильными остатками двустворок, брахиопод, кораллов и других групп фауны. Здесь же обнаружены многочисленные остатки гидроидных полипов, характерных для оксфорда-киммериджа (Винниченко, 1979). Общая мощность описанного разреза около 2000 м.

Из Акбайтальского района юрские отложения узкой непрерывной полосой прослеживаются на запад в бассейн рек Кокуйбель и Танымас и далее в район Язгулемского хребта. Разрез юры в указанных районах в целом аналогичен вышеописанному. Мощности отложений сокращаются к западу до 850 м.

Меловые отложения залегают на юрских известняках согласно. В Язгулемском хребте разрез толщи мела начинается пачка, сложенная зеленоватыми тонкозернистыми песчаниками, органогенно-обломочными известняками с тонкими прослоями алевритистых сланцев. Мощность переходной пачки несколько десятков метров. Стратиграфически выше залегают фиолетовые мергелистые сланцы, с редкими и малоодными прослоями буроватых полимиктовых песчаников. Более высокие горизонты мела сложены ритмично чередующимися красновато-бурными кварцево-плагиоклазовыми мелко-среднезернистыми песчаниками и известково-глинистыми сланцами. Среди них изредка отмечаются линзы зеленоватых песчаников с известковистым цементом. Вверх по разрезу появляются отдельные быстро выклинивающиеся горизонты мелкогалечных конгломератов и гравелитов. В самых верхних частях красноцветной толщи мела количество конгломератов постепенно сокращается и вновь начинают преобладать песчаники и сланцы. В верховьях рек Чабаранг и Башурвдара в составе нижнемеловой красноцветной толщи появляются пластообразные залежи и прослои вулканогенных пород: альбитизированные порфириды, альбитофиры и их туфы. Общая мощность нижнего мела северного склона Язгулемского хребта 600-700 м. По южному склону мощность нижнемеловых отложений достигает 1000 м.

Верхнемеловая толща представлена в пределах Язгулемского хребта серыми и желтоватыми массивными и массивно-слоистыми известняками с прослоями и пачками красноцветных сланцев и алевролитов. Возраст толщи известняков обосновывается находками позднемеловых рудистов. Мощность до 800 м.

В более восточных частях Язгулем-Акбайтальской зоны разрезы мела менее полные. В хр. Акбайтал нижние горизонты меловой толщи выражены слоистыми мелкогалечными бурами конгломератами. Выше следует пачка красноцветных слоистых полимиктовых песчаников мощностью 80-100 м. На ней залегают бурые сланцы, алевролиты и песчаники. В левобережье р. Кызылджилга в этой части нижнемеловой толщи наблюдаются тела темно-красных эффузивов мощностью в несколько десятков метров. Стратиграфически выше следуют кирпично-красные грубозернистые слоистые песчаники, гравелиты и кварцевые конгломераты. По р. Акбайтал (сев.) встречаются линзообразные тела и горизонты светлых песчаников и конгломератов, мощность которых нередко достигает нескольких десятков метров. Заканчивается разрез нижнего мела в хр. Акбайтал пачкой малиново-фиолетовых сланцев и алевролитов. Общая мощность около 500 м.

Толща верхнего мела подразделяется в районе хр. Акбайтал на две части: нижняя сложена темными и серыми слоистыми известняками с многочисленными остатками рудистов; в верхней преобладают темно-серые глинистые известняки с остатками мелких тонкостенных двустворок, оказавшихся неопределимыми. Мощность верхнего мела 800-1000 м.

В вопросе о взаимоотношении рудистовых известняков с породами нижнего мела в настоящее время единой точки зрения нет. Первыми исследователями Памира указывалось, что верхнемеловые отложения залегают на породах нижнего мела согласно (Баранов, Глазунов, 1937). После работ В.И. Дронова (1962, 1964) стало считаться, что известняки верхнего мела залегают на подстилающих толщах, включая нижнемеловые отложения, резко трансгрессивно и несогласно.

Исследования в водораздельной части Язгулемского хребта в верховьях рек Багу и Ванау показали, однако, что характер дислокаций в отмеченных толщах нижнего и верхнего мела в общем одинаковый. Сколько-нибудь значительного срезания пластов нижнего мела нигде не зафиксировано. Породы, которые принимаются за базальные конгломераты, не относятся к таковым. Это по существу конгломератовидные и брекчиевидные рудистовые известняки, которые формируются в условиях мелководья. Следов размытия и продуктов переотложения подстилающих красноцветных пород

в известняках не обнаруживается.

Более молодые кайнозойские (палеоген-неогеновые) отложения, представленные красноцветными конгломератами и песчаниками, имеют в пределах Язгулем-Акбайтальской зоны незначительное распространение. На подстилающих породах они залегают резко несогласно. Мощность первые сотни метров (сколо 400-450 м).

Интрузивный магматизм. Интрузивы в пределах Язгулем-Акбайтальской зоны немногочисленны. К ним относятся Камочдаринский интрузив и мелкие тела, жилы и дайки, обнажающиеся в приводораздельной части Язгулемского хребта и в Акбайтальском районе.

Наиболее крупный Камочдаринский интрузив расположен в верховьях Камочдары в районе одноименного перевала. Вокруг него наблюдается мощная зона зеленых роговиков, резко выделяющихся своей окраской на красном фоне отложений мела. Интрузив представляет многофазное асимметричное штокообразное тело, несогласное со структурой вмещающих нижнемеловых и юрских пород. В отличие от интрузивных образований, локализованных в породах докембрийского фундамента, описываемый интрузив лишен каких-либо следов огнейсования и имеет массивное сложение.

Наибольшим развитием среди пород, образующих Камочдаринский интрузив, пользуются кварцевые диориты. Реже встречаются гранодиориты, габбро, габбро-диориты. Характерной чертой кварцевых диоритов и диоритов является неравномерное распределение минералов, что свидетельствует о влиянии процессов гибридного формирования этих пород (Петрология., 1978).

Продукты наиболее ранней интрузивной фазы габбро и габбро-диориты встречаются в виде ксенолитов преимущественно в центральной части массива. Контакты ксенолитов обычно четкие и ясные.

В западной части Камочдаринского массива среди кварцевых диоритов наблюдаются жилы и неправильные линзы розоватых гранитов. Здесь же отмечаются гранодиориты и монцонитоиды, имеющие постепенные переходы с кварцевыми диоритами. Как внутри массива, так и во вмещающих породах устанавливаются многочисленные дайки и жилы, сложенные аплитами, пегматитами, лампрофирами. Пространственно с Камочдаринским интрузивом связаны дайки диабазовых и диоритовых порфиритов. Широко представлены альбитовые и кварцево-полевошпатовые жилы, которые являются наиболее молодыми



породами Камочдаринского массива. Некоторые кварцевые жилы секут дайки диабазовых порфиритов.

Небольшой интрузив обнажается среди юрских известняков в верховьях р.Хуан (левый приток р.Ванан). Он сложен измененными диоритами и кварцевыми диоритами, близкими по составу к вышеописанным в Камочдаринском массиве.

Интрузивные тела, прорывающие отложения мезозоя, в последнее время выявлены в восточной части Язгулемского хребта (Деникаев, 1972<sub>2</sub>). Все интрузивы имеют форму штоков с крутыми падениями контактов под вмещающие породы. Жильные дериваты представлены аплитами, пегматоидными и лейкократовыми гранитами, локализованными чаще всего внутри гранитоидных массивов.

Широко развиты в пределах мезозойского комплекса описываемой зоны крутопадающие жилы и дайки диабазов и альбитофиров, генетическая связь которых с крупными интрузивами не устанавливается. В левобережье р.Кызылджилги отмечаются мелкие тела кварцевых диоритов, прорывавших меловые отложения. В левобережье р.Албайтал (южн.) имеется штокообразный интрузив биотит-амфиболовых сиенито-диоритов. Как и в долине Кызылджилги вмещающими породами их служат меловые красноватые песчаники, конгломераты и эффузивы.

Вышеописанные интрузивные образования Язгулем-Албайтальской зоны прорывают согласно пластующиеся отложения триаса, юры и мела. Интрузивные контакты с кайнозойскими конгломератами нигде в пределах зоны не установлены. Очевидно, внедрение пород Камочдаринского и других интрузивов произошло в поздне-меловое время.

Тектоника. Отложения триаса, юры и мела Язгулем-Албайтальской тектонической зоны дислоцированы конформно, образуя единый структурный ярус. Кайнозойские отложения составляют самостоятельный ярус постгеосинклинального комплекса.

Структура описываемой зоны в общем сравнительно проста. Сложные дислокации в подавляющем большинстве тяготеют к зонам крупных разрывных нарушений. При удалении от разрывов породы приобретают спокойные и пологие залегания. Эта особенность структур территории Язгулем-Албайтальской зоны была отмечена еще первыми исследователями Памира (Баранов, Глазунов, 1937; Чуенко, 1938 и др.). Некоторые геологи считают, что структуры

в пределах зоны носят брахиформный характер (Дюфур, 1962; Бархатов, 1963 и др.).

Наиболее представительные примеры, на которых отчетливо видна специфика структур Язгулем-Акбайтальской зоны, наблюдаются в пределах Язгулемского хребта и в междуречье рек Танымас-Кокуйбель. В мезозойских отложениях Язгулемского хребта намечаются две крупные синклиналильные структуры и одна разделяющая их несколько меньших размеров антиклинальная складка.

Крайняя северная синкиналиль прослеживается вдоль северо-западного склона Язгулемского хребта из верховьев Звирдара до устья р.Ракзоу. Ее ядро в юго-западной части сложено известняками юры, а на северо-востоке - отложениями мела. В крыльях синклиналили выступают песчаники и сланцы верхнего триаса и нижней-средней юры. Общее простирание структуры северо-восточное  $20-30^{\circ}$ . В верховьях р.Ванау (бассейн Камочдара) наблюдается юго-восточная опрокинутость структуры. С севера синкиналиль отделяется от метаморфических пород докембрия и девонских известняков крутопадающим разрывным нарушением. Юго-восточное крыло в верховьях рек Ванау и Камочдара также осложнено разрывом, вдоль которого прослежена узкая полоса юрских известняков. Юго-западнее в бассейне р.Звирдара синкиналиль более пологая. Песчаники и сланцы триаса и юры, залегающие на породах докембрия, образуют отчетливо выраженный синкиналильный перегиб с углами падения на крыльях  $30-35^{\circ}$ , реже  $40-45^{\circ}$ . Ядро складки выполнено юрскими известняками, имеющими еще более пологое залегание. Нередко пласты наклонены под углом  $10-12^{\circ}$ .

Северо-восточнее долины р.Ванау складка опрокинута к северо-западу. Здесь юго-восточное крыло описываемой синклиналили несколько короче северо-западного. Вдоль ее северо-западного крыла в ряде мест имеются тектонические клинья палеозойских пород. Далее складка значительно расширяется и в ее ядре появляются меловые отложения. Падение напластований пород становится спокойным и пологим. В ядерной части отмечаются почти горизонтальные залегания пластов.

Синкиналиль южного склона Язгулемского хребта сложена породами триаса, юры и мела. В юго-западной части Язгулемского хребта синкиналиль в общем близка к симметричной. Падение пород

на крыльях 30-40°. В местах, где складка осложнена мелкими разрывами, имеются более крутые падения пластов (до 60-65°). Северо-восточнее видна некоторая асимметрия структуры. Осевая поверхность ее круто наклонена к северу. В южном крыле пласты падают к северо-западу под более пологими углами, чем в северном. В краевой части зоны у разлома падения пород вертикальные.

В центральном секторе Язгулемского хребта для южной синклинали характерно запрокидывание пластов к северо-западу. Южное крыло ее более крутое, чем северное. Меловые породы, слагающие ядро синклинали, отличаются пологими наклонами пластов. Мелкие локальные осложнения структуры выражены небольшими разрывами и складчатостью.

В бассейне р.Ракзоу (верховья р.Язгулем) описанные выше синклинали теряют свою самостоятельную обособленность. Здесь по существу имеется уже одна крупная синклинали, осложненная в ряде случаев небольшими брахискладками (Деникаев, 1972). Восточнее синклинали сужается и, возможно, прослеживается в бассейне ледн.Федченко. Вскюду в ее ядре залегают меловые накопления, а на крыльях юрские известняки. Падение пластов пород на крыльях не более 30-35°. Северо-западное крыло структуры осложнено серией мелких разрывов, в связи с чем изредка отмечены более крутые углы падения.

В осевой части Язгулемского хребта в его центральном секторе в мезозойском комплексе наблюдается крупная антиклиналь, в ядре которой выступают песчаники и сланцы триаса и юры, а в крыльях - известняки юры и красноцветные породы нижнего мела. В верховьях Камочдары юрские и меловые отложения прорваны интрузией кварцевых диоритов. Антиклиналь имеет ярко выраженный брахиформный характер. Углы падения на крыльях не более 30-35°. В зоне контакта с Камочдаринским интрузивом меловые породы характеризуются изменчивыми элементами залегания. При удалении от контакта падения становятся устойчивыми. По своим размерам антиклиналь неравноценна вышеохарактеризованным двум синклиналям. Условно ее можно считать структурой, осложняющей единую крупную синклинали мезозойских отложений Язгулемского хребта. Нередко эту структуру рассматривают как сложный синклинорий (Бархатов, 1963 и др.).

Аналогичный тип дислокаций мезозоя характерен и для более восточных областей Язгулем-Акбайтальской зоны. Некоторые исследователи, однако, считают, что в правобережье р.Танымас и по долинам рек Хаврездара, Башурвдара, Хабарвивхат и Рохацдара (правые притоки р.Бартанг) толщи мезозоя участвуют в сложении сложных структур типа пологих шарьяжей (Паффенгольц, Шабалкин, 1935; Руженцев, 1968; Деникаев, 1972<sub>2</sub> и др.). Указывается, что формирование шарьяжей сопровождалось интенсивным брекчированием и дроблением пород с образованием мощных тектонических брекчий. В некоторых случаях целые зоны значительной ширины перекрыты такими брекчиями, среди которых нераздробленные породы сохранились в виде небольших фрагментов. Распространению и упрочению представлений о большой сложности структуры бассейна р.Танымас способствовало принятое в последние годы, но тем не менее ошибочное мнение об отнесении красноцветных отложений, подстилающих в разрезе верхнемеловые известняки, к палеогену.

В настоящее время стало ясно, что вышеотмеченные брекчии ошибочно считались тектоническими по происхождению (Винниченко, 1979; Кухтиков и др., 1971, 1981). Вопрос о возрасте красноцветных отложений можно считать исчерпанным и решенным. Дополнительные сборы органических остатков и переопределение прежних коллекций из этой толщи (Крейденов и др., 1970) показывают принадлежность их к отложениям нижнего мела. Исчезла, таким образом, основа представлений о перевернутом залегании свит в тех разрезах, где рудистовые известняки верхнего мела лежат на красноцветных образованиях.

Можно считать установленным, что строение правобережья р.Бартанг по долинам рек Хаврездара, Башурвдара, Хабарвивхат и Рохацдара, как и в западной части Язгулемского хребта, сравнительно простое. Здесь намечается пологая брахиантиклиналь имеющая восток-северо-восточное простирание. Северное крыло антиклинали более пологое. В долине р.Хабарвивхат в южном крыле породы падают под углами 25-30°, в северном наклон пластов не превышает 25°. Восточнее в ядерной части антиклинали отмечаются почти горизонтальные залегания.

Описанная антиклинальная структура осложнена многочисленными мелкими складками и разрывами. Характерным является микро-

складчатость и гофрировка, которые наиболее развиты вдоль контактов между пачками различного литологического состава, например между известняками и глинистыми сланцами. При этом не исключены и послойные скольжения, но амплитуда перемещения, как правило, невелика, поскольку заметного срезания пластов не наблюдается.

В междуречье Хаврездары и Танымаса строение зоны упрощается. В указанном районе вырисовывается крупная моноклираль, осложненная мелкой складчатостью. Общее падение пластов северное, углы падения  $15-20^{\circ}$ . У разрывов, ограничивающих эту моноклираль, отмечаются более крутые наклоны слоев. В правобережье Танымаса отложения триаса-юры и нижнемеловые песчаники и алевролиты смяты в серию складок с углами падения на крыльях  $10-15^{\circ}$ . Вблизи разрывов наклоны пластов увеличиваются до  $40-50^{\circ}$  (рис. 39).

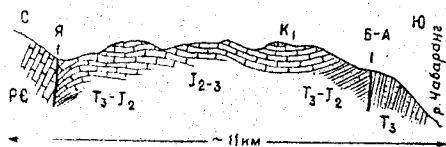


Рис. 39. Геологический разрез правого борта р. Танымас.

Сложная структура свойственна, по мнению некоторых геологов, устьевой части Кызылтукая (Руженцев, 1971; Деникаев, 1972<sub>2</sub>; Леонов, 1978). Считается, что в сложении указанного района участвуют нижнемеловые красноцветные породы и известняки верхнего мела и юры, образующие систему тектонических блоков. В результате специальных исследований выяснилось, что здесь к верхнему мелу и юре ошибочно отнесены мраморы докембрия, протягивающиеся сюда из бассейна ледн. Федченко. С юга и с севера мраморы ограничены крутопадающими разрывами. В районе водораздела между долинами Кальтатура и Кызылтукая мраморы выклиниваются. Падение пластов пород северное, углы падения  $65-70^{\circ}$ . К югу от мраморов наблюдаются породы верхнего триаса-средней юры, имеющие непосредственно у контакта крутые, часто вертикальные наклоны слоев. При удалении от разрыва падение выполаживается. К югу от долины Кызылтукая сланцы и песчаники верхнего триаса-средней юры и залегающие на них средне-верхнеюрские известняки образуют серию складок с углами падения на крыльях  $20-25^{\circ}$ .

На востоке Язгулем-Акбайтальской зоны в верховьях р. Акбайтал (сев.) для мезозойских отложений характерны несколько другого облика структуры. В северной части юрские породы падают на юг под крутыми углами. Южнее в бассейне р. Сассы юрская толща сменяется меловыми отложениями, имеющими простую синклиналичную структуру с углами падения на крыльях  $65-70^{\circ}$ . Западнее в верховьях Кызылджилги и Акбайтала (сев.) породы мела слагают круто наклоненную к югу моноклиаль. По контакту юры и мела проходит дизъюнктивное нарушение, поверхность сместителя падает вертикально. Юрские известняки в зоне разрыва вздернуты и образуют неравнокрылую асимметричную синклиаль, в южном крыле которой падения вертикальные, в то время как в северном крыле видны крутые до  $60-65^{\circ}$  южные падения.

Кайнозойские (палеоген-неогеновые) отложения посттеосинклинального комплекса зоны имеют пологие, близкие к горизонтальным залегания.

Охарактеризованные структуры мезозойского комплекса зоны были созданы в поздне меловую эпоху. Дислокации кайнозойских отложений сформировались в позднеплиоценово-древнечетвертичное время.

## 2. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ВАЖНЕЙШИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ (на примере Памира и прилегающих областей)

В предыдущих главах была дана характеристика тектонической зональности в палеозойской, позднепалеозойско-мезозойской и мезозойской структурах. Ниже на основании изложенных материалов будут рассмотрены выявленные общие закономерности строения и развития складчатых комплексов изученной территории. Установленные закономерности, по-видимому, свойственны не только для территории Памира, но и для других регионов геосинклинального развития. Тем самым можно считать, что эти закономерности имеют наряду с регионально-прикладным и определенное общетеоретическое значение.

## Положение Памира в системе разновозрастных складчатых поясов юга Средней Азии

Памир характеризуется наличием как палеозойских, так и мезозойских тектонически зональных складчатых сооружений. Проблема о пространственном распространении указанных сооружений ранее неоднократно обсуждалась. В разные годы в зависимости от геологической изученности Памира она решалась по-разному.

В результате первых систематических исследований на Памире и затем в последующие этапы вся его территория целиком включалась в область альпийской (кайнозойской или третичной) складчатости (Наливкин, 1932, 1939; Архангельский, 1941; Муратов, Архипов, 1961; Петрушевский, 1961; Архипов, 1964, 1972 и др.). Вместе с тем ряд авторов считают, что в пределах Памира следует выделять не кайнозойские, а мезозойские складчатые сооружения (Герасимов, Ренгартен, 1934; Вялов, 1939; Резвой, 1959, 1961; Вонгаз, 1963; Захаров, 1958; Беляевский, 1965; Леонов, 1971; Славин, 1976 и др.). А.Н.Мазарович (1940) указывает на проявление в пределах восточной части Альпийского пояса иенъшаньского тектогенеза. Имеются предложения о необходимости выделения здесь индосинид (Хуан Цзи-цин, 1961; Белов и др., 1985 и др.). Многие исследователи отмечали также, что в области Памира наряду с альпидами имеются и герциниды. Н.М.Синицын (1957) обособлял в области Центрального Памира каледонские образования. До недавнего времени считалось, что герциниды развиты лишь в пределах Северного Памира. Остальная его часть относилась к альпидам. Южная граница области палеозойской складчатости чаще всего проводилась по линии Ванч-Акбайтальского разлома. Одновременно указанный разлом рассматривался и в качестве северной границы альпийского складчатого пояса юга СССР (Дюфур, 1962; Бархатов, 1963 и др.).

Согласно приведенным данным, выясняется, что палеозойский тектогенез сыграл решающую роль в формировании важнейших структурных элементов не только в районе Северного Памира (Обиравноуская, Калайхумб-Сауксайская, Курговад-Каракульская зоны), но и в северной части Центрального Памира (Ванчская, Акбайтальская зоны). Главнейшие дислокации в перечисленных районах были созданы к концу позднего палеозоя. Последующие движения были слабыми и существенных изменений в ранее сфор-

мировавшийся структурный план не внесли. Тектонические зоны в послепалеозойской структуре в данной части Памира территориально полностью соответствуют площади зон герцинского структурного комплекса. Мезозойско-кайнозойские отложения развиты в указанных зонах локально. Они представлены, как правило, красноцветными континентальными грубообломочными накоплениями. Толщи мезозоя и кайнозоя залегают на палеозое несогласно, образуя простые пологие структуры. В пределах изученной части Курговад-Каракульской зоны мезозойско-кайнозойские отложения отсутствуют полностью.

В южной части Центрального Памира наряду с проявлениями герцинского тектогенеза большую роль в формировании структур сыграли мезозойские процессы диастрофизма. В палеозойской структуре здесь намечаются две тектонические зоны: Калакташская и Язгулемская. В мезозойской — на их месте было заложено три зоны. Калакташская зона полностью соответствует Бартауг-Акджилгинской. В пределах территории Язгулемской зоны обособились Язгулем-Акбайтальская и Бартаугская зоны. В указанных зонах отложения мезозоя пользуются по сравнению с северными районами Памира более широким распространением. В разрезе мезозоя наряду с континентальными осадками появляются мощные морские накопления и вулканогенные образования геосинклинального типа. Структуры мезозойского комплекса Язгулем-Акбайтальской, Бартаугской и Бартауг-Акджилгинской зон более сложные, чем дислокации мезозоя северной части Памира. Кайнозойские (палеоген-неогеновые) отложения в пределах отмеченных зон имеют грубообломочный состав и малые мощности. По степени дислоцированности они заметно отличаются от подстилающих их мезозойских и палеозойских толщ. Как и в пределах Северного Памира, Ванчской и Акбайтальской зон породы палеогена-неогена южных областей Центрального Памира входят в состав постгеосинклинального комплекса.

В районе Юго-Западного и Юго-Восточного Памира основные структуры сформировались, как и в южной части Центрального Памира, в результате мезозойского тектогенеза. Проявления палеозойского диастрофизма здесь не отмечаются. Толщи мезозоя, представленные мощными морскими терригенными, карбонатными и вулканогенно-обломочными отложениями, залегают на породах палеозоя



согласно, слагая вместе с ними единый структурный комплекс. Заложённые на докембрийском кристаллическом основании в каменноугольном периоде Рушанско-Базардаринская, Зоуташ-Мынхаджирская, Истыкская, Шугнанская и Ваханская зоны превратились в складчатые сооружения в конце мезозоя. Маломощные кайнозойские красноцветные терригенные накопления перекрывают мезозойские толщи резко несогласно, образуя слабодислоцированный постгеосинклинальный чехол самостоятельного комплекса.

Таким образом, следует считать, что единой тектонической линии, разделяющей мезозойды и герциниды на Памире, нет. Южная граница герцинских сооружений не совпадает с северной границей мезозойского складчатого пояса. Герциниды, как сейчас установлено, распространяются на юг вплоть до Бартанг-Пшартского разлома. Указанный разлом служит южной границей герцинид Памира. При определении положения северной границы мезозойд должны быть учтены прежде всего особенности послепалеозойской истории развития Памира. С этих позиций в состав мезозойд должна включаться территория пяти зон Юго-Западного и Юго-Восточного Памира (Рушанско-Базардаринская, Зоуташ-Мынхаджирская, Истыкская, Шугнанская и Ваханская), а также Язгулем-Акбайтальская, Бартангская и Бартанг-Акджилгинская зоны. Мезозойская геосинклиналь в своем развитии захватила южную окраину герцинид. В качестве северной границы мезозойд принимается Язгулемский разлом. Примерно также проводил "главную тектоническую линию Памира" В.А. Николаев (1936), понимая ее в качестве надвига большой амплитуды и сравнивая по своему значению с линией, отделяющей каледониды от герцинид в Тянь-Шане. К настоящему времени однако показано, что Язгулемский разлом относится к долгоживущим дислокациям. Морфологически он выражен крутопадающим дизъюнктивным нарушением (Кухтиков, Винниченко, 1977; Винниченко, 1979). В области, заключенной между Бартанг-Пшартским и Язгулемским разломами, устанавливаются как герцинские, так и мезозойские сооружения. Разновозрастные структурные комплексы в крайних частях пространственно совмещены, образуя своеобразную промежуточную область полициклического развития. Известные в настоящее время материалы свидетельствуют о том, что такой же характер сочленения разновозрастных складчатых комплексов наблюдается и в других регионах Евразии, в частнос-

ти в западной части Средиземноморского пояса (Муратов, 1965; Яншин, 1965<sub>2</sub>; Милановский, Хаин, 1968 и др.) и в пределах юго-востока Азии (Постельников, 1960; Основы..., 1962 и др.).

Вопрос о положении и природе северной границы герцинид Памира затрагивался при обсуждении проблемы о взаимоотношении Памира, Тянь-Шаня и расположенной между ними области распространения мезозойско-кайнозойских отложений. Почти все исследователи, занимающиеся изучением геологии юго-востока Средней Азии, касались в различной степени указанной проблемы. Много внимания специально уделял ей И.Е.Губин (1940 и др.), сделавший также критический обзор представлений по данной проблеме. Среди множества точек зрения, высказанных в разные годы, намечаются две группы, резко отличающиеся друг от друга. Согласно одной из них, наиболее четко сформулированной А.П.Марковским (1936), Памир и Тянь-Шань несмотря на пространственную их разобщенность полосой мезозоя и кайнозоя хребта Петра I и Заалайского хребта, характеризуются многими общими чертами палеозойской истории развития. Резкая граница между ними наметилась лишь в альпийский этап тектогенеза. В палеозое Памир и Тянь-Шань составляли единую область.

Другая точка зрения, которую длительное время отстаивает И.Е.Губин (1940 и др.), основывается на противопоставлении Памира и Тянь-Шаня. Ее сторонники считают, что граница между структурами указанных регионов имеет резкий дизъюнктивный характер. Д.В.Наливкин (1932, 1939) и в последующем другие исследователи при районировании Средней Азии относили Памир и Тянь-Шань к разным зонам - дугам. В соответствии с высказываниями последних лет Памир обычно включают в Средиземноморский, а Тянь-Шань - в Урало-Монгольский складчатые пояса. Данные пояса разделяют системой нарушений, представляющих один из сегментов важнейшего в Азии глубинного разлома (Муратов, 1965; Резвой, 1976; Якубов и др., 1976 и др.).

Полоса мезозоя и кайнозоя, расположенная между Тянь-Шанем и Памиром на месте хребтов Петра I и Заалайского, А.П.Марковским (1936) и другими исследователями выделяется в единую самостоятельную зону. Генетическая сущность этой зоны понимается по-разному. В то же время чаще ее считают постгеосинклинальным образованием (Вялов, 1943; Синицын, 1945; Петрушевский, 1955; Гри-

горьев, 1958; Синицын, 1959; Леонов, 1961; Козлов, 1965 и др.). Природа границ указанной зоны трактуется неоднозначно.

И. Е. Губин (1940 и др.) и в последующем ряд других исследователей ограничивают ее с юга-юго-востока Каракульским, а с севера-северо-запада Вахшским надвигами. Амплитуда горизонтального перемещения по Вахшской надвиговой зоне определяется многими десятками километров. А. И. Суворов (1968) считает, что она приближается к 100 км. Корневая рубцовая зона Вахшского надвига находится, по мнению Г. Д. Ажгирея (1977), в районе системы Каракульско-Момукских крутопадающих разрывов. Вместе с тем сам же И. Е. Губин (1960) подчеркивал, что единого мнения о Вахшском надвиге не существует, а Каракульский разрыв, намеченный им, имеет на всем протяжении, как правило, крутые падения сместителя.

Д. П. Резвой (1955) на основе полученных им материалов в долине р. Вахш высказался о том, что дизъюнктивные нарушения, ограничивающие промежуточную между Памиром и Тянь-Шанем зону, по своей природе сходны с глубинными разломами в понимании А. В. Пейве (1945). В это же время М. М. Кухтиков (1955, 1956) показал, что границы области распространения мезозоя и кайнозоя хребтов Петра I и Заалайского выражены на юге-юго-востоке Дарваз-Каракульским, а на севере-северо-западе Вахшским краевыми разломами.

