

С. В. Руженцев

**Тектоническое
развитие
Восточного
Памира**

**и роль горизонтальных движений
в формировании
его альпийской
структуры**



ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

S. V. RUZHENTZEV

TECTONIC HISTORY
OF EASTERN PAMIRS AND THE ROLE
OF HORIZONTAL MOVEMENTS
IN THE FORMATION
OF ITS ALPINE STRUCTURE

Transactions, vol. 192.

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»
Moscow 1968

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

С. В. РУЖЕНЦЕВ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ
ВОСТОЧНОГО ПАМИРА
И РОЛЬ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ
В ФОРМИРОВАНИИ
ЕГО АЛЬПИЙСКОЙ СТРУКТУРЫ

Труды ГИН, вып. 192

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1968

В работе рассматриваются морфология и история развития структуры Восточного Памира. Подробно описаны поднятия и прогибы, формировавшиеся на протяжении палеозоя и более позднего времени. Охарактеризованы свойственные этим структурам формации как осадочных, так и магматических пород и закономерности их размещения во времени. Описаны морфологические образования, причем обосновывается молодой — кайнозойский возраст процессов метаморфизма. Особое внимание обращено на анализ разрывных нарушений, в том числе крупных сдвигов. Подчеркивается значение горизонтальных движений в образовании альпийской структуры Памира. Таблиц 1. Библ. 104 назв. Иллюстраций 89.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *А. В. ПЕЙВЕ* (главный редактор),

К. И. КУЗНЕЦОВА, академик *В. В. МЕННЕР*, *П. П. ТИМОФЕЕВ*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

академик *А. В. ПЕЙВЕ*

EDITORIAL BOARD:

Academician *A. V. PEIVE* (Editor-in-Chief)

K. I. KUZNETZOVA, Academician *V. V. MENNER*, *P. P. TIMOFEEV*

RESPONSIBLE EDITOR

Academician *A. V. PEIVE*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Геологическими исследованиями последних лет установлены основные черты тектонического строения центральноазиатской части Альпийского геосинклинального пояса. Однако до настоящего времени оставалась неясной роль крупных горизонтальных перемещений в формировании его структуры. Много разногласий вызывал вопрос о возрасте складчатости Альпийского пояса в пределах Высокой Азии, особенностях тектонического развития отдельных его геосинклинальных систем. Все это обусловило постановку в Геологическом институте АН СССР исследований на Памире, проводившихся автором с 1959 по 1965 г. Работа выполнялась в отделе общей тектоники под руководством А. В. Пейве.

На протяжении всех лет работы автор имел взаимную консультацию с геологами, работавшими и работающими поныне на Памире: Т. Ф. Андреевой, И. В. Архиповым, В. И. Будановым, В. П. Булиным, Г. С. Воскоянцем, М. С. Дюфуром, Б. М. Гушиным, В. И. Дроновым, Ш. Ш. Деникаевым, Б. К. Кушлиным, Э. Я. Левеном, В. Н. Овчаренко, Б. Р. Пашковым, В. А. Швольманом и др.

Важные замечания в процессе работы были сделаны С. А. Захаровым, М. М. Кухтиковым, Е. В. Павловским, Ю. М. Пушаровским, В. М. Синицыным, Н. А. Штрейсом, А. А. Беловым, В. С. Буртманом, А. В. Лукьяновым, Г. И. Макарычевым, А. И. Суворовым, за что автор им весьма благодарен.

Пользуясь случаем, выражаю свою искреннюю признательность А. В. Пейве, который постоянно направлял работу, способствуя ее выполнению.

* * *

В административном отношении территория работ в общем соответствует Мургабскому району Горно-Бадахшанской автономной области. Она охватывает площадь от осевых частей Сарыкольского хребта на востоке до района восточной части Сарезского озера и бассейна р. Гурумды на западе. С юга она ограничена водоразделом Ваханского хребта, на севере достигает южных окраин Каракульской котловины.

Восточная часть района расположена в пределах Восточно-Памирского нагорья. Несмотря на большие абсолютные высоты (свыше 5000 м) относительные превышения здесь редко достигают 1000—1200 м. Мягкие формы рельефа, многочисленные хорошо выработанные троговые долины, обширные, часто бессточные котловины характерны для Восточного Памира. Континентальный сухой климат с резкими годовыми и суточными колебаниями температур обуславливает активное физическое выветривание, приводящее к образованию массы обломочного материала, который из-за слабого развития водотоков в виде мощных

осыпей покрывает склоны возвышенностей. Почти полностью лишенные растительности горы, каменные россыпи, слабое развитие речной сети придают Восточному Памиру дикое своеобразие высокогорной пустыни.

По мере продвижения на запад картина меняется. Почти незаметно от Восточно-Памирского нагорья ответвляется серия широтных хребтов, наиболее значительные из которых Музкольский, Пшартский, Базардаринский, Южно-Аличурский. Слабо выраженные в своей восточной части они становятся рельефными к западу. Водораздельные участки здесь представляют собой скалистые гребни, увенчанные заснеженными пиками. Гораздо ниже расположена снеговая линия, вследствие чего шире распространены ледники, выполняющие многочисленные глубокие трюги. На смену широким долинам нагорья приходят узкие, часто труднопроходимые из-за обилия воды ущелья.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВЗГЛЯДОВ НА ТЕКТОНИКУ ПАМИРА

Еще в 20-х годах возникли две противоположные точки зрения на тектонику Памиро-Гималайского сектора Центральной Азии. С одной стороны, представления о локальном распространении альпийских деформаций на Памире и в Каракоруме, отрицание роли горизонтальных перемещений, признание идей о первичности дугообразного изгиба памирских структур, с другой,—идеи о гигантских направленных с юга движениях, сопровождающихся надвиганием памирских масс на мезокайнозойские отложения Таджикской и Таримской депрессий, о повсеместном и однородном проявлении альпийской складчатости. Менялась степень изученности области, однако оставалась борьба этих двух направлений.

В развитии взглядов на тектонику Памира намечаются три этапа, каждому из которых отвечают как определенный размах и степень детальности проводившихся работ, так и господство тех или иных тектонических представлений.

I

Первые материалы по геологии Памира были получены в конце XIX — начале XX в. В этот период в результате отдельных маршрутных пересечений уточняется орография области, появляются сведения об основных структурных простираниях. На смену идеям Гумбольдта и Рихтгофена о системе пересекающихся широтных и меридиональных хребтов приходят представления о широтных простираниях основных орографических элементов Памира. Д. Л. Иванов первым из исследователей Памира связывает ориентировку хребтов и геологических структур. Начиная с работ Д. Л. Иванова, все исследователи Центральной Азии, выделяя отдельные горные системы, рассматривают их в геолого-орографическом смысле. Из работ конца XIX в. необходимо отметить также исследования К. И. Богдановича (1891) в Куньлуне и Каракоруме. В результате было установлено продолжение структур Куньлуня в пределы Восточного Памира.

Исключительное значение для познания геологии Памира имели исследования Д. В. Наливкина (1916) и Гайдна (Haydn, 1916), одновременно выявивших дугообразный изгиб памирских структур к северу. Отмечая зональное строение Памира, Гайдн указывает на продолжение этих зон в пределы Куньлуня и Каракорума. Д. В. Наливкин в 1915 г. дважды пересекает Памир, где выделяет две сложенные метаморфическими образованиями дуги, которые разделены поясами преимущественного развития осадочных пород. С большой для того времени точностью на схеме нанесены основные структурные простирания Тянь-Шаня и Памира.

Появление нового материала, в частности, установление мощных триасовых и юрских морских отложений на Восточном Памире

(Haydn, 1916; Наливкин, 1916), позволило выявить различия в строении этой области и Тянь-Шаня. На повестку дня встал вопрос об их геологическом соотношении. Этой проблеме посвящена работа Д. И. Мушкетова (1919). Проанализировав весь имевшийся к тому времени фактический материал, автор приходит к выводу, что структуры Тянь-Шаня прослеживаются в Заалайский хребет. Алай рассматривается как периферическая часть Тетиса, к югу от которой распространены морские более глубоководные фации мезозоя, соответствующие уже собственно геосинклинальной области. Впервые в геологической литературе здесь поднимается вопрос о влиянии жесткой глыбы Индостана на простирающиеся складки Памира. Отмечая переход структур Памира в Куньлунь и Каракорум на востоке и в Бухаро-Бадахшанскую область на западе, Д. И. Мушкетов специально обращает внимание на характерный изгиб памирских дуг на меридиане 44° в. д. (от Пулкова), который повторяет расположенный на той же долготе изгиб южного края Гималаев.