Материалы последних лет позволяют внести ряд уточнений в существующие представления о характере соотношений герцинид Северного Памира, Тянь-Шаня и промежуточной между ними области распространения мезозойско-кайнозойских отложений. Оказалось, что Вахшский разлом, следуя в долине р. Вахш на северо-восток, выходит к западной части Заалайского хребта, где затем сочленяется с Дарваз-Каракульским разломом (Кухтиков, Винниченко, 1977). Последний обычно рассматривается в качестве северной границы палеозойских сооружений Северного Памира. Трассу разлома проводят, как правило, вдоль линии контакта палеозоя и окаймляющей его с севера полосы мезозоя и кайнозоя. В настоящее время выяснилось, что указанный разлом проходит несколько севернее в пределах площади выхода мезозойско-кайнозойских отложений. Установлено, что отложения мезозоя и кайнозоя имеются и в южном крыле Дарваз-Каракульского разлома. Они образуют вдоль

его линии прерывистую полосу с моноклинальным падением пород на север-северо-запад. В составе мезозойско-кайнозойских отложений здесь преобладают грубообломочные континентальные накопления мощностью от первых сотен метров до 4000 м. Важнейшей их особенностью является наличие крупных глыб, олистолитов и олистостромов, сформировавшихся за счет разрушения палеозойских отложений Северного Памира.

В северном крыле Дарваз-Каракульского разлома наблюдается два типа разрезов мезозоя и кайнозоя, разграниченных в западной части Заалайского хребта Гиссарско-Каракульским (Марушкин, 1965) или Вахшским (Кухтиков, Винниченко, 1977) разломами. В хребте Петра I и в предгорьях юго-западных отрогов Дарваза мезозойско-кайнозойские толщи отличаются большими мощностями и широким распространением в их составе морских осадков. Аналогичные разрезы мезозоя и кайнозоя устанавливаются также в восточной части Таджикской депрессии. Близкими по своей морфологии оказываются и структуры, образуемые толщами мезозоя и кайнозоя в указанных районах.

В Заалайском хребте обнажаются мезозойско-кайнозойские отложения другого типа. Уже давно было замечено, что здесь развит по существу тот же тип разреза, что и в Алае и Тянь-Шане (Ренгартен, 1934; Марковский, 1936; Мазарович, 1938; Архангельский, 1941 и др.). В составе толщ мезозоя и кайнозоя данного типа широко представлены прибрежно-морские, континентальные красноцветные терригенные, угленосные и соленосно-гипсоносные накопления. Мощность их значительно меньшая, чем в хребте Петра I и в Таджикской депрессии (Ренгартен, 1934; Губин, 1960; Леонов, 1961; Козлов, 1965 и др.). Структуры, сложенные породами мезозоя и кайнозоя, в Заалайском хребте также как и в Тянь-Шане носят четко выраженные черты яксартского (Stille, 1929) или ферганотипного (Мушкетов, 1929) облика.

С учетом приведенных данных можно считать, что область распространения мезозойско-кайнозойских отложений, разделяющих Тянь-Шань и Памир, имеет разнородное строение. Соответственно вряд ли справедливым будет выделение данной области в качестве единой тектонической зоны. Следует признать также, что и фундамент в северном крыле Дарваз-Каракульского разлома в разных его частях существенно неодинаковый. В Таджикской депрессии,

примыкающей к Памиру в районе Дарваза и хребта Петра I, предполагается наличие герцинид (Вонгаз, Коган, 1964; Муратов, 1965; Кухтиков, 1972 и др.), сходных с северопамирскими и южно-гиссарскими (Власов, Тарасенко, 1970; Резвой, 1981 и др.). Имеющиеся материалы позволяют считать герциниды Северного Памира продолжением складчатых сооружений палеозойского основания южной части Туранской плиты (Архангельский, 1941; Муратов, 1965; Белов, 1967; Бархатов, 1971 и др.). В Афганском Бадахшане непосредственным продолжением памирских герцинид служат складчатые сооружения Бадахшанской системы (Славин, 1976) или же Афгано-Северопамирской области (Геология..., 1980). На восток палеозойские структуры Северного Памира следуют в Зап. Куньлунь, составляя с ним, по мнению Н.А. Беляевского (1956), единую зону. Позднее палеозойские складчатые сооружения Куньлуня были подразделены на три зоны (Основы..., 1962). Б.П. Бархатов (1963, 1971) выделил их в самостоятельную складчатую систему Куньлуня. В Заалайском хребте в северном крыле Дарваз-Каракульского разлома под отложениями мезозоя и кайнозоя залегают, по всей вероятности, герциниды Алая.

Мезозойские сооружения, охватившие в пределах Памира его южную часть, распространяются на юго-восток в Каракорум. Н.А. Беляевский (1956) выделил здесь зону Каракорума. Позднее Б.П. Бархатов (1963) наметил в данном районе складчатую систему, которую Н.Г. Власов (1969) назвал Каракорум-Южно-Памирской. На юге указанную систему ограничивают линией крупных разломов (Хаин, 1969; Хаин и др., 1973; Славин, 1976; Кухтиков, 1977 и др.). В южном крыле этих разломов намечаются более мелкие складчатые сооружения, которые Н.Г. Власов (1969) выделил в Белуджистан-Гималайскую систему. По представлениям Н.А. Беляевского (1956), это самостоятельная зона Гималаев. Установлено, что территория данной зоны или системы, примыкающая с юга к области распространения мезозойского Каракорума, отличалась в палеозое платформенным режимом (Гансер, 1965; Децио, 1967 и др.). Существует также точка зрения, согласно которой этот режим сохранялся не только в палеозое, но и в мезозое и кайнозое вплоть до новейшего этапа (Резвой, 1961, 1980; Вонгаз, 1963; Бархатов, 1963, 1971 и др.). Считается, что под осадочным чехлом в Гималаях находится северный край Индостанской платформы. Альпийские складчатые со-

ружения северной ветви Средиземноморского пояса, установленные в Афганистане в восточном направлении постепенно выклиниваются (Хаин, 1969; Славин, 1976 и др.). Мезозойды Памира и Каракорума следуют на запад-юго-запад в пределы Афганского Бадахшана, где их обособляют в зону Сафадхирс (Славин, 1976). Здесь мезозойды выклиниваются. Киммерийские прогибы, выделяемые в более западных районах Средиземноморского пояса, по своим особенностям существенно отличаются от прогибов мезозойд Памира и Каракорума (Яншин, 1965<sub>2</sub>; Хаин, 1969; Славин, 1976; Милановский, Хаин, 1968; Леонов, 1971 и др.). В то же время известно, что мезозойские сооружения прослеживаются на юго-восток в Трансгималаи и Тибет. По имеющимся материалам (Постельников, 1960; Леонов, 1971 и др.) сходные мезозойские сооружения выделяются и далее в пределах Индокитая. В этой связи следует признать справедливой точку зрения, высказанную Ю.Г. Леоновым (1971) и другими исследователями, о необходимости исключения Южного Памира из состава альпид Средиземноморского пояса и отнесения его к западному звену мезозойд Юго-Восточной Азии.

#### О природе фундамента геосинклинальной области Памира

В указанных границах как палеозойские, так и мезозойские складчатые сооружения Памира развивались на коре синалического типа. Палеозойская геосинклиналь, на месте которой сформировались герциниды Памира, была заложена на докембрийском метаморфическом основании. Считается, что данное основание представлено по всей площади Средиземноморского пояса, включая и исследованную территорию байкалидами (Муратов, 1965, 1969<sub>2</sub>; Яншин, 1965<sub>2</sub>; Белов, 1967, 1971 и др.). Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что фундамент, на котором в дальнейшем развивалась палеозойская геосинклинальная область указанного пояса, не столь однороден, как это принимается многими исследователями в настоящее время. В ряде мест Памира видно, что герциниды имеют в своем основании наряду с байкалидами более древние архейские и раннепротерозойские сооружения. В фундаменте ни одной из вышеохарактеризованных палеозойских зон не было встречено образований, которые свидетельствовали бы о наличии реликтов древней океанической коры. Зеленокаменные эффузивы сплит-

диабазового ряда Дарваза (Обиравноуская и Калайхумб-Сауксайская зоны) повсеместно стратиграфически залегают на толщах докембрия, нижнего палеозоя, девона или среднего карбона. В Курговад-Каракульской зоне эффузивы известны в разрезе толщ перми. В Акбайталльской зоне вулканиды основного и среднего состава устанавливаются в виде прослоев и мощных горизонтов среди сланцев, известняков и песчаников с волноприбойными знаками и трещинами усыхания. Среди известняков как в подстилающих, так и в перекрывающих эффузивы отложениях широко развиты конгломератовидные разновидности с обильными остатками кораллов, толстостенных брахиопод и других групп фауны, которые, как принято сейчас считать, обитали в мелководных прибрежно-морских условиях. Эти эффузивы ни в одной из перечисленных зон не могут рассматриваться как свидетельство раздвига и образования океанического трога на месте Памира. Предположения о шарпировании сиалических глыб в пределы Памира с юга и выжимании коры океанического типа по крутопадающим разломам (Мосоаковский, 1975; Чернер, Бударов, 1974; Карапетов и др., 1975; Швольман, 1980 и др.) не находят подтверждения в имеющихся геологических материалах. Случай бесспорного и ясного залегания докембрийских гнейсовых толщ на ультрабазитах типа офиолитовой ассоциации нигде в пределах Памира не установлены. Приуроченные к выступам докембрия массивы ультраосновных и основных пород, как было показано выше, представлены интрузивными телами с средним контактово-измененных пород. Нередко массивы характеризуются зональным строением. Аналогичная картина нередко наблюдается и в других областях палеозойского геосинклинального развития Средней Азии. Оказалось, что везде в таких областях докембрийские комплексы подстилают толщи осадочных накоплений с вулканидами основного и среднего состава. Высказывания об опрокинутости видимых здесь разрезов и сделанные на этой основе выводы о заложении палеозойских геосинклинальных прогибов на коре океанического типа не имеют сколько-нибудь убедительного геологического обоснования и носят предположительный характер.

Существуют также представления о том, что гнейсограниты в пределах щитов различных континентов сформировались в процессе гранитизации метавулканитов, слагающих древнейшую первичную кору, сходную с океанической (Марков, 1962; Павловский, 1962,

1975 и др.). Н.В.Фролова (1951), изучая химический состав докембрийских комплексов Алданского щита, пришла к выводу о том, что архейские толщи в указанном районе могли образоваться за счет разрушения и последующей гранитизации базальтовых пород. Вместе с тем широко известен и тот факт, что во многих регионах мира гнейсограниты, участвующие в сложении огромных купольных или же горстовых структур, стратиграфически с базальтовыми конгломератами в основании перекрываются толщами кристаллических пород с метавулканитами основного состава. В ряде мест на гнейсогранитах выявляются реликты древней коры выветривания. Метавулканиты, сопоставляемые с океаническими образованиями, следует признать, таким образом, по возрасту моложе гнейсогранитов. Древнейшие метаморфические вулканогенно-осадочные образования в районах по существу всех выступов архейских толщ формировались на коре сиалического состава (Косыгин, Парфенов, 1977). Тем самым оказывается, что докембрийские, по крайней мере протерозойские складчатые (протогеосинклинальные) комплексы развивались на гранитогнейсовом основании.

Фундамент мезозойской складчатой области в различных ее частях неодинаков. В северных районах области в пределах Центрального Памира долгое время считалось, что мезозойская геосинклиналь была заложена на платформенном (субплатформенном?) основании. В последние годы было показано, что альпиды Средиземноморского пояса как в западном, так и в восточном его секторах захватывают в своей северной краевой части герцинские складчатые сооружения (Муратов, 1965, 1969<sub>2</sub>; Белов, 1967, 1971; Славин, 1976 и др.). Данные, полученные к настоящему времени, позволяют считать, что мезозойская геосинклинальная область распространяется к северу не далее территории Ягулемской и Калакташской палеозойских тектонических зон.

При рассмотрении природы основания мезозойских в более южных районах в последние годы стали высказываться мнения о существовании в конце палеозоя — начале мезозоя крупного бассейна или бассейнов с корой океанического типа (Пейве, 1969; Хаин, 1970; Моссаковский, 1975 и др.). Е.Е.Милановский (1976) считает, однако, что значительного раскрытия зоны Тетиса в мезозое не было. Такому заключению не противоречат материалы, полученные в последние годы по территории Афганистана и Ирана (Штоклин, 1966;



Славин и др., 1976; Геология..., 1980 и др.). Специальные исследования в западной части Альпийского пояса показывают, что выделить здесь области или отдельные прогибы с особым "океаническим" типом осадконакопления не представляется возможным. В этой связи нет достаточных оснований для утверждения о перекрытии гипотетической океанической коры Альпийского пояса краем надвинутой на него Африкано-Аравийской плиты (Леонov и др., 1974).

Аналогичный вывод можно сделать на основании данных по территории Памира и прилегающих к нему с востока регионам. Было показано, что по всей площади Юго-Западного и Юго-Восточного Памира каменноугольно-пермские и мезозойские толщи, составляющие в указанных районах единый геосинклинальный комплекс, стратиграфически залегают на метаморфитах докембрия. Породы, которые сопоставляют с образованиями океанической коры, здесь, как и в области герцинид, встречаются в разрезе толщ мелководных и континентальных осадков геосинклинального комплекса, являясь его составной частью. Диабазы и порфириты шиндидийской свиты в Зоутан-Минаджирской зоне имеют стратиграфические соотношения как с подстилающими, так и перекрывающими их толщами перми. Эффузивно-взрывные породы Пшартского хребта и синхронно сформировавшиеся вулканогенно-осадочные накопления базальтоидной формации тахтабулакской свиты этой же зоны согласно перекрывают пермские терригенно-карбонатно-вулканогенные отложения. Вверх по разрезу они в свою очередь сменяются толщей триаса, состоящей из терригенно-карбонатно-кремнистых пород. Диабазы и базальты в Рушанско-Базардаринской зоне слагают согласные линзообразные тела в средней части каменноугольно-нижнепермской терригенной толщи. В ряде районов Шугнанской зоны в нижнепермских сланцах и алевролитах, подстилающих карбонатно-кремнистые отложения верхней перми-среднего триаса, содержатся растительные отпечатки. В известняках, чередующихся с кремнями, обнаруживаются кораллы, свидетельствующие о мелководном облике вмещающих их осадков.

Вулканы бассейна Бартанга (Бартангская зона) стратиграфически перекрывают песчаники и сланцы верхнего триаса. На вулканах согласно лежит толща сланцев с остатками флоры и фауны позднего триаса-средней юры. Глыксурдинский массив габбро в

Шугнанской зоне и мелкие тела диабазов и габбро-диабазов в Зоуташ-Мынхаджирской и Рушанско-Базардаринской зонах, как уже отмечалось выше, имеет несомненно интрузивную природу.

Из приведенных материалов следует, что во всех случаях вулканогенные породы ультраосновного и основного состава как в герцинидах, так и в мезозоидах Памира являются генетической частью разрезов геосинклинальных комплексов. Породы с признаками интрузивных образований слагают тела, у которых устанавливаются активные "горячие" контакты с вмещающими их толщами палеозоя и мезозоя. Появившиеся недавно высказывания о протрузивной природе ряда массивов гипербазитов, в частности крупнейших среди них Балаянджикского (Буданов и др., 1978) и Глыксурдинского (Швольман, 1980), основываются на неполных данных и без учета материалов предшествующих исследователей (Шабалкин, 1937; Бархатов, 1963; Романько, Стажило-Алексеев, 1963 и др.). Эти высказывания должны восприниматься пока как предположения, которые без проверки и подкрепления дополнительными сведениями еще не могут служить руководством при анализе тектоники Памира.

Многочисленные исследования свидетельствуют о том, что и в других складчатых областях тектонические контакты устанавливаются далеко не для каждого массива гипербазитов (Пинус, 1973; Шейнманн, 1973; Хамрабаев и др., 1981 и др.). В тех случаях, где они все же известны, при детальном изучении выясняется, что амплитуда вертикального перемещения гипербазитов по таким контактам, как правило, незначительна. Многие особенности внутреннего строения и состава массивов ультраосновных пород с позиций их протрузивной природы оказываются необъяснимыми. Наблюдаемые во многих регионах Урала, Тянь-Шаня, Алтая и других областей явления дифференциации гипербазитовых массивов, неоднородность состава, закономерная ориентировка породообразующего минерала - оливина, вертикальная геохимическая зональность, наличие контактового ореола могут быть связаны лишь с интрузивными образованиями. В ряде районов имеются также гипербазитовые массивы метасоматического происхождения (Пинус, 1973 и др.).

В Афганистане в областях юго-западного продолжения тектонических структур Памира в последние годы установлено, что альпинотипные ультрамафиты обладают всеми признаками магматических пород интрузивного происхождения (Славин, 1976; Геология., 1980 и

др.) внедрения которых сопровождалось высокотемпературными преобразованиями на контакте с вмещающими породами. Аналогичные сведения имеются и по территории Куньлуня, Каракорума и юго-востока Азии (Постельников, 1960; Хуан Цзи-цин, 1961; Основы, 1962; Беляевский, 1965 и др.). На основе указанных данных и с учетом материалов по другим регионам, где известны ультрамафиты подобного типа, гипотезы холодного внедрения их в верхние слои земной коры (Сборщиков и др., 1977, 1981) и сформулированные на этом представления признаны некорректными (Феногенов, Чернов, 1980). Наблюдаемые в эвгеосинклиналих гипербазитовые комплексы и вмещающие их осадочные формации по своему составу существенно отличаются от таковых областей океанических хребтов (Белюсов, 1962; Ренов, 1964; Шейнманн, 1973; Косыгин, 1969; Милановский, 1976; Осадкообразование..., 1979; Тимофеев, Холодов, 1984 и др.). Необходимо иметь в виду и тот факт, что химизм гипербазитов меняется как во времени, так и в пространстве (Велинский и др., 1969; Шейнманн, 1973 и др.). Соответственно прямое безоговорочное отождествление ультраосновных пород из геосинклинальных разрезов с древними образованиями коры океанического типа вряд ли может считаться окончательным решением этого сложного и спорного вопроса.

В свете вышесказанного следует признать установленным, что фундаментом геосинклинальных комплексов в пределах Памира повсеместно являются складчатые сооружения предшествующих этапов тектогенеза. Палеозойская геосинклиналь была заложена на разновозрастном докембрийском основании. Мезозойды Памира имеют в фундаменте наряду с докембрийскими образованиями герцинские складчатые сооружения. Имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что фундамент подобного типа нельзя считать редкостью. Такой же тип имеет место и во многих других областях Евразии.

#### Границы тектонических зон и важнейшие особенности крайних разломов

В своем развитии как палеозойская, так и мезозойская геосинклинальные области распадутся на ряд самостоятельных, в то же время генетически и историко-геологически взаимосвязанных между собой тектонических зон. Все зоны обоих структурных комплексов имеют четкие ограничения, выраженные крайними разломами.

Каждый такой разлом представлен конкретно наблюдаемым дизъюнктивным нарушением. Нередко при рассмотрении природы межзональных границ пользуются термином "глубинный разлом", предложенным А.В.Пейве (1945). По своему значению он считается многими исследователями близким к понятию о краевых разломах, в связи с чем его применяют нередко как синоним последнего (например, Довжиков, 1969). По этой же причине иногда делаются предложения о замене одного из них другим. Часто отмечается, что термин "глубинный разлом" нельзя признать удачным. Существует множество его определений, среди которых немало противоречивых и недостаточно четких и ясных. Уже неоднократно предпринимались попытки уточнить понятие о глубинных разломах. Тем не менее состояние данной проблемы остается еще неудовлетворительным (Разломы..., 1976). Имеются также и высказывания о том, что дислокации, выделяемые Н.М.Синицыным (1960) в качестве краевых разломов, являются самостоятельным типом глубинных разломов, получивших название внутригеосинклинальных граничных (Суворов, 1968; Хаин, 1963, 1973).

Нетрудно заметить, что в дискуссии о преимуществах и недостатках того или другого из указанных понятий, "глубинного" или "краевого", имеются в виду разнотипные и разномасштабные структуры. Н.М.Синицын (1960) и вслед за ним ряд других исследователей считают, что краевые разломы выражены единой дизъюнктивной дислокацией. Глубинные разломы, по сложившимся в настоящее время представлениям, проявляются как в виде одного дизъюнктива, так и целой системы их, а также широких зон (более сотни км) интенсивной складчатости, магматизма, метаморфизма и т.д. (Ажгирей, 1961; Резвой, 1958, 1972; Пейве, 1956<sub>2</sub>; Суворов, 1968; Шерман, 1977 и др.). Во избежание путаницы при пользовании термином "глубинный разлом" предлагалось различать глубинные разломы как геологические тела и обозначать их термином "зона глубинного разлома" и как дизъюнктивное нарушение сплошности тел, для которого следует сохранить термин "глубинный разлом" (Косыгин и др., 1977).

Возможность проявления крупных разломов земной коры в виде мощной системы разрывов, зон смятия, трещиноватости, кливажа допускается многими исследователями. Обычно такие зоны глубинных разломов различной ширины и протяженности намечаются при

обзорных анализах тектоники обширных областей. Выделение их при крупномасштабных и детальных работах бывает затруднительным. Провести границы зон глубинных разломов не всегда удается. Оказывается, что в ряде случаев по своему геологическому строению они мало чем отличаются от соседних с ними межразломных пространств. Далее выясняется, что дислокации типа краевых разломов, в понимании Н.М.Синицына, нередко включаются в зоны глубинных разломов. В частности, Гиссаро-Каракульский разлом, в представлениях И.А.Марушкина (1965), охватывает в восточной части Заалайского хребта широкую полосу, в которой, по данным В.В.Козлова (1965), устанавливается целая система дизъюнктивных нарушений. Одно из этих нарушений описано М.М.Кухтиковым (1956) как Дарваз-Каракульский, а затем А.В.Григорьевым (1958) и Н.М.Синицыным (1959) как Северо-Памирский краевой разлом. Последний является, таким образом, по отношению к зоне Гиссаро-Каракульского глубинного разлома структурой более низкого порядка. Аналогичная картина вырисовывается и в других районах. В Гиссаро-Алае в зоны Южно-Ферганского, Туркестано-Алайского и ряда других глубинных разломов (Резвой, 1972; Суворов, 1968 и др.) включается целая система дислокаций, относящихся, по данным М.М.Кухтикова (1968<sub>2</sub>), к категории краевых. Отсюда следует, что зоны глубинных разломов нельзя считать аналогом структур типа краевых разломов. Н.М.Синицын (1960) указывал, что "глубинные разломы являются, как правило, краевыми, но, по-видимому, относительно немногие краевые разломы можно считать глубинными" (стр.200). Краевые разломы везде выражены длительно развивающимися дизъюнктивными нарушениями. Структуры подобного типа выявляются в настоящее время во многих областях, хотя нередко они называются по-разному. В частности, широко известно введенное В.И.Поповым (1938) понятие о дискорданогенных разломах, разделяющих длительно развивающиеся области поднятий и депрессий Тянь-Шаня. В Гларнских Альпах установлены персистентные разломы, активно проявляющиеся в процессе осадконакопления по границам прогибов и соседних с ними поднятий (Schindler, 1959 и др.). В Ярошевском (1981) описаны в Карпатах синседиментационные разрывы, представляющие дизъюнктивы внутри или по периферии седиментационных бассейнов. В Карпатах О.С.Вялов (1975) наметил пограничные глубинные разломы, постепенно и длительно развиваю-

щиеся на границе двух тектонических элементов. Считается, что такие дизъюнктивы вполне можно называть и краевыми, поскольку они возникают у края крупных структурных единиц.

Наряду с приведенными имеются и другие предложения о названиях вышеотмеченных дизъюнктивов. Во всех случаях подчеркивается, что данные дизъюнктивы, независимо от того как их называть, отличаются большой длительностью активного существования, измеряемой несколькими периодами и даже эрами; они занимают, как правило, краевое (пограничное) положение, разделяя участки земной коры с различным геотектоническим режимом, выражающимся в различиях стратиграфических разрезов (мощности, полнота разреза, фации), магматизма, в различиях морфологии и возрасте структур и т.д. В этой связи справедливо отмечают, что название "краевой" лучше других передает важнейшее свойство разломов, их пространственное положение по отношению к главнейшим структурным элементам геосинклинальных областей (Синицын, 1960; Кухтиков, 1968<sub>2</sub>). Оно представляется наиболее удачным и соответственно ему следует отдать предпочтение. Характеристика краевых разломов, служащих межзональными границами тектонических зон Памира, приведена в ряде специальных работ (Кухтиков, Винниченко, 1975, 1977 и др.), что позволяет их описание здесь опустить.

Общая конфигурация в плане некоторых важнейших разломов Памира несет явные признаки дугообразности. Этот факт известен уже давно. Тем не менее он не получил еще достаточно надежного и полного объяснения. Попытки обосновать представление о вторичном дислокационном происхождении дугообразности разломов Памира оказываются безуспешными. М.М.Кухтиковым показано, что такие представления находятся в противоречии с данными по морфологии и пространственному положению разломов Памира (Кухтиков, Винниченко, 1977). Очевидно, дугообразность памирских разломов первична. Общая картина зарождения дугообразных разломов схематически может быть нарисована следующим образом.

По геофизическим материалам крупнейшие разломы Памира при крутом падении их сместителей "прослеживаются через всю толщу земной коры на значительную глубину в верхнюю мантию" (Беляевский, 1974, стр. 147). Новейшие исследования свидетельствуют при этом, что мощность земной коры и ее строение в различных

блоках, разграниченных разломами, существенно неодинаковы (Моисеев, 1971; Булин, 1972; Белоусов и др., 1979; Хамрабаев, 1979 и др.). Выясняется также, что разрезы как геосинклинальных отложений, так и докембрийских образований комплекса основания в крыльях разломов резко различны. Тем самым можно считать, что история развития блоков, разграниченных краевыми разломами, различается не только на протяжении геосинклинального этапа, но и в процессе формирования докембрийского фундамента. Большинство важнейших разломов Памира, как показывает вся совокупность имеющихся данных, возникла еще в докембрии до начала геосинклинального прогибания и соответственно до начала процессов диастрофизма в фанерозое.

Материалы по другим областям распространения докембрийских толщ свидетельствуют о том, что первые разломы появились на разных континентах в позднем архее — раннем протерозое. В более ранние этапы развития Земли возможности возникновения устойчивых разломов считаются маловероятными. В момент заложения первых разломов земная кора была еще сравнительно маломощной. Установлено, что ее становление происходило в своеобразных тектонических условиях. Этот этап развития, известный под названием нуклеарного, отличается господством вертикальных движений и отсутствием полей горизонтальных напряжений (Павловский, 1962). Линейные структуры для данного этапа не характерны. Преимущественное развитие получили в указанное время огромные гнейсогранитные купола овальной, округлой формы в плане. Размеры их в диаметре колеблются от нескольких километров до 100 км и более. Залегание метаморфических пород и текстурных элементов в сводовых частях куполов обычно горизонтальное или же пологонаклонное. В крыльях наблюдается крутое до вертикального падение пород. Вышеотмеченные структуры располагаются, как правило, без какой-либо определенной пространственной ориентировки, образуя незакономерно рассеянные "стада". Яркие примеры таких структур имеются по существу на всех шитах мира. Они известны также в выступах докембрия фанерозойских складчатых областей (Синицын, 1956; Киселев, Королев, 1972; Ахмеджанов и др., 1975; Белькова, 1978; Огнев, Белькова, 1981; Борисов, Глух, 1982; Михайлов, 1982 и др.). Чаще всего купола развиваются в непосредственной близости друг от друга, соприкасаясь нередко своими краями. Соответст-

венно межкупольные пространства оказываются самой разнообразной формы: треугольной, полигональной, амобоидальной и т.д. В отличие от куполов, имеющих в основном гнейсогранитный состав, эти пространства сложены метаморфизованными в разной степени (от фации зеленых сланцев до гранулитов) вулканогенными и осадочными образованиями, участвующими в строении синклинальных структур.

Установлено, что купола, зародившись в нуклеарную стадию формировались затем в течение длительного этапа времени, не меняя своего пространственного положения. Рост их был прерывистым и носил конседиментационный характер. Поднятия на месте куполов сопровождались осадконакоплением в окружающих прогибах. Как поднятия, так и бассейны седиментации отличались в данное время изометричными в плане очертаниями.

В охарактеризованных условиях разломы возникали в первую очередь вдоль контактов блоков с разнородным строением: гнейсогранитных куполов и отличающихся от них по составу межкупольных синклиналей. Эти разломы в плане, как правило, дугобразно изогнуты. Не исключено, что некоторые из таких разломов были затем уничтожены в результате последующих процессов гранитизации (Марков, 1962; Павловский, 1962 и др.). Тем не менее все же можно считать, что древнейшие разломы обычно имеют дугобразный вид в плане. В пределах Памира к таким разломам следует отнести прежде всего Гармичашминский разлом. Он ограничивает с севера выход архейских толщ гнейсов и мигматитов, образующих гигантскую брахиантиклиналь и систему куполообразных структур. Протерозойские и рифейские породы, обнажающиеся в северном крыле разлома, представлены в основном различными кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами, метавулканитами и реже гнейсами. Складчатые структуры в этом крыле по своему облику уже приближаются к линейным. Аналогичные разрывные дислокации, окаймляющие гнейсогранитные купола, известны и в других областях. Нет сомнений в том, что дугобразные разломы могли возникнуть при стечении соответствующих условий и в более поздние этапы развития земной коры. Появление их связывается с внедрением гранитоидов, соляным диапиризмом и рядом других процессов, имевших место как в складчатых, так и платформенных областях (Разломы..., 1976; Борисов, Глух, 1982; Михайлов, 1982 и др.).