Указав на различия между Тянь-Шанем и Памиром, Д. И. Мушкетов резко не противопоставляет обе эти области. Однако уже вскоре появляются работы, в которых намечается резкая тектоническая граница между Памиром и Тянь-Шанем. В 1922 г. Клебельсберг (Klebensberg, 1922) на основании личных исследований устанавливает два крупных разрывных нарушения. Первое из них, протягивающееся примерно по долине р. Сурхоб, трактуется как гигантский сброс (Вахшский), который является структурой, разделявшей Памир и Тянь-Шань. Второе нарушение, прослеженное из Дарваза в восточную часть хребта Петра I, рассматривается как крупный надвиг.

В 1926 г. появляется книга Д. В. Наливкина «Очерк геологии Туркестана», в которой обобщен накопившийся к тому времени фактический материал по геологии Средней Азии. Автор выделяет три системы дуг: северную, центральную и южную (памирскую). Развивая идеи, изложенные в работе 1916 г., Д. В. Наливкин отмечает зональное строение Памира, где установлены две дуги, сложенные метаморфическими свитами. Метаморфические дуги разделены областью развития неметаморфизованных отложений. Вслед за Клебельсбергом Д. В. Наливкин противопоставляет альпийский Памир палеозойскому Тянь-Шаню. Однако автор рассматривает пограничную структуру между Памиром и Тянь-Шанем не как сброс, а как гигантский шариаж.

Важное значение для познания геологии Памира имели исследования, проводившиеся Д. В. Наливкиным, П. П. Чуенко, В. И. Поповым и Ю. Л. Юдиным в 1927 г. (Наливкин и др., 1932; Наливкин, 1932). В работе Д. В. Наливкина (1932) отмечается присутствие на Памире палеонтологически доказанных отложений всех систем (за исключением кембрийской). Особенно широко распространены мезозойские отложения, покрывающие огромные площади. Впервые на Памире были установлены молодые, в том числе и альпийские, граниты. Выяснение широкого развития мезо-кайнозойских осадочных и изверженных образований подтвердило предположение о более молодом возрасте структур Памира по сравнению с таковыми в Тянь-Шане. В связи с этим особое значение придается альпийской складчатости, проявившейся интенсивно на всей площади Памира. Отмечая проявление варисской и киммерийской фаз складчатости, Д. В. Наливкин указывает, что альпийские деформации маскируют структуры, образовавшиеся в преальпийское время.

Из зарубежных исследований необходимо отметить работы Аргана (1935) и Вадиа (Wadia, 1931). Арган рассматривает Тетис в мезо-кайнозое как зону, в пределах которой развертывался «поединок» Гондваны и стабилизировавшейся в палеозое Евразии. Последние являлись сжимающими массивами, а Тетис — областью, подвергшейся раздавливанию. Отмечается пододвигание Индии под Гималаи, а Евразии под

складчатые цепи Куньлуня, вследствие чего возникают крупные покровные структуры.

В более конкретной форме вопрос о соотношении Индийской платформы и Гималаев, а также о генезисе изгиба в простираниях структур Гималаев, так называемого синтаксиса, рассмотрен Вадиа. Отмечая изгиб в ориентировке основных элементов Тетиса в районе Кашмира и Хазары, автор связывает это явление с горизонтальным сжатием. В результате такого сжатия оформляется выдвинутый далеко к северу «язык» Индийской платформы. Характерна и структура Гималаев: здесь широко развиты покровы и надвиги, отражающие общее смещение масс с севера на юг.

Таким образом, к началу 30-х годов наметились основные представления о тектонике Памира:

1. Установлена тектоническая зональность области.

2. Выявлены большое значение альпийской складчатости, проявившейся на всей территории Памира, и важная роль крупных, направленных с юга горизонтальных перемещений.

3. Намечено решение вопроса о соотношении Тянь-Шаня и Памира, которые в геологическом отношении противопоставляются один другому. Границей между ними считается разрыв типа гигантского шариажа (Памир надвинут на Тянь-Шань).

Если идея о зональном строении в принципе сразу же была принята всеми геологами и впоследствии, с накоплением нового фактического материала, лишь несколько видоизменялась, то по вопросу о роли и особенностях альпийских дислокаций, а также о структуре зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня велась и ведется до сих пор временами угасающая, временами возобновляющаяся с новой силой дискуссия.

II

С 1931 г. начинается новый этап геологических исследований на Памире. В это время организуется Таджикская комплексная экспедиция (ТКЭ). С 1932 по 1938 г. геологические работы в Средней Азии ведет Таджикско-Памирская экспедиция (ТПЭ). Изучение геологии Памира в 30-х годах связано с именами И. Г. Баранова, Б. А. Борнемана, А. Р. Бурачека, П. Д. Виноградова, Г. П. Горшкова, И. Е. Губина, Н. Н. Дингельштеда, Г. А. Дуткевича, Н. П. Ермакова, Н. В. Ионина, С. И. Клунникова, А. П. Марковского, Д. В. Наливкина, А. П. Недзвецкого, В. А. Николаева, С. К. Овчинникова, К. Н. Паффенгольца, В. И. Попова, В. П. Ренгартена, А. В. Хабакова, П. К. Чихачева, П. П. Чуенко, М. И. Шабалкина и Г. Л. Юдина. Исследования проводятся практически по всему Памиру, где, помимо геологического картирования, осуществляются специальные работы по стратиграфии, тектонике и петрологии изверженных и метаморфических образований.

Широкий размах геологических исследований приводит к накоплению обильного нового материала, вследствие чего значительно изменяются и основные представления о тектонике Памира. Стратиграфическое направление работ предопределило историко-геологический подход к тектоническим проблемам. Вопросы структурно-фациальной зональности, установление специфики разрезов каждой выделяемой зоны, а следовательно, и особенностей ее развития становятся стержневой проблемой тектоники Памира. Выяснение значительной роли герцинских и мезозойских складчатых движений, неравномерного развития зон во времени естественно привело к тому, что стало отрицаться повсеместное распространение интенсивных альпийских дислокаций; отрицается также большая роль крупных горизонтальных перемещений.

Наиболее полно новые взгляды изложены в большой статье А. П. Марковского (1936), в которой рассмотрены все три основные проблемы тектоники Памира.

1. На основании работ геологов ТПЭ выделяются следующие четыре зоны Памира: а) северная окраинная зона, сложенная верхнемезозойскими и третичными отложениями и представляющая собой альпийскую структуру, для которой характерна веерообразная система складок, осложненная многочисленными пологими и крутыми разломами; б) северная зона собственно Памира — варисский ороген, образованный нижне-, среднепалеозойскими, в меньшей степени верхнепалеозойскими отложениями; в) центральная зона Памира, относимая уже к Тетису и являющаяся киммерийским орогеном; г) южная зона — область повсеместного развития древних метаморфических образований.

2. Представления Д. И. Мушкетова и Д. В. Наливкина об интенсивной альпийской складчатости, в одинаковой степени охватившей все зоны Памира, встречают возражения. В пределах области выделяются зоны с интенсивной и простой альпийской структурой. Ссылаясь на работу В. П. Ренгартена (1935), А. П. Марковский отмечает простоту альпийской структуры Юго-Восточного Памира, для которого якобы характерны германотипные дислокации. Выделяя Северо-Памирский варисский ороген, автор указывает на сходство его складчатых нарушений с таковыми в Алае. Именно варисские, а не альпийские движения определили общий характер структуры Северного Памира. Отмечая присутствие на Памире надвигов и отдельных покровов, А. П. Марковский указывает, что эти структуры не имеют широкого распространения; они приурочены только к определенным узким зонам.

3. В полном согласии с представлениями о локальном развитии структур, природа которых обусловлена горизонтальным смещением масс, решается и вопрос о соотношении Памира и Алая. Памирские дуги не перестраивали структур Тянь-Шаня; отсутствуют пограничные разломы и в том виде, как они доказывались Клебельсбергом (Вахшский сброс), и в том виде, как они изображались Д. В. Наливкиным (шариаж). Дугообразное очертание Памира первично, оно лишь было несколько усложнено в кайнозой.

Основные положения А. П. Марковского были подвергнуты критике И. Е. Губиным (1940) в работе, специально посвященной вопросу о геологической границе между Памиром и Тянь-Шанем. Основным выводом, к которому приходит автор, сводится к признанию интенсивных альпийских движений во внешней зоне Памира, выразившихся в надвигании масс к северу. Граница между Памиром и Тянь-Шанем намечена в виде крупного Вахшского надвига. Другой крупный надвиг (Каракульский) проводится на стыке Внешней зоны и Северного Памира. И. Е. Губин отмечает, что оба надвига по своему генезису являются однотипными и отражают общее движение памирских масс к северу.