В конце раннего протерозоя наряду с куполообразными структурами в различных районах континентальной части земной коры появляются линейные складчатые сооружения, сформировавшиеся на месте обширных и протяженных прогибов, которые принято относить к протогеосинклиналям (Фролова, 1951; Павловский, 1962 и др.). Земная кора становится к этому времени более мощной и консолидированной, менее разогретой. Контрастность движений резко возрастает. Значение пластических деформаций снижается и увеличивается роль разрывных нарушений. Возникшие в данный этап разломы имеют большую глубину проникновения и соответственно большую протяженность. Изогнутость же разломов становится значительно меньшей, чаще всего она следует параллельно ориентировке протогеосинклинальных прогибов. Процессы гранитизации с течением времени стали постепенно ослабевать и тем самым возможности сохранения разломов в последующих стадиях развития становятся более благоприятными. Разломы протогеосинклинального этапа широко известны на всех шитах мира. В фанерозойских складчатых областях это наиболее протяженные разломы, такие как Гунт-Аличурский, Бартагт-Шартский, Язгулемский на Памире, большая часть разломов Гиссаро-Алая, Тянь-Шаня и т.д.

В дальнейшем роль дислокаций типа куполов еще более снижается. В рифе и венде гнейсогранитные купола встречаются уже сравнительно редко. Начиная с палеозоя, прогибы и поднятия геосинклинальных областей и образовавшиеся на их месте складчатые сооружения приобретают четко выраженную линейную вытянутость, хотя в отдельных местах гранитные купола продолжают еще развиваться (Павловский, 1975; Хаин, 1973 и др.). Считается, что в фанерозое купола "просвечивают" в виде своеобразных концентрических структур. На примере Тянь-Шаня и ряда других районов показано, что ведущая роль в формировании структур подобного типа принадлежит глубинному диапиризму (Резвой и др., 1961 и др.). Возникающие в указанное время разломы оказываются не только дугообразными, но и на значительном протяжении прямолинейными. По своей длине они на много уступают разломам, появившимся в более ранние этапы. К разломам подобного типа следует отнести в пределах Памира Чакобайский, Бартагтский, Истыкский. В Гиссаро-Алае аналогичные разломы охарактеризованы М.М. Кухтиковым (1962) как внутризональные (Богачинский, Дук-

донский, Северо-Зеравшанский и др.). По его мнению, такие же разломы описаны в Альпах (Günzler-Seifert, 1941; Schindler, 1959). К ним же, видимо, могут быть причислены прикордильерные разломы, намеченные О.С. Вяловым (1975) в Карпатах. Все разломы рассматриваемого типа после зарождения сохраняют свою первичную ориентировку в течение длительного времени. По существу любая последующая тектоническая активизация выражается по существу по существу разломам. Эта особенность разломов была подмечена уже в первые же годы их изучения (Пейве, 1945; Пейве, Сеницын, 1950 и др.).

В дальнейшем представление о постоянстве направлений крупных разломов получило подтверждение в материалах по многим областям Средней Азии (Сеницын, 1960; Кухтиков, 1968<sub>2</sub>; Суворов, 1968; Резвой, 1959 и др.). Можно считать, таким образом, что геосинклинальный процесс в фанерозое развивается на фоне первичного блокового строения древнего складчатого фундамента. Тектоническая структура толщ складчатых комплексов, заключенных между двумя краевыми разломами, имеет в настоящее время тот первичный вид, который она получила в процессе геосинклинального развития.

### Морфология тектонических зон

Большинство намеченных тектонических зон как герцинского, так и мезозойского структурных комплексов прослеживается через всю исследованную территорию Памира в виде полос шириной до 40-50 км. С учетом материалов по прилегающим к Памиру областям можно сделать вывод о том, что каждая из тектонических зон имеет в плане форму линз протяженностью несколько сотен километров. В целом по своим размерам и форме зоны Памира не отличаются от зон, выделенных на той же принципиальной основе в других складчатых областях.

Характер сочленения различных тектонических зон каждого структурного комплекса в отдельности повсеместно в пределах Памира однотипный. При прослеживании зон по простиранию видно, что она, постепенно сужаясь, выклинивается между сочленяющимися ограничивающими ее краевыми разломами. Примеры окончания тектонических зон "в торец", известные в ряде складчатых областей, в пределах Памира не наблюдаются. Нет здесь также и случаев

плавных переходов одной зоны в другую. Представления о последнем типе сочленений тектонических зон касаются районов, геологические данные по которым немногочисленные и нередко противоречивые. Высказывания о его наличии в том или другом районе свидетельствуют скорее всего о недостатке данных, не позволяющих более конкретно определить положение и характер границ между зонами.

В поперечном сечении геосинклиналильная область представлена серией глубоких трогообразных прогибов и разделяющих их поднятий. В совокупности все эти прогибы и поднятия составляют тектонически сложно расчлененный участок земной коры. Резкая контрастность тектонических движений уже в самом начале геосинклиналильного прогибания обуславливает большую изменчивость состава и мощностей формирующихся здесь осадков. Морфология прогибов геосинклиналильной области отличается большим разнообразием (Пейве, 1945, 1956<sub>Г</sub>; Муратов, 1963; Белоусов, 1962; Хаин, 1973 и др.). Н.М.Синицын (1960) на примере Тянь-Шаня выделяет среди геосинклиналильных прогибов два типа: простые и сложные. Первые из них он подразделяет на симметричные и односторонние. В пределах Памира простые симметричные прогибы существовали преимущественно в начальные стадии геосинклиналильного развития. В последующем прогибы становятся сложными и односторонними. В раннем палеозое и девоне прогибы Калайхумб-Сауксайской, Ванчской, Аябайтальской и Калакташской зон были простыми и симметричными. В позднем палеозое эти прогибы превращаются в сложные и односторонние. В других зонах (Обиравноуской, Курговад-Каракульской, Рушанско-Базардаринской, Зоуташ-Мынхаджирской, Истыкокой), начавших свое геосинклиналильное развитие с карбона и перми, также существовали простые и симметричные прогибы. В перми на месте Обиравноуской зоны возникает односторонний, а Курговад-Каракульский - сложный прогибы.

В зонах Юго-Восточного Памира симметричные прогибы превратились в односторонние и сложные в юре. Лишь в одной Шугнанской зоне каменноугольно-пермский прогиб имел, очевидно, перекоо к северу. Характер прогиба в Ваханской зоне недостаточно изучен. Скорее всего он был сложным. Аналогичная смена во времени простых симметричных прогибов односторонними и сложными наблюдается и в других складчатых областях. В частности, в Гиссаро-Алае

раннепалеозойские прогибы намечаемых М.М.Кухтиковым (1968<sub>2</sub>) герцинских тектонических зон имеют в основном симметричный облик. В позднем палеозое эти же прогибы превращаются в односторонние и сложные.

Конфигурация прогибов в момент их заложения предопределялась особенностями расположения и очертаниями областей поднятий, ограниченных, как правило, крестовыми разломами. Древнейшие поднятия появились на месте гнейсогранитных куполов, имеющих, как отмечалось выше, округлые очертания. Располагавшиеся между ними прогибы были самой разнообразной, в частности дугообразной формы. На первичный характер дугообразности прогибов Памира ранее уже неоднократно указывалось (Петрушевский, 1940, 1955, 1961; Виноградов, 1958; Кухтиков, 1958, 1981; Крестников, 1962; Бархатов, 1963; Винниченко, 1978<sub>1</sub>, 1979; Литосфера..., 1982; Памир-Гималаи..., 1982 и др.). В настоящее время вышеотмеченное указание получило подтверждение в детальных литологических исследованиях (Новиков, 1979 и др.). В пользу сказанного свидетельствуют также материалы предпринятого в последние годы специального изучения гранитоидного магматизма и связанного с ним эндогенного оруденения Памира. Установленная в результате этого изучения унаследованность химизма гранитоидных комплексов в вертикальном ряду на значительном протяжении всей истории развития, начиная с докембрия (Лутков, 1982), и наличие узлов длительной эндогенной активности (Алиев, 1980) исключают возможность проявления здесь крупных горизонтальных движений в течение фанерозоя. Указанные материалы свидетельствуют о первичности наблюдаемого в данный момент дугообразного расположения важнейших структурных элементов тектонических зон, где локализованы гранитоиды, и соответственно прогибов в области Памира.

Амплитуда опусканий в прогибах, определяемая суммарной мощностью выполняющих их осадков, в различных зонах оказывается существенно несдинаковой. В большинстве зон Памира мощность геосинклинального комплекса, как и в других складчатых областях, достигает 8000-10000 м. В отдельных зонах амплитуда прогибания исчисляется всего лишь несколькими тысячами метров (Язгулем-Акбайтальская, Истыкская, Ваханская и Калакташская), а в Язгулемской зоне мощность палеозойского комплекса отложений, вероятно, не превышает 500 м.

Колебания мощностей осадков в пределах одной зоны незначительные. Наиболее устойчивы по мощности толщи, сформировавшиеся в начальной стадии развития в симметричных прогибах. Колебания мощностей в них составляют десятки, первые сотни метров. В частности, изменения мощностей толщи кембрия и ордовика в Ванчской и Калакташской зонах не превышают первых десятков метров, палеозойских докаменноугольных отложений Калайхумб-Сауксайской зоны — нескольких сотен метров. В поздних односторонних и сложных прогибах наблюдаются уже большие по величине колебания мощностей, достигающие иногда многих сотен метров.

В разных зонах процесс геосинклиналичного развития выражен различным набором осадочных формаций (рис.40). В области герцинид в Обиравноуской зоне в начальную стадию в каменноугольном периоде сформировалась толща вулканогенных, терригенных и, в незначительной степени, карбонатных пород. Затем в перми в пределах зоны отлагались терригенно-карбонатные и красноцветные терригенно-карбонатно-гипсоносные осадки. В расположенной южнее Калайхумб-Сауксайской зоне разрез геосинклиналичного комплекса начинается толща нижнего палеозоя и девона преимущественно терригенно-карбонатного состава. Вулканогенные породы в её сложении играют подчиненную роль. Выше следуют каменноугольные вулканиты и терригенно-карбонатные накопления. Еще южнее в Курговад-Каракульской зоне в нижней части палеозойского комплекса наблюдается маломощная толща карбонатно-обломочных пород среднего-верхнего карбона. На них лежат нижнепермские терригенные отложения. Вулканиты и известняки встречаются среди них в виде редких маломощных прослоев и горизонтов. Выше следует терригенно-вулканогенные и затем карбонатные породы верхней перми. В Акбайталской зоне в нижнем палеозое установлены вулканогенные и терригенно-карбонатные отложения. В силуре и девоне здесь преобладают известняки и доломиты. Верхний палеозой (карбон, перм) представлен терригенными и карбонатными накоплениями. В Ванчской зоне в основании герцинского комплекса залегает толща терригенно-карбонатного состава, включающая осадки кембрия, ордовика и нижнего силура. Далее наблюдаются карбонатные образования, имеющие позднесилурийско-девонский возраст. В заключительную стадию прогибания Ванчской зоны образовалась каменноугольно-пермская толща терригенно-карбонатных отложений. Калак-

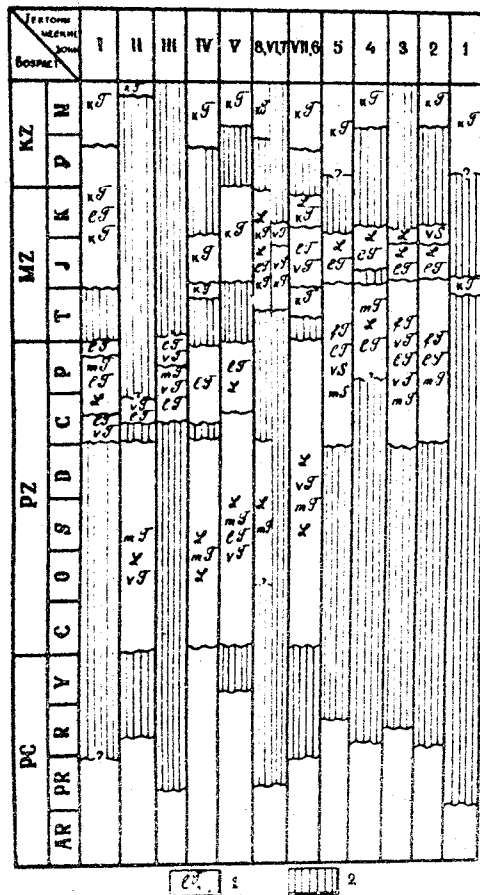


Рис.40. Формационные ряды тектонических зон Памира

I-формационные ряды; формации:  $mT$  - морская терригенная;  $kT$  - континентальная терригенная;  $L$  - карбонатная;  $fT$  - флишoidalно-терригенная;  $eT$  - карбонатно-терригенная;  $V$  - вулканогенная;  $vT$  - вулканогенно-терригенная;  $vS$  - вулканогенно-кремнистая; 2 - перерывы в осадконакоплении.

ташская зона отличается преобладанием в составе развитой в ее пределах палеозойской толщи карбонатных пород. В ордовике и частично в кембрии, нижнем силуре и девоне отмечаются терригенные образования. В толще силура в незначительных количествах присутствует вулканиты.

В области мезозойд Караулен-Аксайташской и Барзанг-Анджигинской зон нижняя часть геосинклинального комплекса вырвана триассыми терригенными накоплениями. В Барзангской зоне широко распространены также вулканогенные образования. Мраморная тол-

ща, сформировавшаяся в следующую стадию геосинклинального развития, в Язгулем-Акбайтальской зоне состоит из терригенных и карбонатных пород. В Бартангской в меньшей степени в Бартанг-Акджилгинской зонах наряду с ними отмечаются вулканиты. Меловые отложения завершающих стадий в Язгулем-Акбайтальской и Бартанг-Акджилгинской зонах представлены красноцветными песчаниками, глинами, алевролитами, конгломератами, известняками и мергелями. В Бартангской зоне к нижнему мелу условно относятся конгломераты, песчаники, мергели и вулканиты. В зонах Юго-Восточного Памира начало геосинклинального прогибания ознаменовалось формированием каменноугольно-нижнеюрской терригенной толщи. В Зоуташ-Мынхаджирской зоне в верхах разреза толщи имеются также эффузивы. Стратиграфически выше во всех зонах Юго-Восточного Памира следует терригенно-карбонатно-кремнистая толща верхней перми-нижнего-среднего триаса. В Зоуташ-Мынхаджирской зоне в верхней части толщи верхней перми содержатся туфогенные породы. В Истыкской зоне нижний и средний триас представлен преимущественно рифогенными известняками. Верхний триас по всей площади Юго-Восточного Памира и в Ваханской зоне выражен терригенными накоплениями. В юре в Рушанско-Базардеринской, Зоуташ-Мынхаджирской и Шугнанской зонах развиты главным образом карбонатные и в меньшей степени терригенные отложения. В Истыкской зоне устанавливаются также угленосные накопления. Верхи юрского разреза в Шугнанской зоне сложены вулканогенно-обломочными образованиями. Кайнозойская толща как в области герцинид, так и мезозойская состоит из красноцветных грубообломочных накоплений.

Из вышеизложенного следует, что ни в одной из тектонических зон Памира нет полного набора и той последовательности геологических формаций, которые, как это принято считать, фиксируют общий ход развития складчатых областей. Аналогичная картина была ранее подмечена также и в герцинидах Гиссаро-Алая (Кухтиков, 1968<sub>2</sub>). Подобные случаи еще совсем недавно рассматривались как своего рода исключения. Имеющиеся материалы свидетельствуют однако о том, что разнотипные формации, отражающие, по существующим представлениям, различные стадии геосинклинального процесса, развиты в складчатых областях локально, приурочиваясь к отдельным тектоническим зонам (Яншин, 1972). Каждая

зона характеризуется, таким образом, собственным набором геологических формаций. Лишь в совокупности формации целого ряда тектонических зон могут составить тот набор, о котором говорят, анализируя геосинклинальный процесс. В пределах одной какой-либо зоны такой набор формаций, как правило, не наблюдается. Мощности отложений в отдельно взятой зоне оказываются значительно меньшими по сравнению с мощностями сводных разрезов, искусственно конструируемых для складчатой области в целом. Надо полагать, что амплитуды прогибаний в тектонических зонах геосинклинальной области не столь велики, как это считается по существующим в настоящее время представлениям. Они нередко бывают сопоставимы с амплитудами прогибаний в постгеосинклинальный этап, отличаясь от них резкими изменениями знака и скоростей движений как в пространстве, так и во времени. Например, юра Язгулем-Акбайтальской зоны геосинклинального комплекса мезозой и юра постгеосинклинального комплекса соседней Ванчской зоны герцинид имеет примерно одинаковую мощность порядка 1000 м. Такие же примеры известны и в других складчатых областях Гиссаро-Алая, Куньлуня, Каракорума и т.д.

#### Внутреннее строение структурных комплексов

Специфика тектонических зон, наметившаяся уже в самом начале геосинклинального развития складчатой области и получившая отражение в геологических формациях, отчетливо проявляется в дальнейшем и в процессе диастрофизма. В результате структурные комплексы в каждой из вышеохарактеризованных зон подразделяются на разное количество ярусов, имеющих существенно неодинаковую внутреннюю структуру. В области герцинид большинство зон отличается двухъярусным строением (Калайхумб-Сауксайская, Курговад-Каракульская, Ванчская, Акбайтальская зоны), Обиравноуская зона трехъярусная, а Калакташская и Язгулемская - одноярусные. В мезозойских зонах чаще всего многоярусные. В Бартанг-Акджилгинской, Рушанско-Базардаринской, Шугнанской зонах мезозойский комплекс делится на три яруса. Бартангская, Зоуташ-Мынхаджирская, Истыкская зоны двухъярусные, а в Язгулем-Акбайтальской и Ваханской зонах мезозойские толщи образуют один ярус.

Возрастной объем отложений, слагающих ярусы различных зон, резко различный. В Калайхумб-Сауксайской, Ванчской и Акбайталь-



ской зонах первый структурный ярус слагают толщи нижнего палеозоя и девона. Угловые несогласия внутри указанных толщ нигде в пределах Памира не зафиксированы, что свидетельствует об отсутствии проявлений каледонского диастрофизма. В Обиравноуской зоне первый ярус образован толщей карбона, а в Курговлад-Каракульской — карбона и нижней перми. Отметим, что в других районах Памира в основании каменноугольного разреза устанавливается четко выраженное угловое несогласие, указывающее на проявление раннегерцинских диастрофических движений. В области мезозойского Юго-Восточного Памира первый структурный ярус сложен каменноугольно-пермскими и триасовыми породами. В Язгулем-Акбайтальской зоне ее единственный структурный ярус представлен мезозойскими осадками. В Бартагской, Бартаг-Акджилгинской и Ваханской зонах в сложении первого яруса участвуют лишь отложения триаса. Кайнозойские (дочетвертичные) красноцветные грубообломочные накопления как в области герцинид, так и мезозойского образуют самостоятельный структурный комплекс, отражающий новый этап в развитии Памира.

Приведенные материалы показывают, что палеозойские отложения зон Северного и Центрального Памира образуют в целом единый структурный комплекс, ограниченный как снизу от докембрийских образований, так и сверху от мезозойских толщ поверхностями угловых несогласий. В пределах Юго-Восточного и Юго-Западного Памира верхнепалеозойские отложения согласно перекрываются породами мезозоя, образуя вместе с ними также единый структурный комплекс. Обособление каледонских, герцинских, мезозойских и альпийских складчатых сооружений в соответствии с существующими о них представлениями оказывается, таким образом, невозможным не только пространственно, как указывалось выше, но и хронологически. Подобная картина в отличие от территории Европы характерна для большинства районов Азиатского континента (Мазарович, 1938, 1940; Архангельский, 1941; Шейнманн, 1946; Херасков, 1963; Тектоника Евразии, 1966 и др.). Наметить общие с Западной Европой циклы и эпохи для всех материков можно лишь схематически упрощенно без строгого увязывания их временных границ. При анализе тектоники складчатых областей, в частности Памира, еще применяются термины "герциниды", "мезозойды", "альпиды", хотя и в значительной степени условно. Но уже сейчас

выяснилось, что пользование европейскими наименованиями эпох диастрофизма при составлении тектонических карт обширных территорий как обзорных, так и детальных связано с большими трудностями. Естественно, появились предложения датировать их единицами относительной геохронологической шкалы (Пушаровский, 1971).

Мощности и площади распространения отложений, слагающих разные ярусы в зонах резко различные. Первые ярусы образуют, как правило, наиболее мощные толщи. Площади этих ярусов в пределах тектонических зон максимальные. В последующих ярусах мощности отложений и площади, занятые ими, уменьшаются. Обычно считают, что сокращение площади осадконакопления в процессе геосинклинального развития вызвано сменой нисходящих движений поднятиями. При изучении разрезов геосинклинальных комплексов Памира как палеозойского, так и мезозойского выявить признаки такой смены знака движений не удастся. Толщи каменноугольно-пермских и триасовых отложений, слагающих первые структурные ярусы в зонах Юго-Восточного Памира, имеют однородный, преимущественно сланцево-алевролитовый состав. Местами в разрезе толщ устанавливаются карбонатно-кремнисто-вулканогенные и песчаниковые образования, а в Истыкской зоне — рифогенные известняки. Заметного погрубения обломочного материала вверх по разрезу, которое можно было бы рассматривать как свидетельство смены прогибаний поднятиями, не выявляется. Наоборот, нередко в разрезе триаса стратиграфически снизу вверх наблюдается уменьшение роли песчаников до полного их исчезновения и замещения глинистыми сланцами. Аналогичная картина обнаруживается во всех ярусах различных тектонических зон. Толща нижней-средней яры, образующая второй ярус зон Юго-Восточного Памира, в нижней части сложена песчано-конгломератовыми и мергелистыми, а в верхней — карбонатными породами. Меловые отложения, представляющие третий структурный ярус в Бартаг-Акджилгинской зоне, состоят внизу из терригенных красноцветных накоплений, а вверху — из рудистовых известняков. Известные в настоящее время материалы свидетельствуют о том, что подобное явление постепенного уменьшения размеров обломочного материала снизу вверх с одновременным сокращением площади осадконакопления относится к числу широко распространенных в складчатых областях. Оно отме-

чалось ранее во многих районах Евразии. Указанное явление трудно увязать с существующими представлениями об обязательной смене знака движений, прогибаний поднятиями, в эпоху складкообразования. Сокращение площади седиментации при одновременном уменьшении размеров зерен обломочного материала вверх по разрезу может быть обусловлено замедлением прогибаний, последующей нивелировкой неровностей рельефа и компенсацией его терригенными накоплениями. В эпоху складкообразования такое замедление более резкое и быстрое, соответственно компенсация его приводит к полному прекращению осадконакопления. Следует признать установленным, что складкообразование не повсеместно ведет к подъему и горообразованию. Н.М.Синицын (1948) при рассмотрении проблемы происхождения и возраста древней денудационной поверхности Тянь-Шаня пришел к выводу о том, что завершение геосинклинальных процессов приводит, как правило, к формированию пологохолмистой равнины. Этот вывод нашел затем подтверждение при детальном тектоническом районировании Гиссаро-Алая (Кухтиков, 1968<sub>2</sub>), Северного и Южного Тянь-Шаня (Кнауф, 1966; Довжиков, 1976 и др.). Неоднократно отмечалось также, что и в других регионах завершающие фазы геосинклинального процесса не обязательно ведут к возникновению горных сооружений (Пейве, Синицын, 1950; Муратов, 1963; Хаин, 1973 и др.). Ю.М.Пушаровский (1959) показал, что необходимым фактором образования геологических формаций, выполняющих краевые прогибы, является низкогорный слаборасчлененный рельеф в областях прилегающей суши на месте складчатых областей (Урал, Северо-Восток СССР и др.).

В настоящее время многие исследователи склонны считать, что процесс горообразования не связан с геосинклинальным развитием, а является наложенным и независимым от него (Шульц, 1948; Николаев, 1952; Белоусов, 1964; Яншин, 1965<sub>2</sub>; Леонов, 1972; Памир-Гималаи..., 1982 и др.). Нет сомнений в том, что равнинная поверхность, представляющая геоморфологическое выражение поверхности углового несогласия и нередко несущая фрагменты древней коры интрузивания, могла образоваться в условиях спокойного тектонического режима. Надо полагать, что поверхность углового несогласия в разрезе геосинклинального комплекса чаще всего соответствует в рельефе равнине, отличается только в разных случаях

своими размерами и временем существования. Отсюда следует, что фаза складкообразования сопровождается постепенным снижением тектонической подвижности.

Внутреннее строение структурных комплексов и составляющих их ярусов в различных зонах неодинаковое. Наряду с участками со сложной структурой в пределах Памира уже давно были установлены обширные территории с простыми и пологими дислокациями. Эту особенность структур Памира нередко пытаются представить как внешне видимую. Считается, что после формирования кайнозойской красноцветной толщи в пределах Центрального и Юго-Восточного Памира произошли интенсивные складкообразовательные движения, сопровождающиеся образованием сложных чешуйчатых и покровных структур. Возраст складчатости определяется при этом не древнее неогена (Руженцев, 1968, 1971). Слабая дислокация, а в ряде случаев и почти горизонтальное залегание палеоген-неогеновых отложений, полное отсутствие следов их метаморфизма дают основание считать, что складкообразование проявилось в пределах изученной территории еще до накопления кайнозойской красноцветной толщи.

Наиболее сложные дислокации наблюдаются, как правило, в максимально мощных толщах, образующих ярусы начальных стадий развития тектонических зон. В Бартангской зоне дислокации первого структурного яруса, состоящего из отложений верхнего триаса — средней хры мощностью 5500 м, намного сложнее, чем в менее мощной (2500 м) толще триаса также первого структурного яруса соседней Бартанг-Акджилгинской зоны. Во втором ярусе указанных зон мощности отложений меньше, чем в первом. Соответственно и структуры в нем заметно проще. Залегания пород второго структурного яруса в обеих зонах пологие ( $20^\circ$ ) и спокойные. Еще более простые структуры наблюдаются в третьем структурном ярусе Бартанг-Акджилгинской зоны. Мощность меловой толщи, образующей данный ярус, исчисляется всего несколькими сотнями метров. Углы падения пород мела составляют  $10-15^\circ$ . В зонах Юго-Восточного и Юго-Западного Памира наряду с мощностями заметное влияние на морфологию структур оказывает также и состав пород. Первый структурный ярус во всех намеченных здесь зонах слагают мощные преимущественно терригенные отложения. Именно в этом ярусе наблюдаются наиболее сложные дислокации, углы наклонов в которых

достигают  $60-70^{\circ}$ . Во втором яруса, сложенном менее мощной толщей кры, представленной к тому же в основном массивно-слоистыми карбонатными породами, структуры, как правило, простые и спокойные. Углы наклонов в них чаще всего  $20-30^{\circ}$ . В герцинидах максимальной сложностью отличаются структуры первых ярусов в Акбайтальской и Обиравноуской зонах, где мощности достигают 4000-5000 м. Менее мощные толщи их вторых ярусов дислоцированы слабее. Подобная зависимость между степенью сложности структур, мощностями и составом образующих их отложений выявляется и в других складчатых областях Евразии (Белоусов, 1962; Тектоника Евразии, 1966; Обуэн, 1969 и др.).

По приведенным данным видно, что морфологический облик главнейших дислокаций в докембрийском основании, в герцинском и мезозойском структурных комплексах и в постгеосинклинальных образованиях Памира существенно различен. В раннем докембрии господствующими структурами были крупные гнейсогранитные купола, осложненные множеством мелких складок течения. Подобные структуры отмечаются в пределах Юго-Западного Памира, в Курговском районе и в Музкольском хребте. Они известны и в других регионах Евразии, где устанавливаются древнейшие (архейские и раннепротерозойские) породы.

В фанерозое значение указанных структур резко падает. Широкое распространение получают дислокации, существенно отличающиеся по своей морфологии от структур докембрия. Облик важнейших тектонических структур в фанерозойских геосинклинальных областях предопределяется особенностями деформации поверхности древнего фундамента. Ведущая роль при этом отводится длительно развивающимся, возникшим еще в докембрии разломам.

А. В. Пейве (1945, 1956<sub>2</sub>) подчеркивал, что складчатость невозможно рассматривать вне связи с глубинными разломами и движениями отдельных блоков земной коры по ним. Разрывы и складки всегда находятся в тесной связи друг с другом. Неравномерные перемещения блоков фундамента приводят к созданию в покрывающих их геосинклинальных толщах крупных протяженных главным образом моноклинальных структур. Именно такие структуры широко представлены во всех зонах Памира как в герцинидах, так и мезозоидах. Они пользуются преобладающим распространением в других складчатых областях, в частности в Гиссаро-Алае (Кухтиков, 1968<sub>2</sub>). Реже

образуются складчатые элементы, выраженные почти повсеместно в виде половинок антиклиналей и синклиналей и полуторных складок, разделенных разломами. Складчатая структура оказывается пронизанной множеством дизъюнктивных нарушений, между которыми видны лишь обрывки воображаемых складок. Полные правильные крупные складчатые структуры встречаются редко. В пределах Памира они отмечаются преимущественно в мезозоидах в Язгулемском и Музкольском хребтах и в бассейне рек Аксу и Истык. В герцинидах складки встречаются значительно реже в Ванчском хребте, в Каракульском, Акбайтальском районах и в области Юго-Западного Дарваза. Структуры постгеосинклинального комплекса по своей морфологии близки к дислокациям, которые известны как глыбовые (Белоусов, 1962) или штамповые (Бронгулеев, 1967).

Во всех перечисленных районах полные складчатые структуры тяготеют к крупным разрывным нарушениям. Подобный характер распространения пликтивных дислокаций в пределах площади складчатой области нельзя считать редкостью. Приуроченность складок к зонам разрывов отмечалась ранее и в других регионах (Белоусов, 1962; Эз и др., 1965; Кухтиков, 1968; Абдулин, Паталаха, 1980 и др.). В частности, уже давно известно, что в области мезозойд Южного Памира широкие зоны пологих брахиформных структур разделяются полосами, как правило, небольшой ширины линейных складок и разрывов. В Каракоруме обширные территории пологоскладчатого строения чередуются с узкими зонами интенсивных дислокаций. Подобная картина наблюдается также на огромных площадях Индокитая, Афганистана и др. Новейшие специальные исследования показывают, что складчатость представляет по существу результат приразломного смятия. Такой тип складчатости характерен для территории Евразии в целом (Паталаха, 1978, 1980).