В общей форме свои идеи И. Е. Губин (1943) изложил позднее. Рассматривая структуры Пенджабского синтаксиса, автор отмечает, что характерный изгиб основных простираций этой области не является первичным. Памир, в целом надвинутый на Тянь-Шань, построен по единому структурному плану. Дуги синтаксиса не просто огибают Пенджабский выступ Гондваны, но и отражают пододвигание этого выступа на север.

В общем сходные представления изложены О. С. Вяловым (1943), который выделяет две совершенно различные в геологическом отношении области: Кавказско-Памирский и Урало-Верхоянский орогены; к последнему отнесен Тянь-Шань. Между указанными орогенами расположены Русско-Ордосская плацедарная зона (платформа). Выпуклая к югу дуга Тянь-Шаня связана с общим простираем урало-тяньшаньских зон. Простираем же Кавказско-Памирского орогена широтное.

Резкая выпуклость памирских дуг к северу — явление местное, не связанное с общим простираанием орогена. По мнению О. С. Вялова, намечается определенная связь памирского смятия с Пенджабским клином. Именно на меридиане этого клина происходит перекрытие плацедарной зоны надвигами внешней дуги Памира.

Две точки зрения, наметившиеся в оценке роли и особенностей альпийской складчатости на Памире, нашли отражение и в работах, основанных на материалах ТПЭ. Наряду с идеями А. П. Марковского, В. П. Ренгартена и Б. А. Петрушевского (1940) о локальном распространении интенсивных альпийских дислокаций, о ведущей роли глыбовых вертикальных движений, существуют представления, наиболее полно изложенные И. Е. Губиным, об однородном проявлении альпийской складчатости на Памире, о значительной роли крупных горизонтальных направленных с юга перемещений.

III

Третий этап исследований на Памире, охватывающий 40-е — 60-е годы, характеризуется значительным расширением работ. Наряду с детализацией исследований на Памире проводятся работы в Каракоруме и Куньлуне, что впервые делает возможным связать воедино представления о тектонике различных областей Центральной Азии. Именно в это время появляется ряд статей о тектонической зональности и истории развития Высокой Азии в целом (Синицын, 1955, 1959; Беляевский, 1956; Муратов, Архипов, 1961; Петрушевский, 1961; Буртман, Пейве, Руженцев, 1963).

С середины 50-х годов съемочные и тематические работы ведутся Памирской экспедицией Управления геологии и охраны недр Таджикской ССР. В результате получены обширные материалы по стратиграфии, магматизму и тектонике Памира. На всей территории области осуществляется детальная геологическая съемка. Именно в это время впервые создается прекрасно палеонтологически обоснованная схема стратиграфии. Специально проводится изучение интрузивного магматизма (Буданов и др., 1960; Буданов, 1962, 1964). Появляются новые материалы по истории развития и структуре Памира. Вопросам тектоники области посвящены работы Б. П. Бархатова, (1956, 1959, 1961, 1963) Б. П. Бархатова и Г. Г. Мельника (1962), М. М. Кухтикова (1958), С. А. Захарова (1958), Д. В. Наливкина и П. Д. Виноградова (1959), В. Н. Крестникова (1959, 1961, 1962), И. Е. Губина (1960), Н. Г. Власова (1961), М. С. Дюфура (1961, 1962), М. В. Муратова и И. В. Архипова (1961), Б. А. Петрушевского (1961), В. И. Дронова и Э. Я. Левена (1962), В. И. Дронова (1964), С. В. Руженцева (1961, 1962а, б, 1963), В. Н. Крестникова и И. Л. Нерсесова (1962) и ряда других.

В течение длительного времени геологические исследования на Памире проводил Б. П. Бархатов (1959, 1961, 1963), который в серии работ изложил свои представления о тектоническом районировании Памира, а также об истории развития его структур. Б. П. Бархатов считает, что районирование по возрасту складчатости для сравнительно небольших структурных элементов (зон, подзон) недостаточно, так как при этом сглаживаются различия между отдельными тектоническими зонами. Поэтому в основу районирования им предлагается положить следующие признаки: 1) время завершения последнего геосинклинального периода развития, 2) длительность последокембрийского геосинклинального развития, 3) преобладающую тенденцию вертикальных движений после завершения последнего геосинклинального периода.

На основании перечисленных признаков на территории Памира Б. П. Бархатов выделяет две складчатые системы: Куньлуньскую —

варисскую и Каракорумскую — мезо-кайнозойскую. Первая включает зону Северного Памира, вторая — зоны Центрального, Юго-Восточного и Юго-Западного Памира. Каждая из зон подразделяется на серию подзон. Обе системы разделены длительно развивающимся Акбайтальским краевым (глубинным) разломом.

Естественно, что каждая из выделенных зон и подзон характеризуется специфическим развитием, что нашло свое выражение в особенностях разреза, магматизма и структуры. Основным принципом, положенным в основу схемы развития зон, является признание дифференциации, усложнения структуры когда-то единых тектонических элементов, распадение их на все более мелкие конседиментационные поднятия и прогибы (подзоны).

Большое значение уделяется периодизации развития структур. Если на ранних этапах, как правило, существовали сравнительно простые однородные структуры, то для заключительных этапов развития наблюдается их усложнение. Возникновение подзон как раз и ограничено рубежами, наметившимися в течение средних и заключительных этапов последнего геосинклинального периода.

Геосинклинальное развитие тектонической зоны заканчивается оформлением ее складчатой структуры. В послегеосинклинальный период зона испытывает более или менее интенсивное поднятие, сопровождающееся относительным вертикальным перемещением отдельных блоков, которое создало современную глыбово-складчатую структуру. Такая схема развития иллюстрируется у Б. П. Бархатова рассмотрением каждой из зон Памира.

Естественно, что, положив в основу своих построений неравномерность развития отдельных зон Памира, а также представления о современной их структуре, как отражении такой неравномерности, Б. П. Бархатов придает ведущую роль в формировании альпийской структуры Памира вертикальным движениям. Современный (неоген-четвертичный) структурный план в целом совпадает с таковым более раннего времени. Специально в своих работах Б. П. Бархатов не касается вопроса о роли горизонтальных движений в формировании альпийской структуры области. Однако сам факт неоднородного строения, признание длительного развития каждой зоны, завершающегося возникновением специфической структуры, существование глубинных разломов, заложившихся и постоянно существовавших в течение многих периодов на стыке различных тектонических зон, пространственное совпадение древних и молодых — альпийских — разломов не оставляет места для признания сколь-либо значительных горизонтальных перемещений.

Сходные построения делались рядом других геологов, работавших на Памире. Так, например, В. И. Дронов (1964), рассматривая структурно-фациальную зональность Центрального и Юго-Восточного Памира, предлагает положить в основу выделения подзон установление первичных конседиментационных структур с обязательным учетом времени их появления и развития. В работе проводится идея о постепенной дифференциации когда-то единых зон, что находит свое выражение в различиях структуры и разрезов отдельных районов.

Подробное районирование Центрального Памира проведено М. С. Дюфуром (1962). Автор на большом фактическом материале обосновал детальную схему развития Центрального Памира, показав, как из когда-то единого прогиба возникла сложная структура, состоящая из нескольких различно построенных подзон. Согласно М. С. Дюфору, палеозойские и мезозойские вертикальные движения, обусловившие разделение Центрального Памира на геоантиклинальные и геосинклинальные участки, в палеогене сменились горизонтальными движениями. Интенсивное тангенциальное сжатие в кайнозое не было связано с давлением извне, а создавалось в участках прогибания как

результат инверсии тектонического режима. Это напряжение разрешалось путем сокращения площади, занимаемой ранее осадочными толщами, причем данный процесс происходил в разных местах по-разному, что привело к образованию различной внутренней структуры для отдельных участков.

Общим для всех работ является либо отрицание значительных горизонтальных перемещений в период альпийского орогенеза, либо попытка объяснить эти перемещения крупными вертикальными движениями.