Региональные структуры во всех ярусах как герцинид, так и мезозойд Памира осложнены множеством мелких, нередко сложных пликтивных дислокаций. Имеющиеся в настоящее время материалы свидетельствуют о том, что решающую роль в формировании большинства из них сыграли гравитационные процессы, сопровождаемые неравномерными перемещениями блоков фундамента геосинклинальной области по ограничивающим их разломам. Резкий подъем какого-либо участка земной коры приводит к расползанию слагающих

его толщ под воздействием силы тяжести в стороны окружающих прогибов (Попов, 1938; Беммелен, 1956; Белоусов, 1962; Волин, 1963; Вихерт и др., 1966 и др.).

В период осадконакопления гравитационные процессы способствуют образованию обвально-оползневых дислокаций. Такие дислокации отмечаются в каменноугольно-пермских отложениях Юго-Восточного Памира (Новиков, 1976, 1979) и в ряде других мест (Кухтиков и др., 1981, 1985). Они широко известны в Гиссаро-Алае и многих других складчатых областях (Кухтиков, 1968<sub>2</sub>; Черенков, 1973; Леонов, 1978 и др.). В постседиментационный этап силы гравитации оказывают заметное влияние на морфологический облик тектонических структур. На примере Тянь-Шаня уже давно установлено, что дизъюнктивные нарушения падают, как правило, под поднятые блоки, имея козырьковый характер плоскости сместителя (Leachs, 1929). В опущенных блоках вдоль ограничивающих их разломов под воздействием сползающих с поднятий масс возникает полоса мелких складок, отличающихся своей опрокинутостью в сторону осевой части прогиба. Указанный характер ориентировки мелких складок по отношению к прогибам относится, как показывают новейшие исследования (Довжиков, 1976; Паталаха, 1981 и др.), к закономерным явлениям, свойственным складчатым областям.

В интенсивно прогибающихся участках давление со стороны поднятий достигает значительных величин и в результате смятия в мелкие складки оказываются мощные толщи на больших расстояниях от разломов как в латеральном, так и в вертикальном направлениях. Имеются данные о том, что действие сил гравитации распространяется нередко на значительную глубину (Волин, 1963; Белоусов, 1977; Сила тяжести..., 1976 и др.). Таким образом, мелкая складчатость в прогибах будет охватывать осадочные толщи на большую часть их мощности.

Рассмотренный способ образования пликативных дислокаций нельзя признать единственным и универсальным во всех наблюдаемых в природе случаях. Объяснить о его помощью все многообразие установленных к настоящему времени морфологических типов складок не предоставляется возможным. Ранее неоднократно уже предпринимались попытки отыскать более приемлемые пути успешного решения данной проблемы. В этой связи упоминались самые

различные предложения. Критический обзор их произведен совсем недавно С.А.Захаровым (1979). На основе предпринятого анализа имеющихся геологических материалов он пришел, как и ранее ряд других исследователей (Белоусов, 1962; Гончаров, 1979 и др.), к выводу о том, что существующие гипотезы, связывающие формирование складок с действием внешних сил независимо от их природы, направления и места приложения к сминаемым геосинклинальным толщам, не в состоянии дать всеобъемлющее представление о происхождении складчатости. Некоторые из гипотез оказываются ошибочными, другие объясняют лишь процессы складчатости частного характера. Соответственно было признано, что природу складчатости следует выяснять в связи с действием внутренних сил, возникающих в самих деформируемых отложениях. Широко известно, что некоторые породы (гипсы, глины и т.д.) способны изменять свой объем в процессе постседиментационных преобразований. Возникающие при этом напряжения приводят к формированию складчатых деформаций (Кириллова, 1963; Белоусов, 1962; Вихерт и др., 1966 и др.). Среди процессов, вызывающих увеличение объема пород, ведущая роль отводится региональному метаморфизму. В общем виде идея о связи складкообразования с процессами метаморфизма была высказана французскими исследователями в 30-е годы нашего столетия (Гогель, 1970). Один из ее вариантов разрабатывался А.А.Сорским (1962) на примере Кавказа.

Возможность образования складок при метаморфизме слоистых толщ признается многими геологами. В то же время отмечается, что увеличение объема пород при метаморфизме не столь велико, чтобы оно могло обеспечить интенсивное складкообразование и тем более создание системы складок (Гогель, 1970; Гончаров, 1979 и др.). Изменение плотности пород, сопровождающее процессы метаморфизма допускается значительное. Возникающее неравномерное распределение плотностей приводит к перемещению материала. Легкие массы всплывают вверх, в результате чего формируется сложная система складок. Возможность подобного механизма складкообразования подтверждается данными специального экспериментального моделирования. С его помощью объясняется природа пликативных дислокаций, сопровождающих рост гнейсогранитных куполов (Белоусов, 1962, 1977; Горлов, 1972; Павлова, 1972; Салоп, 1971; Эз, 1977 и др.). Г.Рамберг (1970) пришел к заключению о



том, что формирование каледонских сооружений Скандинавии следует связывать с движениями по восстановлению устойчивого положения плотностей в земной коре. В.В.Белоусов (1969) указывает, что так же надо трактовать и механизм образования каледонид Гренландии. По его мнению, наиболее вероятно, что складчатость в осевой части Швейцарских Альп создана вертикальными движениями, вызванными разностью плотностей между метаморфическими массивами и вмещающими их толщами. Аналогичный способ образования складок характерен, по данным А.А.Сорского (1962), для Кавказа. Такой же способ может быть применен для объяснения генезиса отдельных видов складок в области распространения метаморфических толщ докембрия Памира. Однако для всей территории Памира в целом он неприемлем.

Кроме вышеуказанных, в разное время предлагалось еще немало гипотез складкообразования. Но, как справедливо заметил В.Е.Хаин в предисловии к книге С.А.Захарова (1979), проблема складчатости слишком сложна, чтобы можно было бы ограничиться каким-либо однозначным ее решением. Воспроизведение складок экспериментальным способом еще не доказывает, что в природе складчатость имеет такое же происхождение. Механизм деформаций горных пород крупных блоков оказывается не совсем идентичным механизму образования складок в небольших телах (Белоусов, 1977).

Многолетними исследованиями к настоящему времени показано, что условия формирования складчатых дислокаций в разных областях в зависимости от их структурной принадлежности существенно неодинаковые. В этой связи вряд ли можно признать целесообразным выделение тектонотипа складчатой системы, по образцу которой следует рассматривать строение и генезис складок всех остальных регионов. Едва ли правомерным будет распространение установленных, например для Таджикской депрессии, закономерностей складкообразования на области типично геосинклинального развития, такие как Гиссаро-Алай, Памир, Урал, Кавказ и др. Рост гнейсогранитных куполов наиболее характерен для раннего докембрия. Формирование глинистых, соленосных, и гипсоносных диапиров свойственно для отдельных эпох фанерозоя. Надо полагать, что роль тех или иных складкообразующих сил с течением времени менялась. Одни из них проявлялись, хотя и с перемен-

ной интенсивностью на протяжении всей истории развития земной коры, другие - в отдельные ее этапы.

К числу постоянно действующих сил принято относить тепловой поток и силы гравитации (Белюсов, 1962, 1969, 1977; Хаин, 1973; Хлестов, 1975; Сила тяжести..., 1976 и др.), но и их роль, как оказалось, в разные эпохи была неодинаковой. В раннем докембрии термический режим превосходил режим современной эпохи примерно в пять раз (Фролова, 1951; Сеницын, 1972 и др.). Маломощная земная кора находилась в это время в размягченном пластическом состоянии. Восстановление самых незначительных нарушений равновесного положения плотностей сопровождалось в данный этап образованием мелких, как правило, сложных пликативных дислокаций. Элементы контрастного рельефа практически отсутствовали и естественно проявления поверхностных гравитационных процессов, подобных тем, которые наблюдаются в фанерозойских складчатых областях, в раннем докембрии не известны.

Мелкие складки в раннем докембрии развивались, как правило, на фоне крупных простых и пологих структур. Подобные соотношения широко представлены в толщах архея и нижнего протерозоя многих регионов, а также в пределах Юго-Западного Памира, в Язгулемском и Музкольском хребтах, в долинах рек Обимазар и Пяндж. Наличие мелких сложных складок иногда рассматривается как свидетельство покровного строения тех районов, где они выявляются. Между тем детальными исследованиями показано, что мелкие и региональные структуры в древнейших метаморфических толщах существенно отличаются друг от друга по условиям своего формирования. Соответственно выводы о характере крупных дислокаций нельзя основывать лишь на результатах изучения мелких складок (Заборовская, Марков, 1963; Вихерт и др., 1966). В этой связи высказываемые нередко представления о шарьяжном строении Юго-Западного Памира, Язгулемского и Музкольского хребтов в значительной своей части не выдерживают критики.

Многочисленные факты свидетельствуют о том, что развитие земной коры в докембрии и в последующем происходило в условиях постепенного угасания теплового потока (Лутц, 1975; Глєбовицкий, 1977; Хаин, 1977 и др.). В результате поверхностный слой ее затвердевает, происходит увеличение ее мощности. Естественно, проникновение теплового потока, а также флюидов, вызывающих

метаморфизм осадков, заметно уменьшается, тем самым можно считать, что процессы метаморфизма, если и могли играть определенную роль при складкообразовании, то только в наиболее ранние этапы развития земной коры. В фанерозойских складчатых областях значение их, как сейчас выясняется, резко падает, а в некоторых случаях они практически не выявляются. При поступлении флюидов, вызывающих метаморфизм и складкообразование, наибольшую деформированность следует ожидать в нижних частях структурных ярусов. Результаты наблюдений в пределах Памира показывают однако, что степень деформированности структурных ярусов оказывается большей в верхних стратиграфических уровнях. Поверхности угловых несогласий, ограничивающих структурные ярусы и лежащие на них осадки как в палеозойском, так и мезозойском комплексах отличаются простыми пологими дислокациями. В герцинидах наклон пластов обычно составляет  $40-60^{\circ}$ , в мезозоидах  $20-30^{\circ}$ . В постгеосинклинальном комплексе углы падения пород не превышают  $10-15^{\circ}$ . Яркие примеры, подтверждающие вышесказанное, имеются в пределах Западного Памира и Афганского Бадахшана по долине р. Пяндж и ее крупнейших притоков. В Курговладском районе в условиях полной обнаженности и резко расчлененного рельефа с относительным превышением  $2500-3000$  м четко видно, что поверхность углового несогласия в основании среднекарбонových отложений, начинающих разрез первого структурного яруса Курговлад-Каракульской зоны имеет наклоны  $10-20^{\circ}$ , иногда меньше, вплоть до горизонтальных. При приближении к крупным дизъюнктивным нарушениям углы падения указанной поверхности увеличиваются до  $50-60^{\circ}$  (рис. 41). Исследованиями М. М. Кухтикова (1973) установлено, что подобное явление не редкость в складчатых областях. Оно широко распространено и в других регионах. Лишь вдоль крупных разломов нередко отмечается усиление метаморфизма отложений и увеличение степени деформированности. Здесь наклоны пластов пород достигают значительных величин вплоть до  $90^{\circ}$ . Именно вдоль разломов допускается большая проницаемость для теплового потока и метаморфизирующих флюидов (Гончаров, 1979). Показано также, что долгоживущие разломы, сами являются генераторами вторичного локального теплового потока термомеханического происхождения (Паталаха и др., 1978 и др.). Наиболее сложные дислокации на-



Рис. 41. Схема геологического строения Курговладского района 1-нижняя пермь (пшихарвская свита); 2-средний-верхний карбон (курговладская свита); 3-нижний-средний карбон; 4-докембрий; 5-гранитоиды; 6-диориты; 7 - ультрабазиты; 8 -разрывные нарушения; 9 - наклонное залегание пластов.

блюдаются вблизи всех главнейших разломов Памира, Гиссаро-Алая и других складчатых областей. Заметное усиление деформированности слоев наблюдается также в ореоле контактово-измененных пород вокруг крупных интрузивных массивов. Мелкие складки в сланцевых толщах перми имеются вблизи гранитоидов Базардаринского и Башгумбезского интрузивов, вокруг гранитоидов каракульского комплекса. Однако здесь, как и в зонах разломов, не исключается и механическое воздействие движущихся блоков и интрузивных массивов.

С утолщением земной коры в фанерозое действием теплового потока и сопровождающих его процессов оказываются охваченными, таким образом, преимущественно глубинные ее части. В верхних горизонтах земной коры важное значение приобретают неравномерные перемещения отдельных блоков по ограничивающим их разломам. В условиях резко дифференцированного тектонического режима геосинклинальных областей важнейшим фактором в складкообразовании становится сила тяжести. Ряд исследователей придают ей решающую роль на всех стадиях формирования главнейших структурных элементов земной коры (Беммелен, 1956; Волин, 1963; Сила тяжести ., 1976 и др.). Проявления гравитационных процессов известны по существу во всех регионах геосинклинального развития. Представительные примеры их, как это видно по вышеизложен-

ному, имеются и в пределах Памира.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что значение даже постоянно действующих сил в процессе складкообразования в разные этапы развития земной коры было неодинаковым. Обилие морфологических типов складчатости указывает на многообразие условий образования пликативных дислокаций. Предлагавшиеся ранее гипотезы вскрывают в большинстве своем лишь отдельные стороны процесса складкообразования.

### Закономерности размещения и возраст интрузивных образований

Наличие связи между процессами магматизма и тектогенеза в настоящее время вряд ли у кого вызывает сомнение, хотя характер этой связи понимается по-разному. Принимая во внимание указанную связь, следует признать, что успешное решение проблем магматизма в складчатых областях может быть достигнуто лишь с учетом данных тектоники. Отдельные вопросы магматизма, в частности определение возраста интрузивных пород без привлечения материалов тектонических исследований, оказываются в ряде случаев вообще неразрешимыми.

В пределах Памира проблема закономерностей размещения магматических образований с позиций тектонической зональности впервые была рассмотрена В.А. Николаевым (1936). На основе существовавших в то время представлений о тектонике Памира им было намечено два пояса магматизма. В области Северного Памира и в районе Ванчского хребта выделялись палеозойские, а в более южных частях — мезозойско-кайнозойские интрузивы. Точка зрения В.А. Николаева (1936) о поясном расположении магматических пород в пределах Памира нашла поддержку и подтверждение в работах последующих исследователей. В общих чертах она сохраняет свою силу и в настоящее время.

Вместе с тем эволюция взглядов на тектонику Памира повлекла за собой некоторые ее изменения. Предложенная И.Е. Губиным (1943) схема тектонического районирования Памира и ее дальнейшая детализация, а также поступление многочисленных данных радиологических исследований позволили в значительной степени уточнить возраст интрузивных пород и выявить закономерности их

пространственного размещения в зависимости от тектонической зональности района (Буданов, 1964<sub>2</sub>). Важнейшие стороны процессов магматической деятельности Памира освещены к настоящему времени в ряде сводок монографического характера (Расчленение..., 1976; Петрология..., 1978 и др.). Следует однако заметить, что существующие схемы магматизма, включая наиболее поздние из них, еще не в полной мере учитывают новейшие геологические материалы (по тектонике, в частности) и отдают предпочтение результатам изотопных измерений, хотя последние, как сейчас выяснилось, бывают во многих случаях противоречивыми. Уже давно получены сведения о тектонической неоднородности Центрального Памира, позволяющие говорить о его зональности. Установлено, что в палеозойской структуре территория Центрального Памира подразделяется на четыре, а в мезозойско-кайнозойской — на пять тектонических зон (Винниченко, 1979). Тем не менее при рассмотрении проблемы магматизма обычно считали, что область Центрального Памира тектонически однородна. Аналогичное положение сложилось и по другим районам Памира. Территория Северного, Юго-Восточного и Юго-Западного Памира, каждая в целом и в отдельности относилась к самостоятельной тектонической зоне. Соответственно и анализировался их магматизм. Интрузивные комплексы в указанных районах объединялись в единую непрерывную серию, как будто бы отражающую общий ход геосинклинального развития. В настоящее время на месте Северного Памира в палеозойской структуре выделено три зоны. Территория Юго-Восточного и Юго-Западного Памира подразделена в мезозойской структуре на пять зон. Руководствуясь отмеченными выше представлениями о закономерных связях магматической деятельности с тектогенезом, следует признать, что в тектонически зональных областях пространственно зональным будет и распределение продуктов магматизма. Каждой из вышеохарактеризованных зон Памира присущ собственный магматизм, специфика которого выражается не только в особенностях состава интрузивов, но и во времени их стабилизации. В данном случае не имеет значения каких представлений придерживаться по вопросу о характере связи процессов магматизма и тектогенеза: связывать ли внедрение интрузивов с фазами складкообразования (Васильковский, 1948) или же с тектоническими поднятиями (Шакарычев, Пазилова, 1963; Кузнецов,

1964; Кузнецов, Яншин, 1967; Моисеенко, 1971 и др.).

В.Е. Хаин (1973) отмечает, что складкообразование, гранитизация, региональный метаморфизм и поднятия являются разными формами проявления эндогенных процессов, происходящих в геосинклинальных областях. И хотя они нередко наблюдаются независимо друг от друга, связь между ними несомненна. Возможно, что эта связь между ними носит парагенетический характер (Афанасьев, 1967; Кухтиков, 1971 и др.). Тем не менее она имеется.

По новейшим представлениям, складкообразование совершается в пределах зон геосинклинального развития в течение длительного времени, но, как правило, с различной интенсивностью. Соответственно и формирование интрузивных главным образом гранитоидных образований рассматривается как длительный непрерывно-прерывистый процесс (Штрейс, 1964; Муратов, 1969; Хаин, 1964, 1973 и др.). Возраст интрузивов указывает на время внедрения и окончательного их становления. В эпоху геосинклинального прогибания, имеющего продолжительность, по данным абсолютной геохронологии, 15-20 млн лет (Рубенштейн, 1967), условия для внедрения гранитоидов считаются неблагоприятными. В фазу складкообразования (3-5 млн лет) происходит резкое усиление тектонических процессов и поднятий. Осадконакопление постепенно ослабевает до полного его прекращения. Процессы денудации в конечном счете приводят к формированию поверхности углового несогласия, срезающей ранее созданные складчатые структуры. К этому моменту, как свидетельствуют полученные геологические материалы, гранитоидные интрузивы оказываются уже сформированными. Поверхность углового несогласия нередко срезает их, а в лежащих на ней осадках встречаются валуны гранитоидов. Уртабузский массив гранитов имеет четко выраженные интрузивные контакты с каменноугольно-пермскими и триасовыми отложениями, слагающими первый структурный ярус геосинклинального комплекса Шугнанской зоны. Поверхность, срезающая дислокации указанного яруса и прорывающие их граниты, перекрывается отложениями нижней-средней юры. При столь незначительном перерыве в осадконакоплении вряд ли можно допустить значительный разрыв по времени между образованием складчатости, внедрением гранитов и формированием поверхности углового несогласия. Логичнее сделать предположение, что перечисленные процессы тесно сближены по

времени своего проявления.

Считается, что наиболее благоприятные условия для внедрения гранитоидов создаются в момент поднятий, сопровождающих процесс складкообразования. Выше было показано однако, что складкообразование не повсеместно ведет к подъему и горообразованию. Тектоническая активность к концу фазы складчатости постепенно снижается. Тем самым условия для внедрения гранитоидов заметно ухудшаются.

Нельзя признать строгой закономерностью и возможность формирования интрузивов независимо от складчатости в связи с наложенными поднятиями. Широко известны факты отсутствия гранитоидных интрузивов соответствующего возраста в исключительных по амплитуде альпийских поднятиях в районе Тянь-Шаня, Алтая и других областях современного горообразования. В частности, Памир по размаху четвертичных, преимущественно восходящих тектонических движений, приравнивается к геосинклинальным областям (Петрушевский, 1961). Тем не менее данных о наличии здесь гранитоидов четвертичного возраста нет никаких. Отмечается, что в ряде случаев гранитизация и внедрение интрузивов сами являются причиной поднятий (Лишневский, 1965; Муратов, 1969, и др.), а в докембрии этому явлению придается решающее значение (Горлов, 1972; Павлова, 1972 и др.).

Новейшие исследования показывают, что магматизм как наиболее чуткий индикатор изменений геотектонического режима опережает в большинстве случаев структурообразование в пределах геосинклинальных областей (Борсук, 1978). По полученным данным видно, что внедрение гранитоидов приурочивается к эпохе складкообразования, точнее к ее началу, когда происходит резкое замедление темпов прогибания. Равновесное состояние в магматическом очаге нарушается, что, естественно, сопровождается внедрением интрузивов и их раскристаллизацией. В конечном счете оказывается, что становление интрузивных массивов завершается в общих чертах еще до полного окончания складчатых процессов. Рассмотренный пример с Уртабузским массивом свидетельствует о том, что формирование гранитоидов подобного типа совершается на незначительных глубинах по существу в приповерхностных условиях. В случае предположений о больших глубинах его образования возможность денудационного среза крупных масс



и вскрытия интрузива поверхностью углового несогласия в исключительно малый промежуток времени между внедрением в поздне-триасовую эпоху и началом раннеюрского осадконакопления представляется маловероятной. В совокупности с другими вышеприводимыми геологическими данными такой срез и не мог быть. Аналогичные примеры известны и по другим зонам Памира, а также во многих районах Тянь-Шаня (Синицын, 1960; Баратов, 1966; Кухтиков, 1968<sub>2</sub> и др.).

Поскольку процессы диастрофизма в разных зонах проявлялись неодновременно, постольку возраст развитых в их пределах интрузивных пород оказывается *a priori* неодинаковым. Приуроченностью к различным зонам и разновозрастностью становления их структуры и объясняется наблюдаемое в пределах Памира, а также в других складчатых областях многообразие интрузивных образований. Каждой зоне присущ собственный набор интрузивных комплексов. Установленные для обширных областей закономерности развития магматизма в применении к отдельно взятой зоне, как правило, не выдерживаются. Попытка все же подогнать под такую закономерность магматизм Памира в целом путем объединения интрузивных комплексов в единую непрерывную серию, как будто бы сопровождающую общий ход геосинклинального развития, представляет с позиций тектонической зональности Памира искусственную конструкцию, не имеющую под собой объективной основы. Изучение процессов магматизма в складчатых областях должно вестись с неременным учетом ее тектонической зональности. Следует иметь в виду при этом, что в ряде случаев интрузивные породы, связанные с развитием какой-либо зоны, могут при стечении определенных условий выходить за ее пределы в участки с более ранней консолидацией. Ю.М. Пушаровский (1969) указывает, что под воздействием тектонических процессов, происходящих в геосинклинальных областях, в смежных районах с платформенным режимом могут возникать своеобразные резонансно-тектонические структуры. Считается, что резонансные тектонические процессы нередко сопровождаются проявлениями магматизма в разных его формах. Отмечаются также случаи, когда небольшие тела щелочных и субщелочных и реже кислых и основных пород формируются в соседних с геосинклинальными областями районах с платформенным режимом (Шейнман, 1959). В этой связи, видимо,

можно признать справедливой точку зрения о том, что породы дункельдыкского комплекса Центрального Памира внедрились в раннем кайнозое (Дмитриев, 1964), когда режим в его пределах отличался от геосинклинального и был близким, но не идентичным платформенному.

В целом, согласно приведенным данным, среди интрузивных образований Памира может быть выделено три разновозрастных группы: докембрийская, палеозойская и мезозойская, каждая из которых состоит из интрузивных комплексов различных тектонических зон. Насыщенность интрузивами разновозрастных структурных комплексов и различных зон заметно отличается друг от друга. Наиболее крупные тела интрузивных пород, имеющие однообразный гранитоидный состав, устанавливаются в пределах выступов докембрийского основания (Ваханская, Шугнанская, Язгулемская, Калакташская, Курговад-Каракульская зона). Для всех гранитоидных интрузивов, связанных со становлением докембрийского складчатого основания, свойственны проявления регионального катаклаза. Вмещающие толщи подвержены интенсивной мигматизации. Детальными исследованиями в пределах щитов различных континентов установлено, что магматизм раннего докембрия обладает рядом специфических особенностей. Здесь широко представлены такие образования как чарнокиты, рапакиви, мигматит-граниты и др. Процессы гранитообразования в раннем докембрии протекали в условиях ультраметаморфизма. Преимущественно развиты неперемещенные интрузивы, в формировании которых ведущую роль сыграли процессы метасоматоза и анатексиса. Именно этими чертами обладают магматические образования Памира, для которых устанавливается древнейший докембрийский возраст: гранитоиды памиро-шугнанского комплекса, гнейсограниты Курговадского массива и ряда интрузивов Язгулемского хребта, гранодиориты, гранодиоритогнейсы, граносиениты, чарнокиты романитского комплекса.

Палеозойский комплекс Памира вмещает меньше интрузивов, чем докембрий, но состав их более разнообразный. Максимальное количество массивов интрузивных пород приурочено к Курговад-Каракульской, Калайхумб-Сауксайской и Ванчской зонам. Отдельные тела небольших размеров имеются в Обиравноуской и Акбайтальской зонах. Калакташская и Язгулемская зоны отличаются

наличием единичных мелких тел жильных пород.

В мезозойском комплексе локализованы наиболее разнообразные по составу породы, но количество слагаемых ими интрузивов и их размеры, как правило, невелики. Наиболее часто они обнаруживаются в Зоуташ-Мыхаджирской зоне. Несколько меньше их в Рушанско-Базардаринской, Шугнанской, Бартангской и Язгулем-Акбайтальской зонах. Триасовые отложения Ваханской зоны вмещают небольшие тела. Единичные мелкие интрузивы известны в Бартанг-Акджилгинской зоне. В Истикской зоне интрузивные образования отсутствуют.

В кайнозойе гранитоидный магматизм в пределах Памира не проявлялся. Катаклаз в отличие от докембрийского этапа как в палеозое, так и в мезозое наблюдается лишь в древнейших интрузивах многоярусных тектонических зон. Явления мигматизации отмечаются значительно реже, чем в докембрии. Необратимый характер гранитоидного магматизма устанавливается и в других областях. В частности, этот вопрос специально рассматривался на примере Бурятского Забайкалья (Занвилович, Литвиновский, 1978). Эволюция состава с течением геологического времени свойственна также и гипербазитам (Велинский, Пинус, 1969; Пинус, 1973; Шейнманн, 1973 и др.).

По изложенным выше данным видно, что максимум магматической, преимущественно гранитоидной деятельности, приходится на докембрий. В палеозойском комплексе магматические породы менее развиты. В мезозое их становится еще меньше. Явление постепенного угасания процессов магматизма в развитии земной коры континентов, начиная с раннего докембрия, подтверждается всей совокупностью имеющихся в настоящее время геологических материалов. Казалось бы оно не должно вызывать сомнений. Тем не менее еще совсем недавно считалось, что большинство крупнейших на Памире гранитоидных интрузивов, включая гранитогнейсы памиро-шугнанского комплекса, относятся к наиболее молодым мезозойским и кайнозойским, вплоть до палеоген-неогеновых образований, хотя, как уже отмечалось выше, все они обладают чертами, свойственными докембрийским породам. Получалось, что вопреки установленным закономерностям гранитоидный магматизм наиболее мощно проявился в пределах Памира в альпийский этап тектогенеза. Широкие области распространения архейских и протерозойских

толщ Юго-Западного Памира оказывались практически лишенными сколько-нибудь существенных признаков интрузивного гранитоидного магматизма. В указанном районе считались докембрийскими по возрасту мелкие тела гранитоидов зугвандского и романитского комплексов (Расчленение..., 1976). В обоснование столь необычной картины распределения магматических пород в области Памира приводились результаты радиологических исследований. В последние годы однако выяснилось, что возраст магматических пород не может быть однозначно определен лишь на основе цифр, полученных при изотопных измерениях (Афанасьев и др., 1970).

Причина расхождения результатов радиологических исследований и возможность использования цифр изотопных измерений в выработке схем магматизма в складчатых областях ранее уже рассматривалась на примере Центрального Памира (Винниченко, 1979, 1981). Высказанные соображения подтвердились также материалами по другим районам Памира. Процессы интрузивного в первую очередь гранитоидного магматизма, развивались в пределах Памира, как и в других складчатых областях, в соответствии с общими тектоническими закономерностями, постепенно затухая, а не возрастая, с раннего докембрия до альпийского этапа.

#### Закономерности смены геотектонических режимов в пространстве и во времени

Приведенные материалы по особенностям геологических формаций, магматизму и морфологии структур позволяют составить представление об изменениях геотектонических режимов в пределах Памира как во времени, так и в пространстве. Широкою известностью среди геологов получила точка зрения о подразделении складчатых областей на зоны с эв- и миогеосинклинальным режимом (Штилле, 1964). В последние годы выяснилось, что существует также ряд зон с промежуточным между ними режимом (Хуан Цзи-цин, 1961; Богданов и др., 1966; Тектоника Евразии, 1966; Зоненшайн, 1972; Моисеенко, 1971; Пушаровский, 1971 и др.). Согласно указанным представлениям, в герцинидах Памира к эвгеосинклиналям может быть отнесена Обиравноуская зона. Ближе к эвгеосинклиналям стоит Курговад-Каракульская зона. Менее уверенно к ним можно отнести Ванчскую зону.

В Калайхумб-Саукоайской зоне в раннем палеозое и девоне геотектонический режим приближался по своему характеру к миогеосинклинальному, а в отдельные моменты к платформенному. В позднем палеозое в ее пределах установились авгеосинклинальные условия. Калакташская зона по своему режиму является миогеосинклинальной. Редко и на непродолжительное время здесь устанавливались условия, близкие к платформенным. Имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что миогеосинклинальный и иногда платформенный режим в раннем палеозое и девоне был присущ и многим другим регионам Средиземноморского пояса, а также юго-востока Азии (Постельников, 1960; Яншин, 1965<sub>2</sub>; Штоклин, 1966; Милановский, Хаин, 1968 и др.).

В области мезозойид миогеосинклинальным режимом характеризуются Истыкская и Язгулем-Акбайтальская зоны. Последняя условно может быть квалифицирована в качестве передового прогиба мезозойид, если руководствоваться при этом существующими о них представлениями (Ахмеджанов и др., 1977). Другие зоны по своему режиму близки к миогеосинклинальным, но отличаются от них по отдельным признакам.

В Ваханской зоне тектонический режим в мезозое был сходным, но не идентичным с платформенным. Очевидно, именно такие области могут быть отнесены в соответствии с существующими представлениями к срединным массивам (Славин, 1958, 1976 и др.).

Исследования последних лет показывают, что миогеосинклинальный режим в мезозое характерен для обширных территорий Средиземноморского пояса. На большей части Индокитаи, обычно включаемого в область мезозойских складчатых сооружений, миогеосинклинальный режим охранялся до начала мезозоя, сменившись в триасе орогенным (Белов и др., 1985). Высказанные недавно утверждения о том, что мезозойиды Центрального Памира с поздней юры также вступают в орогенный этап (Славин, Хаин, 1980), справедливо лишь для Бартангской зоны и, очевидно, ее продолжения в Афганском Бадахшане зоны Сафеджирс. Толща верхней юры — нижнего мела (?) в первой из указанных зон может быть отнесена к вулканогенно-молассовой формации. Морские же карбонатные верхнеюрские отложения Язгулем-Акбайтальской и Бартанг-Акджилгинской зон, залегающие на более древних толщах согласно с постепенным пе-

реходом, вряд ли следует отождествлять с орогенными образованиями.

В краевой части как герцинид, так и мезозоид Памира располагаются зоны с миогеосинклинальным режимом (Калакташская и Язгулем-Акбайтальская). В то же время ряд зон (Истыкская и Ваханская), также отличающихся миогеосинклинальным режимом, находятся во внутренних частях мезозойской геосинклинали.

Ранее Ю.М.Пущаровский (1961) указывал на наличие зон затухания геосинклинальных систем как вкрест простирания, так и по простиранию. В частности, им отмечается затухание складчатости Юго-Восточного и Центрального Памира в юго-восточном направлении. В настоящее время выяснилось, что именно при движении на юго-восток происходит смена зон с эвгеосинклинальным режимом миогеосинклинальными зонами. Указанная закономерность в распространении эв- и миогеосинклинальных зон в пространстве была установлена ранее А.А.Богдановым (1965) на примере Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Им же, а также В.Е.Хаиным (1964), Ф.С.Моисеенко (1971) и др. показано, что различные режимы могут сменяться в разных сочетаниях в пространстве и во времени. На месте эвгеосинклинали допускается возникновение миогеосинклинали и наоборот. В пределах Памира в Калайхумб-Сауксайской зоне в течение раннего палеозоя и девона, как уже отмечалось выше, существовал режим, близкий к миогеосинклинальному. В позднепалеозойское время здесь же установился четко выраженный эвгеосинклинальный режим. В Акбайтальской зоне отмечается обратная картина. Вначале в раннем палеозое и девоне был эвгеосинклинальный режим, а затем в позднем — миогеосинклинальный. По длительности существования эвгеосинклинальные режимы более кратковременные, чем миогеосинклинальные. Миогеосинклинальный режим нередко может сохранять устойчивость на протяжении всего палеозойского и мезозойского этапов. Именно такой режим был столь длительное время выдержан в Калакташской, Язгулем-Акбайтальской и Истыкской зонах на Памире, а также, судя по имеющимся материалам (Хуан Ци-цин, 1962; Тектоника Евразии, 1966 и др.) и в других регионах Евразии. Эвгеосинклинальные прогибы длительного сквозного развития хотя и имеются (Зайцев, 1968 и др.), но в целом по продолжительности своего существования они значительно уступают миогеосинклинальным.

По приведенным данным видно, что многоосинклинальный режим сохраняет длительную унаследованность в промежуточной зоне сочленения разновозрастных (палеозойской и мезозойской) складчатых областей. В каменноугольном и пермском периодах палеозойская геосинклинальная область Северного и Центрального Памира захватывает северную часть Индостанской платформы, где в дальнейшем начинается развиваться мезозойская геосинклиналь, распространившаяся в свою очередь на периферические участки герцинских складчатых сооружений. Краевые зоны палеозойской и мезозойской складчатых областей в пределах Памира, отличающиеся многоосинклинальными режимами, оказались пространственно совмещенными. Очевидно, именно такие зоны, в которых выявляются не один, а несколько структурных комплексов, и относятся к областям со сквозным геосинклинальным развитием (Славин, 1964; Хаин, 1969, 1970 и др.). Представления об эв- и многоосинклиналях были разработаны вначале на материалах по палеозойским сооружениям Западной Европы и Аппалачей. Между тем известно, что в развитии любой области имеются специфические, присущие только ей особенности. В пределах Памира как эв-, так и многоосинклинальные режимы имеют в разновозрастных структурных комплексах неодинаковые выражения. В частности, обращает на себя внимание заметное увеличение количества грубообломочного материала в верхнем палеозое и мезозое. В этой связи вряд ли можно признать оправданным стремление подразделить любую складчатую область на эв- и многоосинклинальные зоны в строгом соответствии их европейским образцам. Как указывал в свое время А. Н. Мазарович (1940), нельзя переносить европейскую схему на весь мир, он в нее совершенно не укладывается. Несомненно, что палеозойские эв- и многоосинклинали, а также и зоны с промежуточными режимами будут существенно отличаться от своих аналогов в мезозоидях, альпидах и т. д.

Неоднородность геотектонических режимов сохраняется в пределах складчатых областей и в постгеосинклинальный этап. А. Л. Яншин (1948) на примере изучения соотношения Урала, Тяньшаня и Мангышлака показал, что структуры складчатого фундамента своеобразно наследуются структурами чехла. Установлено, что зоны устойчивых опусканий сохраняют тенденцию к прогибанию, а зоны поднятий к воздыманию в постгеосинклинальный этап. Подоб-

ная же картина наблюдается и в области Памира. Стратиграфические разрезы постгеосинклинальных образований и характер их дислокаций в разных его зонах существенно неодинаковые. В одних зонах постгеосинклинальные накопления маломощные и залегают практически горизонтально, тогда как в других они достигают больших мощностей и участвуют в сложении структур с крутыми углами наклонов слоев. В Калайхумб-Сауксайской зоне кайнозойские конгломераты имеют углы падений не более  $3-5^{\circ}$ . В соседней с ней Обиравноуской, а также Ванчской и Акбайтальской зонах толща кайнозоя и мезозоя слагает складчатые и моноклинальные дислокации с углами наклонов пластов пород в десятки градусов. Вблизи крупных разломов отмечаются вертикальные падения. В пределах Южного Гиссара (бассейн рек Джуряз, Ходжаобигары, Такобское плато и т.д.) юрские, меловые и палеогеновые отложения выполняют грабенообразные структуры, имея пологие, близкие к горизонтальным залегания (Атлао Таджикской ССР, 1968). В юго-западных отрогах Гиссарского хребта установлены своеобразные глыбовые складки, в которых крутые падения сочетаются с горизонтальными и субгоризонтальными (Цейслер, 1965, 1977). В Зеравшано-Гиссарской области и в Туркестанском хребте толщи мезозоя и кайнозоя смяты в системы складок и крутых моноклиналей с углами падения вплоть до вертикальных. В Карамаваре на Тавакоком плато породы мела и палеогена имеют наклоны пластов, исчисляемые первыми градусами.

В соответствии с вышеизложенным следует признать, что пестрая тектоническая жизнь свойственна не только геосинклинальному, но и постгеосинклинальному этапу. Как и по поводу геосинклинального этапа, характера и времени проявления фаз диастрофизма о постгеосинклинальном этапе можно сказать: логически нет оснований предполагать, что геосинклинальная область пестрая по своей тектонической жизни в период осадконакопления и складкообразования становится вдруг однородной в постгеосинклинальный этап. Геотектонический режим в указанный этап оказывается в пределах складчатой области столь же неоднородным, как и в процессе развития геосинклиналей, хотя особенности режима резко меняются. Чаще всего слабо подвижными в постгеосинклинальный этап являются зоны, отличающиеся в предшествующие эпохи высокой тектонической подвижностью и ин-



тенсивной интрузивной деятельностью. В них осадочный чехол обычно остается практически недислоцированным (Калайхумб-Сауксайская зона, Южный Гиссар, Кармазар и др.). Области умеренных темпов движений и слабого магматизма сохраняют подвижность и в постгеосинклинальный этап. В таких областях толщи осадочного чехла, как правило, более дислоцированные (Ванчская зона, Зеравшано-Гиссарская область и др.).

Таким образом, однородный тектонический режим, например режим молодой платформы, устанавливается не сразу одновременно по всей площади складчатой области. Эвгеосинклинальные зоны с интенсивной интрузивной деятельностью, возможно, уже после завершения процессов диастрофизма переходят в состояние, близкое платформенному. Многогеосинклинальные зоны со слабым магматизмом в отличие от них вступают в этап овоеобразного развития, существенно отличающегося как от геосинклинального, так и от платформенного.

#### История геологического развития Памира в палеозое и мезозое

Общий ход истории формирования важнейших структур Памира в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя освещен в ряде работ предшествующих исследователей (Петрушевский, 1940; Бархатов, 1963, 1971; Крестников, 1962 и др.). В связи с этим ограничимся краткой характеристикой наиболее важных моментов его истории развития в палеозое и мезозое.

В начале палеозоя территория Памира к северу от линии Бартанг-Пшартского разлома была охвачена нисходящими движениями. На разбитом крупными разломами докембрийском основании возникает два прогиба (рис. 42). В южном прогибе в районе Калакташской зоны опускание было незначительным. Мощность отложений здесь не превышает 200 м. В Язгулемской зоне осадки в это время, видимо, не отлагались. В пределах Ванчской зоны прогибание было более интенсивным. Мощность кембрийских отложений в указанной зоне достигает 800 м. В Акбайтальской зоне кембрийское осадконакопление сопровождалось вулканическими излияниями. Второй прогиб существовал на месте Калайхумб-Сауксайской зоны, где происходило формирование мощной толщи преимущественно терригенных накоплений. Территория Обиравноуокой и

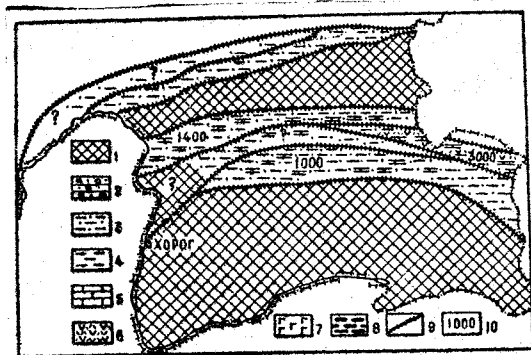


Рис. 42. Схема распределения областей поднятий и прогибаний на территории Памира в кембрии-ордовике. Условные обозначения к рис. 42-48: 1 - области поднятий; 2-8 - области прогибаний с накоплением: 2 - песчано-конгломератовых осадков; 3 - песчано-глинистых осадков; 4 - глинистых осадков; 5 - карбонатных осадков; 6 - эффузивов и туфов; 7 - гипсов; 8 - угленосных осадков; 9 - межзональные разломы; 10 - мощности отложений в прогибах в метрах.

Курговад-Каракульской зон, а также район Юго-Восточного и Юго-Западного Памира, представляющий часть Гиндукуш-Памирско-Кара-корумского поднятия (Крестников, 1962), в кембрии и в последующем до начала каменноугольного периода, являлись областью денудации с пологом сглаженным рельефом.

В раннеордовикскую эпоху условия седиментации в пределах указанных прогибов в общих чертах сохраняются. В среднем и позднем ордовике отмечается рост размаха тектонических движений. В составе отложений Центрального Памира ведущую роль начинают играть песчаники и сланцы. В Калайхумб-Сауксайской зоне в составе отложившихся в раннем палеозое осадков отмечаются редкие прослойки конгломератов. В южном прогибе наименьшим опусканием отличаются Язгулемская и Калакташская зоны. В Акбайталской зоне в ордовике, как и в кембрии, устанавливаются проявления вулканизма.

В раннем силуре на большей части как северного, так и южного прогибов отлагались морские терригенные и карбонатные осад-

ки (рис.43). В позднем силуре преобладают известняки и доломиты. В Калакташской зоне мощность силурийской толщи наименьшая по сравнению с другими областями осадконакопления. В пределах Язгулемской зоны отложения силура неизвестны. Возможно, что они здесь не накапливались вообще.

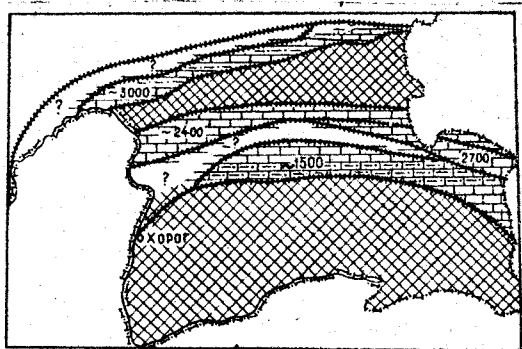


Рис.43.Схема распределения областей поднятий и прогибаний на территории Памира в силуре-девоне.

Девонский период характеризуется однообразными условиями накопления. Повсеместно формировались карбонатные и реже терригенные отложения. Наибольшее опускание испытала территория Акбайтальской зоны, где мощность осадков более 2000 м. В других зонах девонская толща имеет меньшую мощность. В конце девона в Ванчской и Калайхумб-Сауксайской зонах сформировались дислокации первого структурного яруса. Процессы диастрофизма в этих зонах сопровождались внедрением гранитоидных интрузивов.

В раннекаменноугольную эпоху в процессе прогибания втягиваются почти все районы Памира (рис.44). Исключение составляет Язгулемская зона, где возникло поднятие, просуществовавшее до конца палеозоя. В Акбайтальской и Калакташской зонах девонское осадконакопление, не прерываясь, сменилось каменноугольным. В раннем и среднем карбоне условия осадконакопления в их пределах мало изменились по сравнению с девонским. Скорость прогибания однако замедляется. Ванчская зона в начале среднекарбоновой эпохи после поднятий в раннем карбоне вновь включается в прогибание. Начиная со среднего карбона и видимо до конца палеозоя, в пределах зоны формируется мощная толща глинистых сланцев, песчаников и известняков. В Курговад-Каракульс-

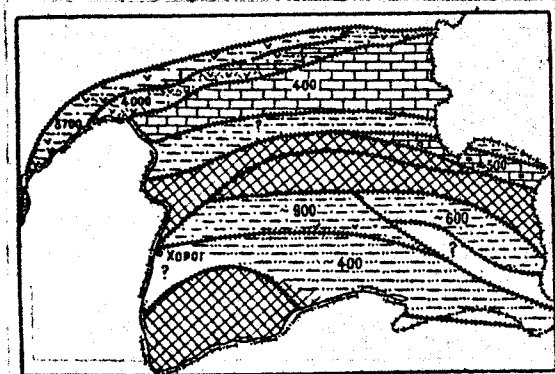


Рис. 44. Схема распределения областей поднятий и прогибаний на территории Памира в карбоне.

ной зоне в среднем и позднем карбоне накапливались мелководные карбонатно-обломочные осадки мощностью около 400 м. Калайхумб-Сауксайская и Обиравноуская зоны отличались в карбоне наибольшим в пределах Памира прогибанием. Толща карбона, состоящая из морских терригенных, карбонатных и вулканогенных пород, имеет мощность соответственно 4000 и более 5000 м. В зонах Юго-Восточного Памира каменноугольные отложения представлены в основном оланцами, алевритами и реже песчаниками. В ряде мест Ваханской зоны в карбоне существовали слабо выраженные в рельефе поднятия.

В конце среднего карбона в Акбайтальской зоне проявляется диастрофическая фаза, создавшая структуры ее первого яруса. Территория зоны испытывает кратковременный подъем и затем в позднекаменноугольную эпоху вновь прогибание. В пределах зоны устанавливаются мелководно-морские условия с органогенно-обломочным карбонатным накоплением. В среднекаменноугольную эпоху фаза диастрофизма охватывает Обиравноускую зону. В результате были созданы структуры первого структурного яруса. Несколько позже формируются дислокации второго яруса в Калайхумб-Сауксайской зоне. С данной фазой связано внедрение гранитоидов обихумбуосского комплекса. Все области денудации, существовавшие в пределах Памира в каменноугольном периоде, отличались равнинным рельефом, покрывавшимся в отдельные моменты мелководным морским бассейном. В областях седиментации преобладают (глинисто-алевролитовые) и карбонатные накопления. Лишь в районах вулкани-

ческой деятельности (Обиравноуская и Калайхумб-Сауксайская зоны) в разрезе карбоновой толщи имеются грубообломочные отложения. Рельеф в указанных районах был резко расчлененным, но и здесь он покрывался большей частью морем.

В начале пермского периода Обиравноуская зона вновь вовлекается в прогибание (рис. 45). Нижняя пермь и отложения кубер-

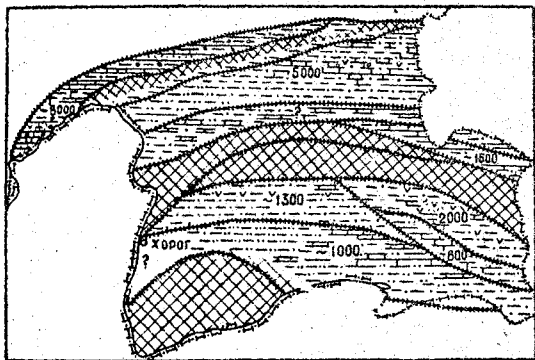


Рис. 45. Схема распределения областей поднятий и прогибаний на территории Памира в перми.

гандинского и мургабского горизонтов зоны представлены толщей сложного терригенно-карбонатного состава. В Курговад-Каракульской зоне отложения нижней перми залегают согласно на известняках верхнего карбона. Здесь нижнепермские осадки выражены сланцами и песчаниками с прослоями известняков и реже эффузивов общей мощностью 2000 м. В Акбайтальской зоне после некоторого замедления в карбоне опускание заметно уоиливается. Мощность отложившихся в указанное время песчано-сланцево-известняковых накоплений достигает 2000 м. В зонах Юго-Восточного Памира пермское осадконакопление без перерыва сменяет каменноугольное. Характер осадков при этом мало изменился. На большей части зон в перми формировались по-прежнему глинистые сланцы, алевролиты и реже песчаники. Тем самым можно считать, что рельеф в областях денудации, поставивших терригенный материал в бассейны седиментации, оставался как и в карбоне равнинным и пологохолмистым. В начале перми в ряде мест Рушанско-Базардаринской и Зоуташ-Минхаджирской зон отмечаются проявления подводно-оползневых процессов. В последней из указанных зон в разрезе перми выявляются вулканы основного состава. В конце позднепермской эпохи в результате проявления фазы диастрофизма были

созданы структуры первого яруса Курговад-Каракульской зоны. В это же время, видимо, формируются дислокации Калакташской зоны. После отложения мургабского горизонта процессом диастрофизма охватывается также Обиравноуская зона, в результате чего был сформирован ее второй структурный ярус. Отложения памирского горизонта в пределах данной зоны представлены мелководными карбонатно-гипсоносно-терригенными осадками мощностью не более 1500 м. В Курговад-Каракульской зоне в конце перми отлагались более мощные, главным образом терригенно-карбонатные осадки. Процесс прогибания зоны в поздней перми сопровождался проявлениями вулканизма. В конце перми-начале триаса в Обиравноуской зоне оформляется третий, а в Курговад-Каракульской - второй структурные ярусы. В последней складкообразование сопровождалось внедрением гранитоидов каракульского комплекса. В конце перми процессы диастрофизма охватывают также территорию Ванчской и Акбайтальской зон. Формируются структуры их вторых ярусов. В зонах Юго-Восточного Памира вторая половина позднепермской эпохи отличается постепенным замедлением прогибания. На смену терригенному осадконакоплению приходит карбонатно-кремнисто-терригенное.

К концу перми территория Юго-Восточного и Центрального Памира превращается в невысокое и слабо расчлененное поднятие. В спокойных и однообразных условиях формируется латеритная кора выветривания.

В раннем мезозое геотектонический режим начинает меняться. Вся область Памира, лежащая к югу от Язгулемского разлома, вовлекается в прогибание (рис. 46). Происходит разрушение и перемещение древней коры выветривания. В мелководно-морских условиях на территории Язгулем-Акбайтальской, Бартангской и Бартанг-Акджилгинской зонах отлагаются маломощные карбонатно-обломочные и терригенные осадки. Вдоль северной краевой части морского бассейна в районе южного побережья оз. Рангкуль развивались рифовые образования. Территория Северного Памира за исключением его северной периферии представляла область денудации с пологим низкогорным рельефом. В северо-западных районах Обиравноуской зоны отлагались морские терригенные накопления. В зонах Юго-Восточного Памира в начале триаса существовал морской бассейн с однообразными условиями, в которых

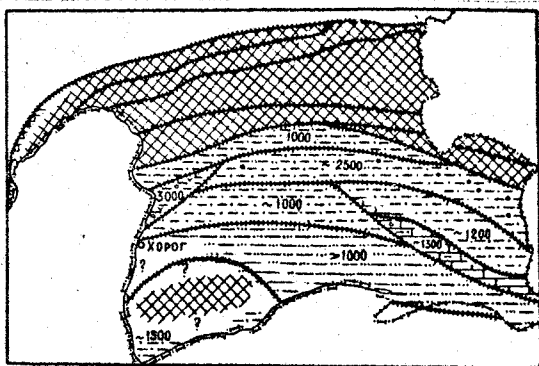


Рис.46. Схема распределения областей поднятий и прогибаний на территории Памира в триасе.

формировались маломощные карбонатно-кремнисто-терригенные осадки. В Истыкской зоне в это время образуются известняковые рифы.

В начале поздне триасовой эпохи отмечается кратковременный подъем территории Центрального Памира. Толща нижнего-среднего триаса на большей части ее распространения оказалась разрушенной. Затем следует резкое опускание. Огромный морской бассейн, охватывающий территорию, лежащую к югу от Бартанг-Пшартского разлома, захватывает своей краевой частью область герцинид Калакташской и Язгулемской зон. Четкое выражение получают заложенные здесь зоны мезозойского структурного комплекса: Бартангская, Бартанг-Акджилгинская и Язгулем-Акбайтальская. Отмеченные зоны включаются в область интенсивного осадконакопления. По всей территории указанных зон в прибрежно-морских условиях отлагались преимущественно песчано-глинистые осадки. Поднятие Северного Памира представляло приморскую равнинную или же пологохолмистую область. В Бартангской и, в незначительной степени, в Бартанг-Акджилгинской зонах процесс седиментации сопровождался эффузивными излияниями.

На территории Юго-Восточного Памира в поздне триасовую эпоху продолжает сохраняться морской бассейн, возникший еще в начале карбона. Однако условия осадконакопления по сравнению с предшествующей среднетриасовой эпохой существенно меняются.

В Рушанско-Базардаринской, Зоуташ-Мынхаджирской и Шугнанской зонах в позднем триасе формируется толща глинистых сланцев и алевролитов, местами ритмично чередующихся между собой. Наибольшее прогибание испытала Зоуташ-Мынхаджирская зона, где мощность верхнетриасовой толщи достигает 1500-2000 м. В других зонах амплитуда прогибания была меньше.

В Истыкской зоне в начале позднеэриасовой эпохи еще некоторое время происходит осадкообразование. В дальнейшем на месте рифов, образующих возвышенные места в открытом море, стали отлагаться маломощные терригенно-карбонатные накопления. На большей части Ваханской зоны в позднем триасе, видимо, располагались слабо выраженные в рельефе поднятия, поставляющие тонко-обломочный материал в окружающие прогибы. Осадконакопление, отмечаемое в ряде мест зоны, было, по всей видимости, континентальным.

В пределах Северного Памира в позднеэриасовую эпоху преобладают восходящие движения. В результате блоковых перемещений по разрывам на палеозойском основании в крайних частях Ванчской и Акбайтальской зон образуются узкие депрессии, в которых формируются континентальные песчано-сланцевые осадки. Вдоль северной части Обиравноуской зоны осадконакопление сопровождалось вулканическими процессами.

В конце позднего триаса зоны Юго-Восточного и Юго-Западного Памира, а также Бартаг-Акджилгинская зона охватываются процессами диастрофизма, оформившими дислокации их первого яруса. В Зоуташ-Мынхаджирской, Рушанско-Базардаринской и Шугнанской зонах складкообразование сопровождалось проявлениями гранитоидного магматизма. В Ваханской и Бартаг-Акджилгинской зонах в это время образуются мелкие тела диоритов, диабазовых перфидритов и гранитов. Территория указанных зон превращается в область денудации. Отложения юры в Бартаг-Акджилгинской зоне и в зонах Юго-Восточного Памира залегают на подстилающих породах несогласно. В Язгулем-Акбайтальской и Бартагской зонах процесс седиментации не прерывался. Верхнетриасовое осадконакопление постепенно сменилось юрским. Условия седиментации в данных зонах несколько изменились по сравнению с предшествующей эпохой (рис. 47). В Бартагской зоне прекращается вулканическая деятельность. Формируются однообразные сланцы и песчаники прибрежно-морского типа.



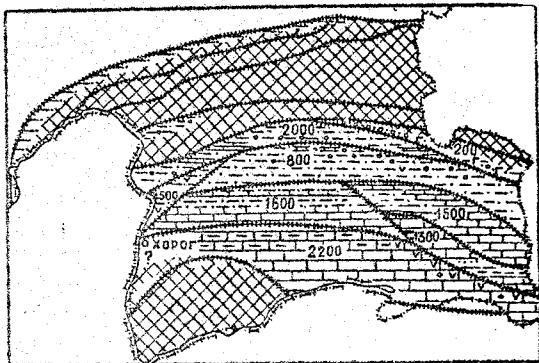


Рис. 47. Схема распределения областей поднятий и прогибаний на территории Памира в юре.

В Ягулем-Ақбайтальской зоне наблюдается некоторое увеличение грубообломочного материала, а в средней и верхней юре появляются карбонатные осадки. На территории Бартанг-Ақджилгинской зоны в юре накапливались нестроцветные терригенно-вулканогенно-карбонатные образования. В отличие от нее в Зоутан-Минкаджирской, Рушанско-Базардаринской и Шугнанской зонах отлагаются карбонатные и в незначительном количестве терригенные осадки. В нижней части толщи юры во всех указанных зонах отмечаются грубообломочные конгломераты.

Истынская зона в лейасе и в байосе представляла область денудации. На месте Ваханской зоны поднятие существовало в течение всей юры. В области Северного Памира юрское осадконакопление захватывало лишь некоторые районы Ванчской, Ақбайтальской и Обирвансуской зон, где формируются красноцветные грубообломочные и гипсоносные отложения. В районе Дарваза в юре отмечаются угленосные образования.

В конце среднеюрской эпохи в результате проявления складчатых движений были созданы дислокации первого яруса Бартангской зоны. С данной фазой диастрофизма связывается внедрение гранитоидов Сохчарвского, Бархуфского и других массивов. В конце средней-начале поздней юры фаза складкообразования охватывает Рушанско-Базардаринскую и Шугнанскую зоны, в результате образуются структуры их вторых ярусов. В это же время в пределах

указанных зон внедряются мелкие интрузии гранитоидов. В Зоуташ-Мынхаджирской и Истыкской зонах процессы диастрофизма в конце среднеюрской эпохи выразились в образовании локальных угловых несогласий и региональном перерыве в осадконакоплении.

В позднеюрскую эпоху в Бартангской и Шугнанской зонах формируются терригенно-вулканогенные образования. В других зонах Юго-Восточного Памира, а также Язгулем-Акбайтальской и Бартанг-Акджилгинской зонах накапливались карбонатные осадки. Территория Северного Памира и Ваханской зоны представляла в поздней юре область поднятий. По особенностям осадков в юрских прогибах можно сделать заключение о том, что рельеф во всех поднятиях был равнинный или же пологохолмистый. В конце позднеюрской эпохи в Шугнанской и Рушанско-Базардаринской зонах почти одновременно создаются структуры третьего структурного яруса. В первой из них формируется комплекс малых интрузий. Фаза складчатости в поздней юре — начале мела происходит также в Бартанг-Акджилгинской зоне. Эта фаза привела к появлению в зоне пологих структур второго яруса. Несколько позднее, очевидно в начале раннемеловой эпохи, диастрофизм захватывает территорию Бартангской зоны. В результате образуются структуры второго яруса и в дальнейшем территория зоны превращается в область сноса. В Язгулем-Акбайтальской зоне в отдельных местах в основании толщи мела отмечаются следы размыва, свидетельствующие о кратковременных локальных поднятиях.

В меловой период наибольшее прогибание испытала территория Язгулем-Акбайтальской зоны (рис. 48). Меловая толща достигает здесь мощности 1800 м. В сложении ее принимают участие красноцветные терригенные накопления и мелководные рудистовые известняки. В Бартанг-Акджилгинской зоне отложения мела, залегающие несогласно на подстилающих породах, имеют в целом сходный состав, в то время как мощность их исчисляется всего первыми сотнями метров. Осадконакопление в мелу захватывает также ряд районов северной и южной периферии Северного Памира. В зонах Юго-Восточного и Юго-Западного Памира породы мела в настоящее время достоверно не известны. Лишь в одной Зоуташ-Мынхаджирской зоне можно предполагать наличие отложений самых низов мела. Остальные зоны в меловое время, несомненно, были областями поднятий. Как и в юрском периоде, рельеф в поднятиях был низкорным,

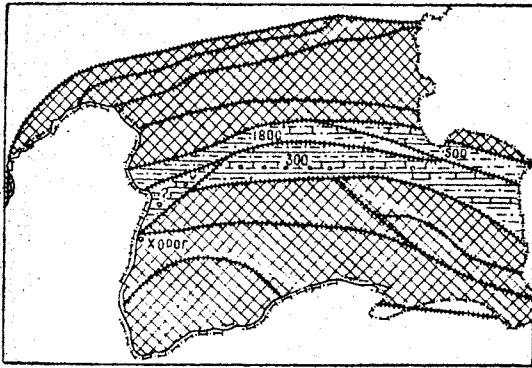


Рис.48. Схема распределения областей поднятий и прогибаний на территории Памира в мелу.

слабо расчлененным.

В позднем мелу Язгулем-Акбайтальская зона охватывается процессами диастрофизма, в результате которых получают оформление ее главнейшие структуры. Проявление диастрофизма сопровождалось интрузивной деятельностью, выразившейся в образовании мелких гранитоидных массивов. В Бартанг-Акджилгинской зоне позднемеловая фаза проявилась слабо. Отложения ее третьего яруса отличаются пологими дислокациями.

В раннем кайнозое геотектонический режим на всей территории Памира постепенно выравнивается. В понижениях рельефа не накапливаются грубообломочные красноцветные осадки, мощность которых исчисляется первыми сотнями метров. В ряде мест Памира образуются глубокие расколы в земной коре, с которыми связано внедрение интрузивных пород щелочного состава.

После образования кайнозойского (дочетвертичного) комплекса в пределах Памира устанавливается спокойный режим. В условиях слабо расчлененного рельефа формируется кора выветривания (Винченко, Кухтиков, 1969<sub>2</sub>). Активизация тектонических движений в новейший этап положила начало качественно новому этапу развития изученной территории, рассмотренному в ряде специальных сводок (Медия, 1971; Белоусов, 1976; Крестников и др. 1977 и др.).

В целом в истории развития складчатых структур Памира может быть выделен ряд этапов, существенно отличающихся друг от друга. В области герцинид первый этап охватывает ранний палеозой и девон. В это время на выравненном докембрийском основании закла-

двигаются первые пологие прогибы, в которых накапливаются мелководные глинисто-алевролитовые и карбонатные осадки. Поднятия, поставляющие терригенный материал в области прогибаний, имели равнинный, реже пологохолмистый рельеф. Во второй этап, соответствующий каменноугольному периоду, происходит усиление темпов опусканий. Расширение морского бассейна приводит к почти полному исчезновению участков суши. Дифференциация геотектонического режима и интенсивные проявления вулканизма способствуют появлению резко расчлененного подводного рельефа. Третий этап (пермский период) характеризуется постепенным снижением тектонической активности. Замедление прогибаний сопровождается сокращением областей седиментации. Движениями двух фаз диастрофизма в конце ранне- и позднепермской эпох завершается формирование герцинид Памира. Осадконакопление полностью прекращается. Территория Северного и Центрального Памира превращается в область денудации. По особенностям осадков в окружающих прогибах можно считать, что рельеф после завершения палеозойских геосинклинальных процессов был слабо расчлененным, низкогорным.

В области мезозойд Центрального Памира первый этап развития отвечает триасу. Обособленные здесь зоны характеризуются на данном этапе интенсивными опусканиями, сопровождающимися мощным терригенным накоплением осадков и интенсивной вулканической деятельностью. Во второй этап в юре отмечается усиление контрастности тектонических движений, в результате чего рельеф становится резко расчлененным. В составе осадков возрастает роль грубообломочного материала. В меловой период третьего этапа следует замедление опусканий и постепенная денудация неровностей рельефа. В дальнейшем после завершения процессов складчатости территория мезозоя Центрального Памира превращается в холмистую, местами равнинную страну.

В пределах Юго-Восточного и Юго-Западного Памира обособленные зоны падают на начало карбона. В течение первого этапа, продолжавшегося в указанных районах до конца триаса, все зоны испытывали интенсивное прогибание. В отличие от Центрального Памира контрастность движений в данной области выражена слабо. Грубообломочные отложения практически здесь отсутствуют, а продукты вулканизма играют подчиненную роль. Для второго этапа (ранняя-средняя юра) характерно еще большее выравнивание геотектоничес-

кого режима в намеченных зонах. Почти повсеместно формируются однообразные карбонатные осадки.

Третий этап в поздней юре характеризуется слабым прогибанием зон Юго-Восточного Памира. В конце позднеюрской - начале раннемеловой эпохи происходит заключительная фаза складчатости и вся территория Памира превращается в складчатую область с пологохолмистым рельефом. В четвертичное время на территории Памира возникают высочайшие горные сооружения. Ранее подобные сооружения нигде в пределах Памира ни в палеозойской, ни в мезозойской складчатых областях не появлялись.

При сравнении особенностей выделенных этапов нетрудно заметить, что в процессе формирования мезозойских и герцинид наряду с общими закономерностями выявляются и существенные различия, свидетельствующие о направленном характере тектогенеза в пределах Памира. Неповторимое своеобразие условий развития земной коры в раннем докембрии отмечалось уже многими исследователями. Оно послужило основанием для выделения в формировании континентальной коры особого этапа, названного Е.В.Павловским (1962) нуклеарным. Известно также, что каждый последующий этап характеризуется присущими ему индивидуальными чертами. Подробно вопрос о качественных различиях складчатых областей разного возраста освещался в ряде специальных работ (Тектоническая карта СССР..., 1957; Павловский, Марков, 1963; Хаин, 1964; Херасков, 1964 и др.), а с учетом новейших материалов он детально рассмотрен А.Л.Яншиным (1965, 1972). Полученные данные по территории Памира и результаты исследований по другим регионам свидетельствуют о том, что специфика байкалид и всех последующих этапов не менее значительна, чем и у нуклеарного этапа. В развитии разновозрастных складчатых сооружений и тектонических зон в отдельности наряду с общими закономерностями, выявляются и существенные различия. Неповторимое своеобразие условий развития земной коры свойственно, таким образом, каждому этапу ее жизни как в докембрии, так и в фанерозое.

Соответственно, любые попытки представить геосинклинальный процесс во все этапы развития земной коры континентов по единому образцу вряд ли оправданы. При направленном и необратимом характере тектогенеза возможности применения принципа актуализма оказываются существенно ограниченными. Не все закономерности

ти, установленные в разновозрастных складчатых областях, будут строго идентичными и обязательными для всех этапов становления земной коры.

**Зональность геологического строения и некоторые закономерности пространственного размещения главнейших видов полезных ископаемых Памира**

Связь между особенностями геологического строения какого-либо региона и локализованном в нем комплексе полезных ископаемых считается большинством исследователей несомненной. Учитывая эти связи, независимо от того генетические они или парагенетические, следует признать, что в тектонически зональных складчатых областях месторождения полезных ископаемых будут иметь зональное распространение. Уже в первые годы геологического изучения Памира было установлено, что палеозойские месторождения развиты в его северной части, мезозойские — в южной. В данном случае в расчет не принимаются те месторождения, которые имеют по отношению к геосинклинальной зональности наложенный характер.

Выше было показано, что герцинские складчатые сооружения Северного Памира обнаруживают сходство с герцинидами Куньлуня и Северо-Восточного Афганистана. Надо полагать, что и металлогения указанных районов будет в определенной степени сходной. Исключение Южного Памира из состава альпид Средиземноморского пояса и отнесение его к западному звену мезозойд юго-востока Азии влечет за собой необходимость внесения соответствующих изменений в существующие представления о металлогении данной части изученного региона. Южный Памир по своим металлогеническим особенностям должен быть близок к Каракоруму и области Индокитая. Не случайно поэтому, что при оценке оловоносности Средней Азии, Памир рассматривается совместно с Каракорумом, Индскитаем и Индонезией в составе единого пояса (Материков и др., 1970).

Размещение месторождений в пределах каждой из вышеуказанных областей палеозойских и мезозойских сооружений подчинено целому ряду факторов, которые предопределены в свою очередь тектонической зональностью Памира. Зоны, на которые распадается как область герцинид, так и мезозойд, отличаются друг от

друга особенностями стратиграфических разрезов, характером магматизма, метаморфизма и др. Соответственно, комплекс месторождений, связанный с разновозрастными осадочными, метаморфическими и вулканогенными толщами и интрузивными образованиями в разных зонах будет различным. Вышеизложенное может быть достаточно уверенно обосновано на примере любых зон Памира.

В Обиравноуской зоне наибольшего интереса в практическом отношении заслуживают месторождения медистых песчаников, установленных в олихарской свите пермского возраста. С малыми интрузиями габбро и диоритов связано магнетитовое оруденение. В постгеосинклинальном комплексе в юре здесь известны месторождения угля, а в неогеновых конгломератах — проявления россыпного золота. В Калайхумб-Сауксайской зоне набор месторождений существенно другой. В толще карбона в зоне отмечаются месторождения меди порфирирового типа. Золото ассоциируется с кислыми эффузивами каменноугольного возраста, локализуясь в пиритизированных зонах и кварцевых жилах (Дингельштедт, 1934, 1936; Попов, 1933, 1938 и др.). Оруденение железа приурочено к скарно-магнетитовым телам. В Курговад-Каракульской зоне с гранитоидами каракульского комплекса связаны олово-редкометалльные месторождения, а с интрузивами базитов и ультрабазитов — месторождения асбеста, талька и железа. В докембрийском комплексе Ванчской зоны широкое развитие имеют хрусталеносные жилы. Здесь же известны пегматитовые месторождения с молибденовым и редкометалльным оруденением. В толще верхнего палеозоя отмечаются магнетитовые рудопроявления. В пределах Акбайтальской зоны с массивами габбро связано железобоксовое оруденение (Попов, 1938). Имеются кварц-золоторудные жилы. К поверхности углового несогласия в основании толщи верхнего карбона приурочены бокситоносные залежи. В постгеосинклинальном комплексе обнаружены месторождения каменной соли. В докембрии Язгулем-Акбайтальской зоны установлены пегматиты с редкометалльным оруденением. Осадочные образования мезозоя зоны вмещают жилы сидерита, серебросодержащие сульфиды свинца и цинка. Отмечаются сурьмяно-ртутные проявления. В Бартаг-Акджилгиноской зоне в докембрийском основании развиты олово-редкометалльное и молибденовое оруденения. Здесь же выявляются месторождения драгоценных камней. С мезозойским этапом развития зоны связа-

но формирование месторождений железа, свинца, цинка, золота, серебра, флюорита. В триасовой толще имеются бокситы. Вулканиты Бартангской зоны несут золото-кварцевое и золото-сульфидное оруденение. В пределах зоны известны рудопроявления серебра, сурьмы, ртути и железа. Рушанско-Базардаринская зона является основным оловоносным районом Памира. Кроме того, в зоне выявляются месторождения бора, сурьмы, ртути и редкометалльных пегматитов. В Зоуташ-Мынхаджирской зоне позднепермская вулканогенно-осадочная толща вмещает титановое оруденение. С гранитоидами связаны олово-редкометалльные и полиметаллические проявления. В Истыкской зоне установлены медные сурьмяно-ртутные и полиметаллические рудопроявления. В разрезе юры отмечаются угленосные пласты. Шугнанская зона характеризуется олово-редкометалльным и бор-оловорудным оруденением. Отмечаются также серебросодержащие полиметаллические и сурьмяно-ртутные месторождения. Комплекс докембрийского основания зоны вмещает редкометалльные пегматиты и месторождения драгоценных камней. Область распространения архейских толщ Ваханской зоны является перспективной в отношении драгоценных камней, слюды, талька, редкометалльных пегматитов и ряда других неметаллических полезных ископаемых.

В вышеприведенном кратком обзоре не затрагиваются общие вопросы металлогении Памира. Они освещены к настоящему времени в ряде специальных сводок. Здесь упомянуты лишь ведущие для зон виды полезных ископаемых. Тем не менее есть все основания утверждать, что предложенная схема районирования Памира может служить основой при решении важнейших проблем металлогении и проведения здесь поисковых работ.



## Л И Т Е Р А Т У Р А

- Абдулин А.А., Паталаха Е.И. Геодинамика земной коры Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1980, 176 с.
- Аверин А.А. Работы Муксульской группы. - В кн.: ТКЭ 1932г. Л.: Госхимтехиздат, 1933, с.256-274.
- Агеева Л.И. Докембрийские габброиды Музкол-Рангкульского антиклинория на Памире и радиологическое обоснование их возраста. Автореф.канд.дис. - Новосибирск, 1976. - 24 с.
- Ажгирей Г.Д. Глубинные разломы Земли. - В кн.: Жизнь Земли. Сб. музея землеведения МГУ, № 1, 1961, с.53-65.
- Ажгирей Г.Д. Некоторые принципиальные вопросы составления тектонических карт. - Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, Tomus 13, 1969, с.105-113.
- Ажгирей Г.Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах. - М.: Наука, 1977. - 155 с.
- Акрамов М.Б. Акцессорные минералы и особенности их распределения в Хаврездаринском и Кударинском гранитоидных интрузивах. - Душанбе: Дониш, 1979. - 320 с.
- Акрамов М.Б., Халилов М.Х., Норметов О. Интрузивный магматизм западной части Центрального Памира. - Душанбе: Дониш, 1977. - 173 с.
- Алиев А. Узлы длительной эндогенной активности Южного Памира. - Сов. геология № 1, 1980, с.85-92.
- Алферов Г.Ю., Арапов В.А., Бухарин А.К. и др. Тектоническая карта Узбекокой ССР. - Ташкент: Фан, 1967 - 50 с.
- Андрусов Д.Н. О тектонической карте Евразии. - Геотектоника, № 5, 1969, с.124-127.
- Арапов В.А. Петрографические и геологические наблюдения в верховьях р.Хингоу. - Тр. ТКЭ 1932, вып. 17 - Л.: ОНТИ-Химтеорет, 1935, с.53-137.
- Архангельский А.Д. Геологическое строение СССР и его отношение к строению остальной поверхности Земли. Т. I. - М.; Л.: Госгеоиздат, 1941. - 376 с.
- Архипов И.В. Особенности развития Памира в альпийское время и его современная тектоническая структура. - В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. - М.: Наука, 1964, с.42-48.
- Архипов И.В. Строение и развитие северной зоны Альпийской

складчатой области в раннем мезозое.-Геотектоника, № 6, 1972, с.97-105.

Архипов И.В.О тектонической природе складчатых дуг.-Бюл. МОИП, отд. геол., т.54, вып. I, 1979, с.47-62.

Архипов И.В., Муратов М.В., Постельников Е.С. Основные черты строения и история развития Альпийской геосинклинальной области.- В кн.: Гималайский и альпийский орогенез.-М.: Недра, 1964, с.7-21.

Архипов И.В., Клитин К.А., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Общие принципы составления обзорных тектонических карт (рецензия на монографию Т.П. Спизарского "Обзорные тектонические карты СССР").-Геотектоника, № 5, 1975, с.118-125.

Атлас Таджикской ССР. Геологическое строение.-Душанбе; Москва: ГУГК при СМ СССР, 1968, с.18-19.

Афанасьев Г.Д. Проблемы магматической геологии.-Изв.АН СССР, сер. геол., № II, 1967, с.14-29.

Афанасьев Г.Д., Брандт С.Б., Гаррис М.А. Состояние и перспективы радиологических исследований.-Изв.АН СССР, сер. геол., № 4, 1970, с.69-84.

Ахмеджанов М.А., Абдуллаев Р.Н., Борисов О.М. и др. Докембрий Среднего и Южного Тянь-Шаня.-Ташкент: Фан, 1975.-170с.

Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. Тектоника домезозойских образований Среднего и Южного Тянь-Шаня.-Ташкент: Фан, 1977.-184с.

Баженов М.Л., Буртман В.С. Кинематика Памирской дуги.-Геотектоника, № 4, 1982, с.54-71.

Баранов И.Г. Геологические исследования в Рангкульском районе на Восточном Памире в 1933 г.-В кн.: К геологии Восточного Памира, тр. ТПЭ, вып. 36.-Л.: ОНТИ-Химтеорет, 1935, с.81-138.

Баранов И.Г. Месторождение исландского шпата Бузтере на Восточном Памире.-Тр. ТПЭ, вып. 54, 1936, с.3-103.

Баранов И.Г., Глазунов В.С. Река Бартанг.-В кн.: ТПЭ 1935г.-М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937, с.835-862.

Баратов Р.Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение.-Душанбе: Дониш, 1966.- 335 с.

Баратов Р.Б., Безуглый М.М., Ишанов М.Х., Пашков Б.Р. Кольцевые структуры Памира и их металлогеническое значение.-Сов. гео-

логия, № 5, 1981, с. 96-104.

Бархатов Б.П. О соотношении нижнего палеозоя бассейна р. Бартанг с метаморфическими толщами Юго-Западного Памира. - Изв. Тадж. фил. АН СССР, № II, 1946, с. 84-95.

Бархатов Б.П. Схема структурно-тектонического районирования Памира. - Уч. зап. ЛГУ, № 268, сер. геол. наук, вып. 10, 1959, с. 220-246.

Бархатов Б.П. Принципы тектонического районирования Памира. - Вестник ЛГУ, № 18, сер. геол. и географ., вып. 3, 1961, с. 19-31.

Бархатов Б.П. Тектоника Памира. - Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. - 243 с.

Бархатов Б.П. Четыре основные проблемы тектоники Альпийского пояса юга СССР. - Вестник ЛГУ, № 24, геол. и географ., вып. 4, 1969, с. 7-17.

Бархатов Б.П. Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса юга СССР. - Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. - 120 с.

Бархатов Б.П. Тектонические карты. - Л.: Недра, 1979. - 191 с.

Бархатов Б.П., Бархатова Н.Н. Развитие взглядов на тектонику Памира. - Тр. Геол. Музея им. А.П. Карпинского АН СССР, в. 13. - М.; Л., 1962. - 52 с.

Бархатов Б.П., Мельник Г.Г. Тектоника Памира. - В кн. Тектоника Памира и Тянь-Шаня. - М.: Наука, 1964, с. 7-13.

Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский полуостров - Иранское нагорье - Памир). - Геотектоника, № 3, 1967, с. 19-31.

Белов А.А. Положение герцинид в Альпийской складчатой области юга СССР и сопредельных стран (по поводу статьи Б.П. Бархатова "О палеозойской истории и северной границе Альпийского складчатого пояса юга СССР"). - Геотектоника, № 4, 1971, с. III-114.

Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. - М.: Наука, 1981. - 212 с.

Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.А. Индосиниды Евразии. - Геотектоника, № 6, 1985, с. 21-42.

Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. - М.: Госгеолтехиздат, 1962, - 608 с.

Белоусов В.В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры. - В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. - М.: Наука, 1964, с. 7-13.

Белоусов В.В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций.—Бул.МОИП,отд.геол.,т.46,вып.4,1969, с.5-23.

Белоусов В.В. Гравитационная неустойчивость и развитие структуры материков (попытки синтеза).—Изв.АН СССР,Физика Земли, № 1,1977, с.53-64.

Белоусов В.В.,Беляевский Н.А.,Борисов А.А. и др. Строение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань-Памир-Каракорум-Гималаи.—Сов.геология,№ 1,1979, с. II-28.

Белоусов Т.П.Тектонические движения Памира в плейстоцене-голоцене и сейсмичность.—М.:Наука,1976,— II9 с.

Белькова Л.Н.Докембрий Тянь-Шаня и проблема регионального метаморфизма.— Л.:Недра,1978.— 230 с.

Белькова Л.Н.,Огнев В.Н. Стратиграфия и тектоника докембрия Средней Азии.—В кн.:Геология докембрия.—М.:Недра,1964,с.208-218.

Бельский В.А. Новейшая тектоника зоны сочленения Северного Памира и Таджикской депрессии.— Душанбе: Дониш,1978. — 254 с.

Беляева Р.Т.,Шостацкий А.Н. О выделении гранитоидов Рушанского хребта из состава Башгумбозского комплекса (зона Юго-Восточного Памира).—Докл.АН ТаджССР,т.12,№ 5,1969,с.46-48.

Беляевский Н.А. История тектонического развития центральной части Азиатской ветви Тетиса и сопредельных территорий.Тр. совещ.по тектонике Альпийской геосинклинальной области юга СССР.—Баку: Изд-во АН Азерб.ССР,1956, с.25-36.

Беляевский Н.А. Основные черты геологии Каракорума.—Сов. геология, № 1,1965, с.54-75.

Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР.— М.:Недра,1974. — 280 с.

Беммелен Р.В. Горообразование.— М.:ИЛ,1956. — 104 с.

Богданов А.А. О термине "структурный этаж".—Бул.МОИП,отд.геол.,т.30,вып.1,1963, с.3-16.

Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Ст.2.Вариссийские складчатые системы.—Бул.МОИП,отд.геол.,т.50,вып.6,1965, с.8-43.

Богданов А.А.,Гамкрелидзе П.Д.,Муратов М.В.,Хаин В.Е. Об изображении тектонических особенностей строения и развития Альпийской складчатой области на втором издании тектонической кар-

ты Европы.—Геотектоника, № 2, 1966, с.15-25.

Борисов О.М., Глух А.К. Кольцевые структуры и линейменты Средней Азии.—Ташкент: Фан, 1982. — 122 с.

Борсук А.М. Магматические формации как индикаторы эндогенного режима подвижной области.—Изв.АН СССР, сер.геол., № 2, 1977, с.73-85.

Борукаев Ч.Б., Парфенов Л.М. Заметки о тектоническом районировании.—В кн.—Тектоника Сибири, т.5.—М.:Наука, 1972, с.43-61.

Бронгулеев В.В. Проблема складкообразования в земной коре. Опыт структурного анализа герцинских форм Среднеазиатского Каратау.—М.:Недра, 1967.—291 с.

Буданов В.И. Эссекситовое габбро Акбайтала (зона Центрального Памира).—В кн.:Материалы по геологии Памира, вып.1.—Душанбе: Дониш, 1963, с.257-263.

Буданов В.И. К вопросу о происхождении рапакиви Джамакского интрузива (Западный Памир).—Зап.Тадж.отд.ВМО, вып.2, 1964<sub>1</sub>, с.40-56.

Буданов В.И. Тектоническое размещение гранитоидных интрузий Памира (основные закономерности).—В кн.:Тектоника Памира и Тянь-Шаня.М.:Наука, 1964<sub>2</sub>, с.24-36.

Буданов В.И., Месхи А.М., Проскурко А.И., Державец И.М. К геологии интрузий восточной части Памира.—Зап.Тадж.Отд.ВМО, т.104, вып.1, 1959, с.131-138.

Буданов В.И., Месхи А.М., Волков В.Н., Кириллов С.П. Об эпохах гранитоидного магматизма Памира и Дарваза.—ДАН СССР, т.136, № 3, 1961, с.660-662.

Буданов В.И., Чернер Э.С., Соколов В.А. О протрузивной природе Баляндкиикского массива.—Докл.АН Тадж.ССР, т.21, № 4, 1978, с.45-50.

Буданова К.Т. Даршайский гипербазитовый комплекс (Юго-Западный Памир).—Изв.АН ТаджССР, Отд.физ.—мат.и геол.—хим.наук, 1(51), 1974, с.80-85.

Буданова К.Т., Буданов В.И. Магматические формации Юго-Западного Памира.—Душанбе: Дониш, 1983.— 276 с.

Буртман В.С., Гурарий Г.З. О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня (по палеомагнитным данным).—Геотектоника, № 2, 1973, с.62-68.

Васильковский Н.П. О связи складкообразования с магмати-

ческой деятельностью.—Бюл.МОИП, отд. геол., т.23, вып.4, 1948, с.3-10.

Велинский В.В., Пинус Г.В. Об эволюции химического состава вещества верхней мантии.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии.—М.: Наука, 1969, с.173-182.

Винниченко Г.П. К вопросу тектоники бассейна р.Козынды (Восточный Памир).—Докл.АН ТаджССР, т.14, № 8, 1971, с.46-50.

Винниченко Г.П. О возрасте Кударинского интрузива (Центральный Памир).—Докл.АН ТаджССР, т.15, № 6, 1972, с.44-47.

Винниченко Г.П. К проблеме горизонтальных движений в районе Центрального Памира.—Бюл.МОИП, отд. геол., т.48, вып.4, 1973<sub>1</sub>, с.16-27.

Винниченко Г.П. Древние элювиально-обломочные отложения Юго-Западного Памира.—Докл.АН ТаджССР, т.16, № 9, 1973<sub>2</sub>, с.51-54.

Винниченко Г.П. Стратиграфическое положение вулканогенных толд бассейна р.Кызылрабат (Юго-Восточный Памир).—Докл.АН ТаджССР, т.17, № 12, 1974, с.37-40.

Винниченко Г.П. К вопросу о возрасте Памиро-Шугнанского интрузива (Юго-Западный Памир).—Докл.АН ТаджССР, т.18, № 8, 1975, с.38-40.

Винниченко Г.П. Тектоническая зональность и проблема сдвигов Юго-Восточного Памира.—Бюл.МОИП, отд. геол., т.53, вып.2, 1978<sub>1</sub>, с.23-39.

Винниченко Г.П. Новые данные по стратиграфии пермских отложений Каракульского района (Северный Памир).—Изв.АН ТаджССР, Отд. физ. мат. и геол.-хим. наук, 2(68), 1978<sub>2</sub>, с.55-61.

Винниченко Г.П. Геологические данные о возрасте гранитоидов Южно-Аличурского хребта (Южный Памир).—Докл.АН ТаджССР, т.21, № 1, 1978<sub>3</sub>, с.42-47.

Винниченко Г.П. Возраст музкольского комплекса (Восточный Памир) в свете новых данных.—Изв.АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 3(69), 1978<sub>4</sub>, с.102-106.

Винниченко Г.П. Тектоника Центрального Памира.—Душанба: Дониш, 1979, - 177 с.

Винниченко Г.П. Важнейшие особенности тектоники и проблема возраста интрузивных пород Центрального Памира.—В кн.: Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии.—Фрунзе: Илим, 1981, с.122-126.

Винниченко Г.П., Кухтиков М.М. О возрасте музкольского метаморфического комплекса на Восточном Памире. — Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-хим. и геол. наук, 3(33), 1969<sub>I</sub>, с. 60–72.

Винниченко Г.П., Кухтиков М.М. О твердой коре выветривания на Восточном Памире. — Докл. АН ТаджССР, т. 12, № 2, 1969<sub>2</sub>, с. 55–57.

Винниченко Г.П., Кухтиков М.М. Схема стратиграфии верхне-триасовых отложений Центрального Памира. — Докл. АН ТаджССР, т. 16, № 2, 1973<sub>I</sub>, с. 48–51.

Винниченко Г.П., Кухтиков М.М. Стратиграфическое положение вулканогенно-обломочных толщ бассейна р. Бартанг. — Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 4(50), 1973<sub>2</sub>, с. 74–80.

Винниченко Г.П., Кухтиков М.М. Новые данные о возрасте палеозойских толщ правобережья р. Ванч. — Докл. АН ТаджССР, т. 17, № 2, 1974, с. 45–47.

Винниченко Г.П., Кухтиков М.М. Тектоническая зональность Юго-Западного Памира в киммерийско-альпийской структуре. — Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 4(58), 1975, с. 47–58.

Винниченко Г.П., Кухтиков М.М. Новые данные о третичных континентальных отложениях Юго-Западного Памира. — Бюл. МОИП, отд. геол., т. 54, вып. 1, 1979, с. 63–71.

Виноградов П.Д. Памир. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. М.: Госгеолтехиздат, с. 175–181.

Вихерт А.В., Лебедева Н.Б., Башилов В.И. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. — М.: Недра, 1966, — 187 с.

Власов Н.Г. Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза. — В кн.: Геология Средней Азии, посвящ. памяти Н.М. Синицына. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1961, с. 82–109.

Власов Н.Г. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии. — В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1969, с. 82–96.

Власов Н.Г., Тарасенко А.Т. Сопоставление доюрской истории развития Южного Гиссара и Северного Памира. — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. — Л.: Недра, 1970, с. 107–128.

Власов Н.Г., Гниловской Г.В. Древнейшие метаморфические образования Северного Памира. — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. — Л.: Недра, 1970, с. 84–106.

Волин А.В. Гравитационная сущность веерообразных структур. —

Сов.геология, № 2, 1963, с.34-44.

Волков В.Н. О происхождении пород Курговладского гранитоидного массива.-Докл.АН ТаджССР, т.И, № 2, 1959, с.21-26.

Волков В.Н., Негрей Е.В. Строеие плутона Раумид и проблема становления гранитных интрузивов.-Сов.геология, № 3, 1974, с.47-60.

Вологдин А.Г. Вахио-и-Боло (Южный Дарваз и хр.Петра Великого). В кн.: ТКЭ 1932г.-Л.: Госхимтехиздат, 1933, с.289-323.

Вонгаз Л.Б. Некоторые закономерности развития подвижного пояса Средней и Высокой Азии.-Изв.АН СССР, сер.геол. № 4, 1963, с.8-23.

Вонгаз Л.Б., Коган А.Б. Некоторые особенности тектоники Таджикской депрессии в связи с нефтегазоносностью.- В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня.-М.: Наука, 1964, с.110-123.

Воскопянец Г.С. К стратиграфии юрских отложений Центральной структурно-фациальной зоны Памира.-Докл.АН ТаджССР, т.5, № 2, 1962, с.33-37.

Воскопянец Г.С., Пыжьянов И.В. К вопросу о возрасте и строеии сарезской смиты Центрального Памира.-Докл.АН ТаджССР, т.15, № 4, 1972, с.42-45.

Вялов О.С. Мезозойская (тихоокеанская) складчатость в Азии.- Тр.ХУП сессии Международного геологического конгресса, 1937, т.2.-М., 1939, с.579-587.

Вялов О.С. О взаимоотношении Памира и Алая.-Изв.Тадж.Фил. АН СССР, № 2, 1943, с.163-170.

Вялов О.С. Пограничные глубинные разломы и развитие Предкарпатского прогиба.- Tectonic problems of the Alpine System. Bratislava, 1975.

Гансер А. Геологическая и тектоническая история Гималаев.- Сов.геология, № 10, 1965, с.67-79.

Геологическая карта Средней Азии и прилегающих территорий м-б 1:500000.- М.:ГУГК МК СССР, 1964.

Геология и полезные ископаемые Афганистана. Геология. Кн.1.-М.:Недра, 1980, - 535 с.

Герасимов А.П., Ренгартен В.П. Южные складчатые цепи Советского Союза и альпийская система.- В кн.: Докл. в ЦНИГРИ.-М.:ОНТИ, Горгеонефтеиздат, 1934, с.40-47.

Глебовицкий В.А. Термодинамический режим метаморфизма и



его соотношение с тектоническими движениями в раннем докембрии.—В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия.—Л.: Наука, 1977, с.36-45.

Гогель Ж. Основы тектоники.— М.: Мир, 1970. — 440 с.

Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование.—М.: Недра, 1979.— 246с.

Горлов Н.Б. Гранито-гнейсовые купола раннего докембрия.—Изв.АН СССР, сер.геол., № 12, 1972, с.61-76.

Горлов Н.В. О "тоналитовом" слое континентальной коры.—В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия.—Л.: Наука, 1977, с.58-63.

Григорьев А.В. К нижнемезозойской истории Памиро-Алайской тектонической зоны.—Тр.ВАГТ, вып.4, 1958, с.47-58.

Грунт Т.А., Дмитриев В.Ю. Пермские брахиоподы Юго-Востоchno-го Памира.—Тр.ПИН АН СССР, т.136, 1973, с.3-211.

Губин И.Е. Геологическая граница между Памиром и Алаем.—М.: Госгеолиздат, 1940. — 45 с.

Губин И.Е. Памир и сопредельные страны (схема тектонического районирования юга Средней Азии).—Изв. Тадж.фил.АН СССР, № 2, 1943, с.101-117.

Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность).—М.: Изд-во АН СССР, 1960.— 464 с.

Гусев И.А. Новые данные о возрасте чечиктинских конгломератов.—Докл.АН ТаджССР, т.16, № 7, 1973, с.53-56.

Гусев И.А. О характере структур в зоне Музкольского надвига (Восточный Памир).—Докл.АН ТаджССР, т.18, № 10, 1975, с.42-45.

Гусев И.А., Дронов В.И., Пенькова А.М. Новые данные о красноцветных отложениях долин рек Аксу, Восточный и Западный Пшарты (Восточный Памир).—Докл.АН ТаджССР, т.15, № 7, 1972, с.45-49.

Гушин Б.М. Каменноугольно-пермские отложения Юго-Восточного Памира.—Изв.АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 2(32), 1969, с.72-91.

Давыдов В.И. О находке флоры в иолихарской свите на Юго-Западном Дарвазе.—Докл.АН ТаджССР, т.19, № 12, 1976, с.42-44.

Давыдченко А.Г. К тектонике Юго-Западного Памира.—В кн.: Материалы по геологии Памира, вып.2.—Душанбе: Дониш, 1964, с.101-112.

Дезио А. Каракорум.- В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса.-М.:Мир,1977, с.313-325.

Деникаев Ш.Ш. К тектонике области стыка Юго-Западного и Юго-Восточного Памира.- В кн.: Тектоника юго-востока Средней Азии.-Душанбе: Дониш, 1972<sub>1</sub>, с.103-112.

Деникаев Ш.Ш. К тектонике верховьев рек Бартанг и Язгулем.- В кн.: Тектоника юго-востока Средней Азии.-Душанбе: Дониш, 1972<sub>2</sub>, с.95-102.

Деникаев Ш.Ш.,Феокистов В.П.,Пыжьянов И.В.,Россовский Л.Н. Схема тектонического районирования Восточного Афганистана.- Докл.АН ТаджССР,т.18,№ 9,1975, с.42-45.

Дингельштедт Н.Н. О геологии и рудообразовании Сауксайского золотоносного района на Северном Памире.-Тр.ТКЭ,вып.1 (Работы по золоту).- М.:Изд-во АН СССР,1934, с.83-121.

Дингельштедт Н.Н. Геологический очерк Северо-Каракульского района на Восточном Памире.-Тр.ТПЭ,в.33,Л.,1936, с.3-87.

Дмитриев Э.А. Основные закономерности размещения щелочных пород в центральной части Сарыкольского хребта на Восточном Памире. - В кн.: Материалы по геологии Памира,вып.2.-Душанбе: Дониш, 1964, с.286-291.

Дмитриев Э.А.,Минаев В.Е. Схема магматизма восточной части зоны Центрального Памира.-Докл.АН ТаджССР,т.13,№ 2,1972, с.47-51.

Довжиков А.Е. Глубинные и краевые разломы, критерии их выделения и пути классификации.- В кн.: Геологическое строение СССР.-М.:Недра,1969, с.157-178.

Довжиков А.Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня.-М.: Недра,1976.- 171 с.

Дронов В.И. О трансгрессивном залегании известняков верхнего мела в пределах Центрального Памира.- Докл.АН ТаджССР,т.5, № 2,1962, с.30-32.

Дронов В.И. О кембрийских отложениях в Центральном Памире.- Докл.АН ТаджССР,т.6,№ 3,1963<sub>1</sub>, с.30-35.

Дронов В.И. Бартангский комплекс.-Сов.геология,№ 3, 1963<sub>2</sub>, с.142-146.

Дронов В.И. Рушанский комплекса.-В кн.:Материалы по геологии Памира,вып.1.-Душанбе:Дониш,1963<sub>3</sub>, с.38-53.

Дронов В.И. Структурно-фациальные подзоны Центрального и

Юго-Восточного Памира.—В кн.:Тектоника Памира и Тянь-Шаня.—  
М.: Наука, 1964, с.14-24.

Дронов В.И., Левен Э.Я., Мельник Г.Г., Пашков Б.Р. К стратиграфии ордовикских отложений Памира.—Сов.геология, № 10, 1960, с.133-136.

Дронов В.И., Левен Э.Я. К вопросу о геологии Юго-Восточного Памира.—Сов.геология, № 11, 1961, с.9-21.

Дронов В.И., Андреева Т.Ф., Кушлин Б.К. Стратиграфия и история развития Центрального и Юго-Восточного Памира в мезозое.—В кн.:Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных биогеографических провинций.—М.:Недра, 1964, с.150-162.

Дуткевич Г.А. Геологические исследования в Шоркуль-Минхаджирском районе на Восточном Памире в 1933 г.—В кн.:К геологии Восточного Памира.Тр.ТПЭ, вып.36.—Л.:ОНТИ-Химтеорет, 1935, с.3-79.

Дуткевич Г.А. Основные черты строения верхнепалеозойских отложений Восточного Памира.—В кн.:Научные итоги ТПЭ.М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1936, с.87-169.

Дуткевич Г.А., Калмыкова М.А. Восточная часть хребта Базардара (геология и геоморфология).—Тр.ТПЭ, вып.48, 1936, с.3-66.

Дуткевич Г.А., Калмыкова М.А. Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя Северного Памира и Дарваза.—В кн.:ТПЭ 1935.—М.;Л.:Изд-во АН СССР, 1937, с.809-830.

Дюфур М.С. Геологическое развитие Центрального Памира.—Вестник ЛГУ, № 6, сер.геол.и геогр., вып.1, 1962, с.24-35.

Дюфур М.С. О возрасте метаморфических образований в складчатых областях.—В кн.:Материалы по геологии Памира, вып.2.—Дониш: Душанбе, 1964, с.214-244.

Дюфур М.С. Основные черты тектоники Центрального Памира.—Геотектоника, № 3, 1972, с.75-86.

Дюфур М.С., Попова В.А., Кривец Т.Н. Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира.—Л.:Изд-во ЛГУ, 1970,— 127 с.

Ермаков Н.П. Геология и полиметаллические проявления Западного Дарваза.—Итоги Среднеаз.экспед.за 1937 г.—М.:Изд-во АН СССР, 1940, с.41-52.

Заборонская Н.Б., Марков М.С. О мелких дислокациях в метаморфических толщах и их соотношении с крупными структурами.—В кн.:Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой.—

М.: Изд-во АН СССР, 1963, с.86-122.

Зайцев Ю.А. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане.- В кн.: Орогенические пояса.- М.:Наука,1968, с.108-116.

Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А. Необративый характер гранитоидного магматизма (на примере Бурятского Забайкалья).- Геология и геофизика, № 10, 1978, с.3-13.

Занин М.В. Стратиграфическое положение свиты чечиктинских конгломератов (Вост.Памир).-Сов.геология № 34,1948, с.90-93.

Захаров С.А. Стратоструктуры мезо-кайнозой Таджикской депрессии.- Душанбе: Изд-во АН ТаджССР,1958. - 229 с.

Захаров С.А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза.-Душанбе: Дониш, 1970. - 307 с.

Захаров С.А. Генезис покровной складчатости.-Душанбе: Дониш, 1979.- 167 с.

Земная кора и верхняя мантия Средней Азии.- М.:Наука, 1977.- 211 с.

Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложении к Центрально-Азиатскому складчатому поясу.-М.:Недра,1972.-240с.

Зотов И.А. Некоторые особенности магматизма и метаморфизма кристаллического комплекса Юго-Западного Памира.-Автореф.канд. дис.,М.,1968,- 30 с.

Иванов С.Н.,Перфильев А.С.,Нечеухин В.М. Новые принципы составления региональных тектонических карт на примере Урала.- ДАН СССР, т.221, № 2, 1975, с. 161-163.

Идрисова Л.В. Новые данные о взаимоотношении гранитов башгумбеского и памиро-шугнанского комплексов (Памир).-Докл.АН ТаджССР, т.16, № 10,1973, с.48-51.

Ионин Н.В. Хребт Базардара (Центральный Памир).-В кн.:ТКЭ 1932 г.-Л.:Госхимтехиздат,1933, с.139-149.

Казаков И.Н. О принципах составления средне- и крупномасштабных тектонических карт.- В кн.: Тектоника Сибири, т.5.-М.: Наука, 1972, с.24-30.

Казымин Ю.Б.,Козлов В.В.,Соловьева М.Н. О среднекаменноугольных отложениях в Заалайском хребте.-ДАН СССР, т.120, № 1, 1958, с.166-167.

Калышкова М.А. О биостратиграфическом разделении морских

верхнепалеозойских отложений Дарваза.-ДАН СССР, т.127, № 2, 1959, с.411-414.

Карапетов С.С. Палеозой Центрального Памира (стратиграфия и палеогеография).-Автореф.канд.дис., Л., 1965.- 14 с.

Карапетов С.С., Воскоянц Г.С. Палеогеновые отложения Восточного Памира.-Докл.АН ТаджССР, т.5, № 3, 1962, с.25-29.

Карапетов С.С., Сонин И.И., Хаин В.Е. О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента Альпийского складчатого пояса Евразии.-Вестн.МГУ, геол., № 3, 1975, с.38-46.

Карякин А.П. Контактные ореолы габбро-перидотитовых интрузий Северного Памира.-Докл.АН ТаджССР, т.22, № 2, 1979<sub>1</sub>, с.125-127.

Карякин А.П. Метабазиты висхарьского дайкового комплекса (Дарваз).-Докл.АН ТаджССР, т.22, № 3, 1979<sub>2</sub>, с.190-193.

Кафарский А.Х. Стратиграфия нижнесилурийских отложений хребта Петра I.- В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. I. Душанбе: Дониш, 1963, с.4-8.

Кафарский А.Х., Пыжьянов И.В. К вопросу о расчленении "мынтекинской свиты" Северного Памира.- В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. I.-Душанбе: Дониш, 1963, с.53-64.

Ким А.Н., Стеблова В.М. Жерловые и субвулканические образования Джарф-Обизанкинской тектонической подзоны Северного Памира.-Изв.АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 3(69), 1978, с.53-59.

Кириллова И.В. Увеличение объема горных пород - одна из возможных причин тектонических деформаций.-Изв.АН СССР, сер. геол., № I, 1963, с.93-101.

Киселев В.В., Королев В.Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана.-Фрунзе: Илим, 1972.- 78 с.

Клунников С.И. Распространение третичных континентальных толщ на Южном Памире.-М.; Л.: ОНТИ-Госхимтехиздат, 1934, с.3-13.

Клунников С.И. Метаморфические толщи Южного Памира.- В кн.: ТПЭ 1934 г.- М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1935, с.423-436.

Клунников С.И. Юго-Западный Памир (Хорогский район).- В кн.: ТПЭ 1935 г.-М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937, с.887-900.

Клунников С.И., Недзвецкий А.П., Виноградов П.Д. Геологическое строение Юго-Восточного Памира.-Тр. ТПЭ вып. 64, Л.; Изд-во АН СССР, 1936.- 58 с.

- Клунников С.И., Попов В.И. Метаморфические толщи Юго-Западного Памира.-Тр.ТНЗ вып.69.-М.;Л.:Изд-во АН СССР,1936,-101с.
- Кнауф В.И. Тектоническое районирование Северной Киргизии.-Геотектоника, № 5,1966, с.48-57.
- Козлов В.В. О блоковом строении Памиро-Алайской зоны глубинных разломов.-Геол.сб.Львовск.геол. об-ва, № 9,1965, с.145-150.
- Копылов А.Л. О дайковых формациях междуречья Гунт-Токузбулак (Памир).-Докл.АН ТаджССР, т.21, № 10,1978, с.32-35.
- Косыгин Ю.А. Тектоника.-М.: Недра,<sup>1962</sup> 16 с.
- Косыгин Ю.А. О принципах тектонического районирования.- В кн.: Тектоника Сибири, т.5, М.:Наука,1972, с.7-10.
- Косыгин Ю.А., Забродин В.Ю., Коноваленко А.А. и др. Понятие "глубинный разлом" и проблемы систематики глубинных разломов.- Геотектоника, № 3,1977, с.106-112.
- Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М. Некоторые проблемы тектоники докембрия континентов.- В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия.-Л.: Наука,1977, с.16-28.
- Косыгин Ю.А., Дулындышев В.А. Введение в тектоническую картографию.-М.:Недра,1981.- 271 с.
- Косыгин Ю.А., Семенов Д.Ф. Офиолиты и концепция первичной океанической коры.ДАН СССР, т.266, № 2,1982, с.427-429.
- Красный Л.И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Л.,1960.
- Красный Л.И. Проблемы тектонической систематики.М.:Недра, 1972,- 151 с.
- Крейденов Г.П., Распопин В.А. К вопросу о возрасте красноцветных толщ Северного и Центрального Памира.-ДАН СССР, т.189, № 4,1969, с.823-826
- Крейденов Г.П., Лучников В.С., Распопин В.А. Новые данные о юрских отложениях Западного Памира.ДАН СССР, т.193, № 3, 1970, с.663-665.
- Крестников В.Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии.-М.:Изд-во АН СССР,1962.- 179с.
- Крестников В.Н., Нерсесов И.Л. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича.- Сов.геология, № II,1962. с.36-39.

Крестников В.Н., Нерсесов И.Л., Штанге Д.В. Четвертичная тектоника и глубинное строение Памира и Тянь-Шаня.-Сов.геология, № 2, 1980, с.78-96.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций.-М.: Недра, 1964.- 387 с.

Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.-Геология и геофизика, № 10, 1967, с.108-121.

Кулжинская-Воронец Н.С. О присутствии *Spiticeras* на Памире.-Тр.ТПЭ вып.22.- Л.: Изд-во АН СССР, 1935, с.137-141.

Кухтиков М.М. О так называемой геологической границе между Памиром и Алаем-Тянь-Шанем.-Уч.зап.ТГУ, т.6, тр.фак-та естеств.наук, вып.1, 1955, с.5-12.

Кухтиков М.М. Краевые разломы Памира и Дарваза.-Уч.зап. Тадж.ун-та, № 12, 1956, с.3-16.

Кухтиков М.М. К вопросу методики определения возраста тектонической структуры.-Тр.ин-та геологии АН Тадж.ССР, вып.2, 1957, с.25-46.

Кухтиков М.М. Тектоническое районирование Памира в альпийской структуре.- Уч.зап.ТГУ, т.27, тр.фак-та естеств.наук, вып.3, 1958, с.99-103.

Кухтиков М.М. О методике составления тектонических карт складчатых областей.-Тр.ин-та геологии АН ТаджССР, т.4, 1961, с.99-112.

Кухтиков М.М. О структурных ярусах складчатых комплексов геосинклинальных областей.-Бюл.МОИП, отд.геол., т.43, вып.5, 1968<sub>1</sub>, с.39-46.

Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое.-Душанбе: Дониш, 1968<sub>2</sub>, - 298 с.

Кухтиков М.М. Соотношение интрузивных комплексов гранитоидов с фазами тектонических движений (на примере Гиссаро-Алая). Изв.АН СССР, сер.геол., № 6, 1971, с.48-55.

Кухтиков М.М. Меязональные краевые разломы Южного Гиссара и проблема строения фундамента западной части Таджикской депрессии.- В кн.: Тектоника юго-востока Средней Азии.-Душанбе: Дониш, 1972, с.31-54.

Кухтиков М.М. Характер дислокации поверхностей углового несогласия в складчатых комплексах геосинклинальных областей

(на примере Памира).—Бюл.МОИП,отд.геол.,т.48,вып.І,1973, с.3-12.

Кухтиков М.М. Взаимоотношение Памира и Альпийского складчатого пояса.—Докл.АН ТаджССР,т.20,№ 10,1977, с.40-44.

Кухтиков М.М. О шарьяжах Памира (к проблеме приоритета горизонтальных или вертикальных тектонических движений).—Бюл.МОИП,отд.геол.,т.56,вып.І,1981, с.3-15.

Кухтиков М.М. О возрасте метаморфических толщ Юго-Западного Памира.—Изв.АН ТаджССР,Отд.физ.-мат.,хим.и геол.наук, 3(89),1983, с.38-47.

Кухтиков М.М.,Винниченко Г.П. Об "Акбайтальской зоне разломов" (Памир).—Бюл.МОИП, отд.геол.,т.45,вып.І,1970. с.31-37.

Кухтиков М.М.,Винниченко Г.П.,Черенков И.Н. Новые данные по тектонике Центрального Памира.—Бюл.МОИП, отд.геол.,т.46, вып.І,1971, с.41-49.

Кухтиков М.М.,Винниченко Г.П. Стратиграфическое положение красноцветных толщ Центрального Памира.—Докл.АН ТаджССР,т.13, № 5,1971, с.31-34.

Кухтиков М.М.,Винниченко Г.П. Возраст Памиро-Шугнанского интрузива (Юго-Западный Памир) по геологическим данным.—Докл. АН ТаджССР,т.16,№ 5,1973, с.52-54.

Кухтиков М.М.,Винниченко Г.П. Схема стратиграфии среднепалеозойских отложений Дарваза.—Докл.АН ТаджССР,т.17,№ 5, 1974. с.52-54.

Кухтиков М.М.,Винниченко Г.П. Дробак-Рабатский разлом (Дарваз).— Докл. АН ТаджССР,т.18,№ 6, 1975<sub>1</sub>, с.40-43.

Кухтиков М.М.,Винниченко Г.П. Гунт-Аличурский разлом (Южный Памир).—Сов.геология,№ 8,1975<sub>2</sub>, с.144-148.

Кухтиков М.М.,Винниченко Г.П. Краевые долгоживущие разломы Памира.—Душанбе: Дониш,1977.— 167 с.

Кухтиков М.М.,Винниченко Г.П. Палеозойская тектоническая зональность Памира.—Сов.геология,№ 12, 1979, с.56-68.

Кухтиков М.М.,Винниченко Г.П.,Черенков И.Н. Олистоостромые складчатых областей Памира и Гиссаро-Алая.—В кн.: Закономерности тектонической структуры Средней Азии.—Душанбе:Дониш,1981, с.31-33.

Кухтиков М.М.,Винниченко Г.П. Докембрийские комплексы складчатой области Памира.—В кн.: Докембрий в фанерозойских



складчатых областях.-Д.: Наука,1982. с.172-178.

Кухтиков М.М.,Черенков И.Н.,Винниченко Г.П. Олигостромы и проблема возраста вулканогенно-осадочных толщ Юго-Западного Дарваза.-В кн.: Геология и геофизика Таджикистана № 1.-Душанбе; Дониш,1985, с.108-116.

Кушлин Б.К. Стратиграфия триасовых отложений Центрального Памира.- В кн.: Материалы по геологии Памира, вып.1.-Душанбе: Дониш,1963, с.65-88.

Кушлин Б.К. О возрасте Рушанско-Пшартского комплекса.- В кн.: Материалы по геологии Памира, вып.2.-Душанбе: Дониш, 1964, с.78-83.

Лаврусевич В.И.,Лаврусевич А.И.,Салтовская В.Д. Докаменно-угольные палеозойские отложения Дарваза.-Сов.геология,№ 8, 1981, с.58-65.

Левен Э.Я. К стратиграфии метаморфических толщ Северного Памира.- Изв.ВУЗ, геология и разведка, № 11, 1960, с.33-40.

Левен Э.Я. О возрасте метаморфических толщ Центрального Памира.-В кн.: Материалы по геологии Памира, вып.1.-Душанбе: Дониш,1963, с.89-123.

Левен Э.Я. Стратиграфия и фузулиниды пермских отложений Памира.- М.: Наука,1967.- 224 с.

Левен Э.Я. Новые данные о пермских отложениях Дарваза.- Изв.АН СССР, сер.геол.№ 11,1971, с.104-111.

Левен Э.Я. Ярусная шкала пермских отложений Тетиса.-Бюл. МОИП, отд.геол., т.49, вып.1,1974, с.37-64.

Левен Э.Я.,Романько Е.Ф. О палеогеновых отложениях на Памире.-ДАН СССР, т.134, № 3,1960, с.647-649.

Левен Э.Я.,Шербович С.Ф. Фузулиниды и стратиграфия асельского яруса Дарваза.- М.:Наука,1978.- 163 с.

Левен Э.Я.,Давыдов В.И. Новые данные по стратиграфии пермских красноцветных толщ Юго-Западного Дарваза.-Изв.вузов, геология и разведка, № 8,1979, с.13-20.

Лемуан М. По поводу сообщений профессора Гертнера и профессоров А.А.Богданова, П.Д.Гамкрелидзе,М.В.Муретова,В.Е.Хаина.- Геотектоника, № 2,1966, с.34-36.

Леонов Г.П.,Логинова Г.А.,Панов Д.И. Основные области и зоны осадконакопления в пределах Ближне-Средневозточной части Альпийского пояса Евразии в юрское, меловое и палеогеновое вре-

мя.-Вестн.МГУ, геол., № 2, 1974, с.32-47.

Леонов М.Г. Олиостромы и их генезис.-Геотектоника, № 5, 1978, с.18-33.

Леонов Н.Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны.- М.:Изд-во АН СССР, 1961.- 157 с.

Леонов Ю.Г. Роль мезозойского тектогенеза в развитии Кавказско-Каракорумской части Альпийско-Гималайского пояса.- В кн.: Мезозойский тектогенез.-Магадач, 1971. с.124-130.

Леонов Ю.Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез.- Геотектоника, № 1, 1972, с.3-14.

Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза.- М.:Недра, 1976.- 193 с.

Литосфера Тянь-Шаня и Памира.-Ташкент:Фан, 1982.-246с.

Литневский Э.Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования.- Геотектоника, № 3, 1965, с.77-84.

Лукк А.А., Винник Л.П. Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира.-Геотектоника, № 5, 1975, с.73-81.

Лукьянов А.В., Щербá И.Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднемаштабных структурных карт складчатых областей.-В кн.:Тектоника Сибири, т.5.-М.:Наука, 1972, с.15-23.

Лутков В.С. Оловоносные гранитоидные формации Северного Памира.- Сов.геология, № 6, 1968, с.36-48.

Лутков В.С. Гранитоидный магматизм как индикатор состава земной коры Памира и Южного Тянь-Шаня.-Сов.геология, № II, 1982, с.103-113.

Лутц Б.Г. Эволюция термического режима континентальной коры в докембрии и раннем палеозое.-Бюл.МОИП, отд.геол., т.50, вып.3, 1975, с.16-27.

Мазарович А.Н. Основы геологии СССР.-М.; Л.:ОНТИ, 1938.- 544 с.

Мазарович А.Н. О ритме в истории Земли.-Бюл.МОИП, отд.геол., т.18, вып.5-6, 1940, с.11-47.

Мазарович О.А. Тектонические условия формирования моласс.- Геотектоника, № 1, 1972, с.29-41.

Макарычев Г.И. Геосинклиальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане.-М.:Наука, 1978.-196 с.

Макарычев Г.И., Пазилова В.И. Связь магматизма с тектони-

кой на примере формирования структуры Каратау (Южный Казахстан).—Тр.ГИН АН СССР, вып.93, 1963, с.123-176.

Марков М.С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (Канадский щит).—В кн.:Геология и петрология докембрия.Общие и региональные проблемы.— М.:Изд-во АН СССР,1962, с.70-76.

Марковский А.П. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня.— В кн.: Научные итоги ТПЭ.— М.:Изд-во АН СССР,1936, с.219-273.

Марушкин И.А. О зоне глубинного разлома на границе Южного Тянь-Шаня и Памира в палеозойскую эру.—Геол.об-ва, № 9,1965, с.130-142.

Масленников В.А. Докембрийская кристаллическая толща Юго-Западного Памира.— Тр.Лаборатории геологии докембрия, вып.5, 1955, с.189-254.

Материков М.П.,Павловский А.Б. Средняя Азия — район промышленного оловянного оруденения.—Разведка и охрана недр, № 7, 1970, с.1-5.

Мельник Г.Г. Тектоника Рангуль-Аксуевского района (Восточный Памир).— В кн.: Материалы по геологии Памира, вып.1.—Душанбе: Дониш,1963, с.163-179.

Месхи А.М. Магматические комплексы Юго-Восточного Памира.— В кн.: Материалы по геологии Памира, вып.2.—Душанбе:Дониш,1964, с.195-213.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов.— М.:Недра,1976.— 279 с.

Милановский Е.Е.,Хаин В.Е. Основные черты тектонического развития альпийского Средиземноморско-Индонезийского пояса.— В кн.: Орогенические пояса.—М.:Наука,1968, с.176-183.

Мирчик Г.Ф. Основные закономерности земного лика.— Бюл. ИОМП, отд.геол., т.18, вып.3-4,1940, с.53-67.

Михайлов А.Е. Кольцевые структуры земной коры, их значение для геологии и методы изучения.— Изв.вузов, геодезия и картография, № 1,1982, с.55-59.

Могаровский В.В. Геохимическая зональность Памиро-Шугнанского гранитоидного плутона (Южный Памир).—Докл.АН ТаджССР, т.16, № 2,1973, с.51-55.

Моисеев Ф.С. Взаимосвязь глубинного и приповерхностного строения земной коры.—Новосибирск: Наука,1971.— 87 с.

Моралев В.М., Перфильев Ю.С. Альпийско-Гималайский складчатый пояс.- В кн.: Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии.- Новосибирск: Наука, 1978, с.224-251.

Москвин А.В. Геологический очерк северо-восточных склонов хребта Петра I.- Тр.ТНЭ вып.33.- Л.: Изд-во АН СССР, 1936, -IIзс.

Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии.- М.: Наука, 1975.- 318 с.

Муратов М.В. Типы геосинклинальных прогибов в Альпийской складчатой области, их взаимоотношение и историческое развитие.- Тр.ГИН АН СССР, вып.92, 1963, с.130-146.

Муратов М.В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии.- Геотектоника, № 6, 1965, с.3-18.

Муратов М.В. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем.- В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма.- М.: Наука, 1969<sub>1</sub>, с.78-103.

Муратов М.В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса.- Геотектоника, № 2, 1969<sub>2</sub>, с.3-21.

Муратов М.В., Архипов И.В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых сооружений юго-западной и центральной Азии.- Бюл.МОИП, отд.геол., т.34, вып.4, 1961, с.97-121.

Муратов М.В., Пуцаровский Ю.М., Колчанов В.П. Развитие тектонической картографии в СССР.- Геотектоника, № 6, 1972, с.5-17.

Мущкетов Д.И. Основные идеи в тектонике Средней Азии.- В кн.: Труды III Всесоюзного съезда геологов 20-26 сентября 1928 г.- Ташкент: Изд-во Среднеазиатского отделения Геол.комитета, 1929, с.45-51.

Наливкин Д.В. Предварительный отчет о поездке летом 1915 года в Горную Бухару и на Западный Памир.- Изв.Императ. русск.географ.об-ва, т.52, вып.3, 1916, с.203-237.

Наливкин Д.В. Обзор геологии Памира и Бадахшана.- Тр.ВГРО, т.2, вып.182.- М.: Л., 1932, с.46-72.

Наливкин Д.В. Тектоника Памира.- Тр.ХУП сессии МГК, т.2, М., 1939, с. 473-479.

Нарикпев В.В. О выделении интрузий минтекинского комплекса в Юго-Западном Дарвазе.- Докл.АН ТаджССР, т.21, № II, 1978, с.43-46.

Нарижнев В.В., Стеблова В.М., Давидзон Р.С. Об эффузивной природе и возрасте ультраосновных пород Северного Памира. - Сов. геология, № 4, 1977, с. 152-155.

Нарижнев В.В., Стеблова В.М. Первые сведения о расчлененной интрузии перидотит-анортозит-габбрового состава на Памире. - Сов. геология, № 1, 1979, с. 85-90.

Никонов А.А., Меньшиков Ю.П. Первая находка позднеплиоценовых кварцевых жил на Памире. - ДАН СССР, т. 242, № 5, 1978, с. 1159-1161.

Николаев В.А. Петрология Памира. - В кн.: ТКЭ 1932 г. М.; Л.: Госхимтехиздат, 1933, с. 116-133.

Николаев В.А. Геологическое строение северного склона Аличурского хребта. - В кн.: ТПВ 1933 г. - М.; Л.: ОНТИ, Госхимтехиздат, 1934, с. 375-384.

Николаев В.А. Очерк магматической геологии Памира и Дарваза. - В кн.: Научные итоги ТПЭ. - М.: Изд-во АН СССР, 1936, с. 329-387.

Николаев Н.И. О новом тектоническом этапе развития земной коры. - Бюл. МОИП, отд. геол., т. 27, вып. 3, 1952, с. 93-94.

Никитин И.К. Золотоносность Памира и Дарваза. - Тр. ТКЭ, вып. 1. Работы по золоту. - М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1934, с. 1-40.

Новиков В.П. Схема строения базардаринской серии Северо-Аличурского хребта (Юго-Восточный Памир). - Докл. АН ТаджССР, т. 19, № 3, 1976, с. 38-41.

Новиков В.П. Титаноносная вулканогенно-осадочная формация верхней перми Юго-Восточного Памира. - Автореф. канд. дис. М., 1979, 24 с.

Обзорная геологическая карта Средней Азии. - М.: ГУГК, 1969.

Обузн Е. Геосинклинали проблемы происхождения и развития. - М.: Мир, 1967. - 302 с.

Огнев В.Н., Белькова Л.Н. Развитие, строение и стражение в структурах палеозоя докембрийского фундамента Среднеазиатского складчатого пояса. - В кн.: Закономерности тектонической структуры Средней Азии. - Душанбе: Дониш, 1981, с. 35-37.

Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. - М.: Наука, 1979. - 235 с.

Основы тектоники Китая. - М.: Гостеолтехиздат, 1962. - 524 с.

Павлов А.М. К стратиграфии верхнего палеозоя Юго-Восточ-

ного Памира.-Зап.Ленингр.орд.Ленина и Трудового Красного Знамени горного ин-та им.Г.В.Плеханова, т.3, вып.2, 1967, с.69-85.

Павлова Т.Г. Гранито-гнейсовые купола и их развитие во времени.- Геотектоника, № 4, 1972, с.39-47.

Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.- В кн.: Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы.-М.:Изд-во АН СССР, 1962, с.77-108.

Павловский Е.В. Происхождение и развитие земной коры материков.- Геотектоника, № 6, 1975, с.3-14.

Паталаха Е.И. Законы и модель дислокационного процесса.- Изв.АН КазССР, сер.геол., № 5, 1978, с.15-22.

Паталаха Е.И. Шовная складчатость как одна из характерных форм дислокационного процесса.- Геология и геофизика, № 6, 1980, с.35-43.

Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники.-Алма-Ата: Наука, 1981. - 182 с.

Паталаха Е.И., Поляков А.И., Севрюгин Н.Н. Роль механического фактора в термическом режиме зон крупных разломов.-Геотектоника, № 4, 1978, с.79-90.

Паффенгольц К.Н., Шабалкин М.И. Геологический очерк бассейнов ледника Федченко и р.Таньмас.- В кн.: ТПЭ 1934 г.-М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1935, с.341-356.

Пашков Б.Р. О древнепалеозойских отложениях Центрального Памира.- Изв.вузов, геология и разведка, № 7, 1962, с.22-29.

Пашков Б.Р. О возрасте отложений зорабатской свиты в Центральном Памире.- В кн.: Материалы по геологии Памира, вып.2, Душанбе: Дониш, 1964<sub>1</sub>, с.38-43.

Пашков Б.Р. Стратиграфия, метаморфизм и некоторые черты тектоники музиольского комплекса метаморфических пород.-В кн.: Материалы по геологии Памира, вып.2.-Душанбе: Дониш, 1964<sub>2</sub>, с.4-37.

Пашков Б.Р. Основные особенности строения массивов древних метаморфических пород Афгано-Памирской области.-Геотектоника, № 5, 1975, с.81-96.

Пашков Б.Р. Сарезская свита восточной части Центрального Памира (карбон-частично верхний девон).-Вил.МОИП, отд.геол., т.53, вып.2, 1978, с.74-81.

Пашков Б.Р., Кушлин Б.К., Гусев И.А. О новом типе отложений девона в Центральном Памире.—Докл.АН ТаджССР, т.17, № 4, 1974, с.50-54.

Пашков Б.Р., Швольман В.А. Рифтогенные окраины Тетиса на Памире.—Геотектоника, № 6, 1979, с.42-57.

Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.—Изв.АН СССР, сер.геол. № 5, 1945, с.23-46.

Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Ст.1.—Изв.АН СССР, сер.геол., № 1, 1956<sub>1</sub>, с.90-105.

Пейве А.В. Связь осадконакопления, складчатости магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. Ст.2.—Изв.АН СССР, сер.геол., № 3, 1956<sub>2</sub>, с.57-71.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого.—Геотектоника, № 6, 1969, с.3-23.

Пейве А.В., Синицын В.М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.—Изв.АН СССР, сер.геол., № 4, 1950, с.52-81.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс.—ДАН СССР, т.193, № 3, 1971, с.657-659.

Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеужин В.М. и др. Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала).—М.:Наука, 1977.— 127 с.

Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая.—Душанбе: Дониш, 1978.— 343 с.

Петрушевский Б.А. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана.—Тр.ин-та геол.наук АН СССР, вып.8, сер.геол., № 3, 1940.— 68 с.

Петрушевский Б.А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань (история развития в мезозойское и кайнозойское время и вопросы сейсмичности).—М.:Изд-во АН СССР, 1955.— 328с.

Петрушевский Б.А. Некоторые особенности тектоники Памира.—Бюл.МОИП, отд.геол., т.34, вып.4, 1961, с.122-154.

Петрушевский Б.А. О некоторых принципиальных возражениях против идей мобилизма.—Бюл.МОИП, отд.геол., т.47, вып.5, 1972, с.125-138.

Пинус Г.В. Современное состояние проблемы генезиса гипербазитов.—В кн.:Проблемы петрологии гипербазитов складчатых

областей.-Новосибирск: Наука,1973, с.4-14.

Попов В.И. Южные склоны Дарвазского хребта.- В кн.: ТЖ 1932 г.- М.;Д.:Госхимтехиздат,1933, с.323-347.

Попов В.И. О древнейших метаморфических толщах Памира и Дарваза.-Тр.ТНЭ, вып.17, М.:ОНИ, Химтеорет,1935, с.3-50.

Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня.-Ташкент: Изд-во Ком.наук УзССР,1938. - 415 с.

Попов В.И.,Шевченко О.Д.,Запрометов В.Ю. и др. Памир - раздавленная мезозойская субокеаническая впадина? -Докл.АН УзССР, № 9,1976, с.50-53.

Попова Н.А. Ультрабазиты и связанные с ними породы основного состава южного склона Дарвазского хребта (Северная зона Памира).-В кн.:Материалы по геологии Памира, вып.1.-Душанбе: Дониш,1963, с.217-233.

Постельников Е.С. Краткий очерк тектоники Индокитая.- Изв.АН СССР, сер.геол., № 1,1960, с.3-14.

Поршняков Г.С. О методике составления детальных тектонических карт (на примере палеозоя юга Киргизии).-Вестник ЛГУ, № 6, сер.геол.и геогр., вып.1,1965, с.10-19.

Похвиснева Е.А. Геология Памира в свете новых данных.- Бюл.МОИП, отд.геол., т.51, вып.4,1976, с.8-39.

Проблемы глобальной корреляции геологических явлений.-М.: Наука,1980. - 220 с.

Проскурко А.И. Щелочные породы Восточного Памира.-Изв.АН ТаджССР, отд.геол.-хим.и техн.наук,2(4),1961, с.71-86.

Пуцаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.-Тр.Ин-та геол.наук АН СССР, вып.28,1959.- 154с.

Пуцаровский Ю.М. Зоны затухания геосинклинальных систем или областей.-Бюл.МОИП, отд.геол., т.36, вып.6,1961, с.3-24.

Пуцаровский Ю.М. Резонансно-тектонические структуры.-Геотектоника, № 1,1969, с.3-12.

Пуцаровский Ю.М. Тектонические карты: обобщение опыта составления.- В кн.:Проблемы теоретической и региональной тектоники.- М.:Наука, 1971, с.15-226.

Пыжьянов И.В. Стратиграфия зеленокаменных толщ Юго-Западного Дарваза.- В кн.:Материалы по геологии Памира, вып.2.-Душанбе: Дониш, 1964, с.4-63.

Пыжьянов И.В.,Кафарский А.А. О возрасте терригенных толщ



Восточного Памира (оз. Рангкуль).—Докл. АН ТаджССР, т. 17, № 9, 1974, с. 55-58.

Пыжьязнов И. В., Копылов А. Л. Базардаринская куполовидная структура и ее рудоносность (Юго-Восточный Памир).—Докл. АН ТаджССР, т. 21, № 8, 1978, с. 43-45.

Разломы земной коры.— М.: Наука, 1976. — 190 с.

Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с помощью центрифуги.— М.: Мир, 1970.— 224 с.

Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана.— Душанбе: Дониш, 1976.— 268 с.

Резвой Д. П. К характеристике тектонической границы между Тянь-Шанем и Памиром.— ДАН СССР, т. 101, № 4, 1955, с. 747-749.

Резвой Д. П. О важнейших структурных швах Тянь-Шаня и Памира.— Геол. об. Львовск. геол. об-ва, № 5, 1958, с. 335-345.

Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы.— Львов: Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1959.— 370 с.

Резвой Д. П. Проблемы тектонического районирования Средней Азии.— Уч. зап. САИГИМС, вып. 3, 1960, с. 3-10.

Резвой Д. П. Некоторые соображения о геологическом развитии гималайской части Тетиса.— Геол. об. Львовск. геол. об-ва, № 7-8, 1961, с. 282-288.

Резвой Д. П. К проблеме глубинных разломов Южного Тянь-Шаня.— Бюл. МОИП, отд. геол., т. 47, вып. 1, 1972, с. 23-41.

Резвой Д. П. Средиземноморский пояс — Гималаи-Памир (факты и мысли).— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса.— М.: Наука, 1981, с. 219-222.

Резвой Д. П., Алексеевко А. В., Биличева Г. И., Марушкин И. А. Структурно-формационное районирование герцинид Южного Тянь-Шаня.— В кн.: Принципы тектонического (структурно-формационного) районирования Средней Азии, вып. 28.— Ташкент, 1977, с. 125-135.

Резвой Д. П., Алексеевко А. В., Марушкин И. А. и др. Концентрические структуры новое в тектонике Тянь-Шаня.— В кн.: Закономерности тектонической структуры Средней Азии.— Душанбе: Дониш, 1981, с. 123-124.

Ренгартен В. П. Заалайский хребет.— В кн. ТКЭ 1932 г. Тр. экспедиции, вып. 2 (Геология Памира).— М.: ОНТИ-Госхимтехиздат, 1934, с. 1-42.

Ренгартен В. П. Геологическое строение района Мургаб-Истик

на Восточном Памире.-Тр.ТНЭ, вып.22.-Л.: Изд-во АН СССР, 1935, с.3-126.

Романько Е.Ф. Об установлении нижнекаменноугольных отложений в Центральной части Северного Памира.-Изв.АН ТаджССР, Отд. геол.-хим.и техн.наук, 3(12), 1963, с.124-126.

Романько Е.Ф., Левен Э.Я., Таиров Э.З. Новые данные по стратиграфии пермских отложений Северного Памира.-Изв.АН ТаджССР, Отд.геол.-хим.и техн.наук, 1(3), 1961, с.63-67.

Романько Е.Ф., Таиров Э.Э. Новые данные о красноцветных толщах Северного Памира.-Изв.АН ТаджССР, Отд.геол.-хим.и техн. наук, 1(7), 1962, с.129-136.

Романько Е.Ф., Стажило-Алексеев К.Ф. К геологии Баляндкиикской офиолитовой интрузии (Северный Памир).-В кн.: Материалы по геологии Памира, вып.1.-Душанбе: Дониш, 1963, с.234-242.

Романько Е.Ф., Чернер Э.С., Таиров Э.З. К стратиграфии сарыкольской серии (Северный Памир).-Изв.АН ТаджССР, Отд.физ.-мат. и геол.-хим.наук, 2(36), 1970, с. 79-86.

Ронов А.Б. Общие тенденции эволюции состава земной коры, океана, атмосферы.-Геохимия, № 8, 1964, с.715-742.

Рубенштейн М.М. Орогенические фазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии.-Гестектоника, № 2, 1967, с.21-30.

Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры.- М.:Наука, 1968.- 203 с.

Руженцев С.В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов.- М.:Наука, 1971.-135с.

Руженцев С.В., Пospelов И.И., Сухов А.Н. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира.-Геотектоника, № 4, 1977, с.68-80.

Салоп Л.И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола.-Бюл.МОИП, отд.геол., 46, вып.4, 1971, с.5-30.

Салун С.А. О терминах "структурный этаж" и "ярус".-Бюл. научно-технич.информации, № 5(10), ОНТИ-МГ и ОН СССР, 1957, с.6-9.

Сборщиков И.М., Сонин И.И. Тектоническая позиция офиолитов Афганистана.-Изв.вузов, геология и разведка, № II, 1977, с.58-68.

Сборщиков И.М., Савостин Л.А., Зоненшайн Л.П. Структура и

эволюция восточной части Альпийского пояса Евразии (современная кинематика).— Геотектоника, № 6, 1981, с. 92-108.

Семенов Ю.Л. Габбро-перидотитовые и пикрит-габбро-диабазовые комплексы Тянь-Шаня и Памира.—Л.: Недра, 1982. — 211 с.

Сила тяжести и тектоника.— М.: Мир, — 504 с.

Синицын В.М. О геологической границе куньлуньских и тянь-шаньских структур в Памиро-Алайском сближении.—Изв.АН СССР, сер.геол. № 6, 1945, с. 19-32.

Синицын В.М. Спаль. Историко-геологические аспекты.— Л.: Наука, 1972.— 167 с.

Синицын Н.М. О возрасте древних денудационных поверхностей в Западном Тянь-Шане и Алае.—Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 80, вып. I, 1948, с. 49-59.

Синицын Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы и её влияние на пространственное размещение эпитермального оруденения.— Автореф. докт. дис. Л., 1949.— 12 с.

Синицын Н.М. О тектонике докембрия.—Вестник ЛГУ, № 6, сер. геол. и геогр., вып. I, 1956, с. 3-11.

Синицын Н.М. Схема тектоники Тянь-Шаня.—Вестник ЛГУ, № 12, сер. геол. и геогр., вып. 2, 1957, с. 5-25.

Синицын Н.М. Северо-Памирский краевой разлом (о северной геологической границе Памира).—Уч. зап. Ленингр. ун-та, № 268, сер. геол. наук, вып. 10, 1959, с. 85-101.

Синицын Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы.—Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. — 219 с.

Славин В.И. Основные черты геологического строения срединных массивов в Альпийской геосинклинальной области.—Научн. докл. высшей школы, № 1, 1958, с. 239-242.

Славин В.И. О длительно развивающихся прогибах в альпийской геосинклинальной области.— Сов. геология, № 6, 1964, с. 61-72.

Славин В.И. Тектоника Афганистана.—М.: Недра, 1976. — 204 с.

Славин В.И., Хаин В.Е. Позднекимерийские геосинклинальные прогибы севера центральной части Средиземноморского пояса.— Вестник МГУ, геология, № 4, 1980, с. 3-14.

Сомовьева М.Н., Казьмин Ю.Б., Козлов В.В. Геологическое строение и стратиграфия палеозойских отложений Заалайского хребта и Северного Памира.—Изв.АН СССР, сер. геол. № 2, 1962, с. 64-71.

Сорокин Ю.А. О палеозойских геотектонических подзонах Внутреннего Дарваза.-Изв.АН ТаджССР,Отд.геол.-хим.и техн.наук, 4(6),1961, с.95-104.

Сорокин Ю.А. О возрасте и составе сауксайской свиты.- В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. I.-Душанбе:Дониш,1963<sub>1</sub>, с.32-37.

Сорокин Ю.А. О возрасте Курговадского гранитоидного массива.- В кн."Материалы по геологии Памира, вып. I.-Душанбе:Дониш, 1963<sub>2</sub>, с.264-266.

Сорский А.А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа.- В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования.-М.:Изд-во АН СССР, 1962, с.9-41.

Спижарский Т.Н. Типы тектонических режимов как основа тектонического районирования.- В кн.: Тектоника Сибири, т.3.-М.: Наука,1970, с.13-27.

Спижарский Т.Н. Обзорные тектонические карты СССР.-Л.: Недра, 1973. - 240 с.

Станкевич Ю.В. Об отсутствии низов юры в Куртеке.- Тр.Таш.ГУ, вып.180,1960, с.104-106.

Стеблова В.М. О раннекаменноугольных вулканогенных образованиях западной части Северного Памира.-Докл.АН ТаджССР, т.18, № 9,1975, с.47 - 50.

Стеблова В.М. Геосинклинальные вулканогенные формации Северного Памира.-Сов.геология, № 6,1980, с.89-97.

Стеблова В.М.,Нарижнев В.В. Первые данные о рифейских ? метаморфических породах Северного Памира.-Докл.АН ТаджССР, т.19, № II,1976, с.55-58.

Стеблова В.М.,Нарижнев В.В. К характеристике каменноугольных вулканогенных образований Юго-Западного Дарваза (Северный Памир).-Докл.АН ТаджССР, т.21, № 3,1978, с.45-48.

Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов.- М.:Наука,1968. - 316 с.

Таджидинов Х.С. К стратиграфии бартангского вулканогенного комплекса.-Изв.АН ТаджССР,Стд. геол.-хим.и техн.наук,3(12), 1963, с.89-100.

Таджидинов Х.С. Вулканоплутонический комплекс пород Бартанг-Пшартской подзоны Центрального Памира.-Автореф.канд.дис.-Ду-

манбе, 1968. - 26 с.

Таиров Э.З., Чернер Э.С. Новые находки среднепалеозойской фауны в Каракульской зоне Памира. - Докл. АН ТаджССР, т. 13, № 7, 1970. с. 45-46.

Таиров Э.З., Романько Е.Ф., Чернер Э.С. К вопросу о тектоническом районировании Памира. - Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 4(46), 1972. с. 59-65.

Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1:2500000. Под ред. А.А. Богданова, М.В. Муратова, Н.С. Шатского. - М.: Наука, Недра, 1964. - 363 с.

Тектоника Евразии. - М.: Наука, 1966. - 408 с.

Тектоническая карта СССР и сопредельных стран масштаба 1:500000. Объяснительная записка. Гл. ред. Н.С. Шатский. - М.: Гостеолтехиздат, 1957. - 77 с.

Тимофеев П.П., Холодов В.Н. Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли. - Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1984, с. 10-30.

Туголесов Д.А. О методике составления тектонических карт (на примере Устюрта). - Тр. ГИН АН СССР, вып. 92, 1963, с. 290-321.

Феногенов А.Н., Чернов В.Г. Контактный метаморфизм вмещающих пород Логорского альпийского ультрамафитового интрузива (Афганистан). - Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1980. с. 85-95.

Фролова Н.В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. - Тр. Иркутск. ун-та, т. 5, сер. геол., вып. 2, 1951, с. 38-68.

Хабаров А.В. Восточная часть Музкольского хребта. - В кн.: ТКЭ 1932 г. - М.: Госхимтехиздат, 1933, с. 91-109.

Хаин В.Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор). - Изв. вузов, геология и разведка, № 3, 1963, с. 13-29.

Хаин В.Е. Геосинклинальный процесс и эволюция тектоносферы. - Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1964, с. 3-17.

Хаин В.Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока (Статья 2). - Вестник МГУ, геология, № 2, 1969, с. 3-20.

Хаин В.Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. - Вестник МГУ, геология, № 2, 1970, с. 36-72.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. - М.: Недра, 1973. - 511 с.

Хаин В.Е. Особенности тектонического развития земной коры

в раннем докембрии—действительные и мнимые.—В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия.— Л.:Наука,1977, с.5—13.

Хаин В.Е., Кац Я.Г., Славин В.И., Онуфриук Т.П. Тектоническое районирование и основные черты современной структуры Альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока (ст.2.Восточный сегмент).— Изв.вузов, геология и разведка, № 4, 1973, с.11—13.

Хамидов М.Х. Петрология Ванчского гранитоидного интрузива (Памир).—Душанбе: Дониш, 1967. — 276 с.

Хамрабаев И.Х. Строение земной коры Западного Памира по комплексным геолого-геофизическим данным по профилю Гарм-Калайхумб-Ишкашим.—Узб.геол.журнал, № 5, 1980. с.47—51.

Хамрабаев И.Х., Абубакиров И.К., Таджикинов Х.С. Мафиты и ультрамафиты в земной коре Средней Азии.— В кн.:Магматизм и глубинное строение земной коры Средней Азии.—Ташкент:Фан, 1982, с. 4—26.

Хасанов Р.Х. О разноглубинных условиях становления интрузий гранодиоритов Юго-Восточного Памира.—Докл.АН ТаджССР, т.17, № 11, 1974, с.55—59.

Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структур земной коры.— Тр.ГИН АН СССР, вып.91, 1963. — 118 с.

Херасков Н.П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста.— В кн.:Деформация горных пород и тектоника.—М.: Наука, 1964, с.71—91.

Хлестов В.В. Флюидный режим земной коры и мантии.— В кн.: Геодинамические исследования, № 4,— М.:Наука, 1975, с.87—122.

Хоров Н.А. О находке верхнетриасовых сланцев и послетриасовых гранитов на Юго-Западном Памире.—В кн.:Материалы по геологии и полезным ископаемым. ч.1, вып.8.—М.:Госгеолтехиздат, 1956, с.122—126.

Хорева Б.Я., Блжман Б.А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии.—Л.:Недра, 1974. — 216 с.

Хуан Цзи-цин. Основные черты тектонического строения Китая (предварительные выводы).—Сов.геология № 9, 1961, с.8—56.

Цейслер В.М. Разновидность глибовых складок в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта.—Бюл.МОИП, отд.геол., т.40, вып.1, 1965, с.71—82.

Цейолер В.М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций.- М.:Наука,1977.- 152 с.

Чедия О.К. Обимазарский шарриаж в Дарвазе.-Тр.ин-та геологии АН ТаджССР, вып. I, 1956, с.145-149.

Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования.- Фрунзе: Илим, 1971. - 331 с.

Черенков И.Н. Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая.-Душанбе: Дониш, 1973.- 170 с.

Чернер Э.С. К геологии Каракульской зоны (Сев.Памир).- Докл.АН ТаджССР, т.17, № 2,1974, с.53-55.

Чернер Э.С., Буданов В.И. Новые представления о тектонике Памира.- ДАН СССР, т.214, № 5,1974, с.1167-1170.

Чернер Э.С., Буданов В.И., Соколов В.А. Проблемы тектоники Памира.- В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса.-М.:Наука, 1980, с.190-196.

Чуенко П.П. К геологии западной части Музкольского хребта.-Тр.ТНЭ вып.63.- М.;Л.:Госхимтехиздат,1934, с.15-42.

Чуенко П.П. Геологическое строение Южного Дарваза.-Тр.ТНЭ вып.100.-М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1938. - 38 с.

Шабалкин М.И. Хребет Зулумарт (краткий геологический очерк).- В кн.: ТНЭ 1935 г.- М.;Л.:Изд-во АН СССР,1937, с.777-798.

Шанин Л.Л., Иванов И.Б., Лицарев М.А. и др. К проблеме возраста Памирско-Шугнанского гранитоидного массива и связанного с ним "омоложения" минеральных образований ваханской серии (Юго-Западный Памир).- В кн.: Материалы 2-го Среднеазиатского регионального петрограф.совещ.Душанбе: Дониш,1971, с.39-40.

Шатский Н.С. О геологических формациях.Избр.тр.т.3.-М.: Наука, 1965, с.7-12.

Швольман В.А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах.- М.:Наука,1977.- 160 с.

Швольман В.А. Мезозойский офиолитовый комплекс на Памире.- Геотектоника, № 6,1980, с.72-81.

Шейнманн Ю.М. Циклы складчатости востока и запада Евразии.- Изв.АН СССР, сер.геол., № 5,1946, с.35-44.

Шейнманн Ю.М. Области интрузий в пределах рам складчатости и их значение.- Сов.геология, № 1,1958, с.65-85.

Шейнманн Ю.М. Магмы и геосинклинальный процесс.-В кн.:Тек-

тоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М.: Наука, 1964, с.102-119.

Шейнманн Ю.М. Гипербазиты и верхняя мантия.-В кн.:Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей.-Новосибирск: Наука, 1973, с.148-162.

Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры.- Новосибирск: Наука, 1977. - 102 с.

Шлезингер А.Е. Тектоническая карта Украинской и Молдавской ССР. Рецензия.-Геотектоника, № 2, 1976, с.111-115.

Штилле Г. Введение в строение Америки.-Избр.тр.М.:Мир, 1964, с.202-273.

Штоклин Д. Тектоника Ирана.- Геотектоника, № 1, 1966, с.3-21.

Штрейс Н.А. Проблемы связи магматизма со структурами геосинклинальных систем.- В кн.: Вулканизм и тектогенез.-М.: Наука, 1968, с.5-10.

Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня.- М.: ОГИЗ, 1948, - 221 с.

Щерба И.Г. Олиостромы в неогене Дарвазского хребта.- Геотектоника, № 5, 1975, с.97-108.

Эз В.В. Особенности структуры метаморфических комплексов.- В кн.: Очерки структурной геологии сложодислоцированных толщ.- М.:Недра, 1977, с.208-246.

Эз В.В., Гафт Д.Е., Кузнецов Б.И. Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского Южного Урала.- М.:Наука, 1965. - 102 с.

Юдин Г.Л. О геологическом строении Центрального Памира.- Изв.ВГРО, т.51, вып.41.-М.; Л., 1932, с.635-641.

Якубов Д.Х., Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. Региональные разломы Срединного и Южного Тянь-Шаня.-Ташкент:Фан, 1976. - 146с.

Яншин А.Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения взаимоотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака.-Изв.АН СССР, сер.геол., № 5, 1948, с.135-154.

Яншин А.Л. Проблема срединных массивов.-Бюл.МОИП, отд.геол., т.40, вып.5, 1965<sub>1</sub>, с.8-40.

Яншин А.Л. Тектоническое строение Евразии.-Геотектоника, № 5, 1965<sub>2</sub>, с.7-35.



Яншин А.Л. О принципах выделения геологических формаций. Предисловие к книге А.И.Анатольевой "Домезозойские красноцветные формации".- Новосибирск: Наука, 1972, с.5-12.

Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок.- М.:Недра, 1981.- 245 с.

Günzler-Seifert H.Persistente Brüche im Jura der Wildhorndecke des Perner Oberlandes.Eclogae geol.Helv.,v.32, N 2, 1941.

Kleblsberg R.Beiträge zur Geologie Westturkestans.- Jnnsbruck, 1922.- 281 с.

Leuchs K. Grundzüge der Entwicklungsgeschichte des Tianschan-Systems,- Тр. III Всесоюзного съезда геологов 20-26 сентября 1928 г.-Ташкент:Изд-во Среднеазиатского отделения Геол.комитета, 1929, с.81-86.

Nöth L.Die geologischen Ergebnisse der Deutsch-Russischen Alai-Pamirexpedition 1928. Separat-Abdruck a.d. Centralblatt. Min.etc. Jahrg. 1929, Abt.B.N. 5, S. 145-153.

Schindler C.M. Zur Geologie des Glärnisch Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz.n.Folge. Bd. 117.-Bern., 1959.

Stille H. Tektonisch Formen in Mitteleuropa und Mittelasien (Vortrag, Genalten in der Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 6. März. 2, 1929). Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft B.81, H. 1/2 Jahrgang, 1929, s.57-68.

	Стр.
<b>В В Е Д Е Н И Е</b>	3
<b>I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПАМИРА ( стратиграфия, интрузивный магматизм, тектоника )</b>	4
К истории развития взглядов на геологическое строение и тектоническое районирование Памира	4
Принципы тектонического районирования складчатых областей и схема тектоники Памира	7
Докембрийское складчатое основание	19
Герцинские складчатые сооружения	33
Обиравноуская зона	33
Калайхумб-Сауксайская зона	47
Курговад-Каракульская зона	60
Ванчская зона	74
Акбайтальская зона	82
Язгулемская зона	91
Калакташская зона	93
Мезозойские складчатые сооружения	101
Ваханская зона	101
Шугнанская зона	108
Рушанско-Базардаринская зона	125
Истыкская зона	141
Зоуташ-Мынхаджирская зона	149
Бартанг-Акджилгинская зона	161
Бартангская зона	171
Язгулем-Акбайтальская зона	177
<b>2. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ВАЖНЕЙШИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ (на примере Памира и прилегающих областей)</b>	186
Положение Памира в системе разновозрастных складчатых поясов юга Средней Азии	187
О природе фундамента геосинклинальной области Памира	194
Границы тектонических зон и важнейшие особенности краевых разломов	199
Морфология тектонических зон	206

Внутреннее строение структурных комплексов	212
Закономерности размещения и возраст интрузивных образований	225
Закономерности смены геотектонических режимов в пространстве и во времени	232
История геологического развития Памира в палеозое и мезозое	237
Зональность геологического строения и некоторые закономерности пространственного размещения главнейших видов полезных ископаемых Памира	250
ЛИТЕРАТУРА	253

Печатается по постановлению  
научно-издательского совета  
Академии наук Таджикской ССР

Геннадий Пантелеевич Винниченко

**ВАЖНЕЙШИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ  
СКЛАДЧАТЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПАМИРА**

Ответственный редактор  
Михаил Михеевич Кухтиков

Редактор издательства Л. Г. Котунова  
Художественный редактор Г. А. Мищенко

ИБ № 1924

---

Сдано в набор 27.03.90 г. Подписано в печать 6.06.90 г.  
Кл. 03962. Формат 60x84 1/16. Бумага тип. №2. Печать  
офсетная. Усл. печ. л. 16,74. Усл. кр. отт. 16,86. Уч. изд. л.  
16,5. Тираж 600. Заказ 744. Цена 1 руб. 70 коп.

---

Издательство "Дониш", г. Душанбе, ул. Айни, 121, корп. 2.  
Типография АИ Таджикской ССР, г. Душанбе, ул. Айни, 121, корп. 2.