Однако в течение последних лет идеи о примате вертикальных движений на Памире в альпийское время были подвергнуты критике. Детальными съемочными и тематическими работами была создана обоснованная схема стратиграфии, что, в свою очередь, дало возможность приступить к выяснению особенностей альпийской структуры. Тектонические покровы в Центральном Памире были установлены К. Н. Паффенгольцем и М. И. Шабалкиным (1935) при проведении работ в бассейне Таны-маса. Развитие надвигов и сложных чешуйчатых систем в Акбайтальском и Ранкульском районах известно уже давно. Однако таким структурам до недавнего времени придавалось второстепенное значение. Лишь в 60-х годах представления о широком развитии на Памире покровов, надвигов, гигантских лежащих складок приобретают все большее признание. Чаще появляются факты, позволяющие пересмотреть старые взгляды о ведущей роли вертикальных движений в формировании альпийской структуры Памира. Дальнейшие исследования должны внести окончательную ясность в вопрос о роли горизонтальных движений в формировании альпийской структуры Памира.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

В настоящее время существует много схем тектонического районирования Памира и прилегающих районов Центральной Азии. Обычно здесь выделяются следующие основные зоны: 1) Внешняя зона Памира и Куньлуня; 2) варисское поднятие Северного Памира и Куньлуня; 3) мезозойские прогибы Центрального и Юго-Восточного Памира, а также Агыла и Локзуна; 4) область широкого развития метаморфических образований Юго-Западного Памира и осевых частей Каракорума.

В альпийской структуре первая зона представляет собой мегасинклинорий, который возник в конце неогена на месте обширного предгорного прогиба, формировавшегося в связи с ростом поднятия Северного Памира; вторая — гигантский мегантиклинорий, возникший на месте обширного палеозойского эвгеосинклинального прогиба; третья — систему разграниченных позднеальпийскими сдвигами и надвигами альпийских мегасинклинориев; четвертая — альпийский мегантиклинорий.

ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР

Юго-Восточный Памир занимает территорию бассейна рек Оксу и Гурумды, хребтов — Базардаринского, Пшартского и Рушанского. Это район развития каменноугольных, пермских, триасовых и юрских отложений. На севере зона Юго-Восточного Памира граничит с зоной Центрального Памира, на юге и юго-западе — с областью развития метаморфических образований Юго-Западного Памира.

Структурное взаимоотношение Юго-Восточного и Центрального Памира в настоящее время оценивается по-разному. Общепринятыми, однако, являются представления, что на стыке указанных двух зон протягивается система широтно ориентированных региональных разрывных нарушений. Одни авторы (Бархатов, 1963; Дронов, 1964) рассматривают указанную систему тектонических нарушений в качестве глубинного (краевого) разлома древнего заложения, имеющего четкое выражение в альпийской структуре района; другие (Пейве и др., 1964; Руженцев, 1965) выделяют вдоль северной периферии Юго-Восточного Памира серию региональных альпийских надвигов, пространственно и генетически не связанных с разломами, возможно существовавшими в доальпийское время на стыке Центрального и Юго-Восточного Памира. По альпийским надвигам отложения Юго-Восточного Памира надвинуты на образования Центрального Памира.

Сложнее обстоит дело с южной границей рассматриваемой зоны. Одни геологи (Бархатов, 1963; Давыдченко, 1964) считают, что на стыке Юго-Восточного и Юго-Западного Памира расположен заложившийся в верхнем палеозое Гунт-Аличурский глубинный разлом; другие (данные

В. П. Булина) выделяют здесь региональный альпийский Гунтский надвиг. В настоящее время полоса тектонических нарушений, выделяемая в качестве южной пограничной структуры Юго-Восточного Памира, прослежена от Хорога по долине Гунта до озера Яшил-Куль, откуда протягивается на восток, в пределы бассейна левых притоков р. Гурумды. Здесь она выражена в виде многочисленных зон дробления, приуроченных к интрузиям башгумбезских и аличурских гранитов.

В пределах Юго-Восточного Памира располагалась западная часть обширного миогеосинклинального прогиба, который образовался на докембрийском основании в среднем палеозое (в нижнем карбоне по крайней мере, но возможно и несколько ранее). Геосинклинальное развитие прогиба закончилось в верхней юре (по-видимому, в кимеридже). Последнего длительного перерыва в осадконакоплении в палеогене и неогене (?) формируются красноцветные континентальные, реже прибрежно-морские, терригенные и терригенно-вулканогенные образования орогенного комплекса.

Геосинклинальная серия Юго-Восточного Памира, охватывающая отложения карбона, перми, триаса и юры, распадается на две толщи: каменноугольно-пермо-триасовую и юрскую, каждая из которых отличается преобладанием определенных типов пород; толщи эти разделены четкой поверхностью угловых несогласий.

В настоящем разделе будут рассмотрены типовые разрезы и фации каменноугольных, пермских, триасовых и юрских отложений, будет сделана попытка выделить для каждого структурно-формационного комплекса частные конседиментационные структуры.

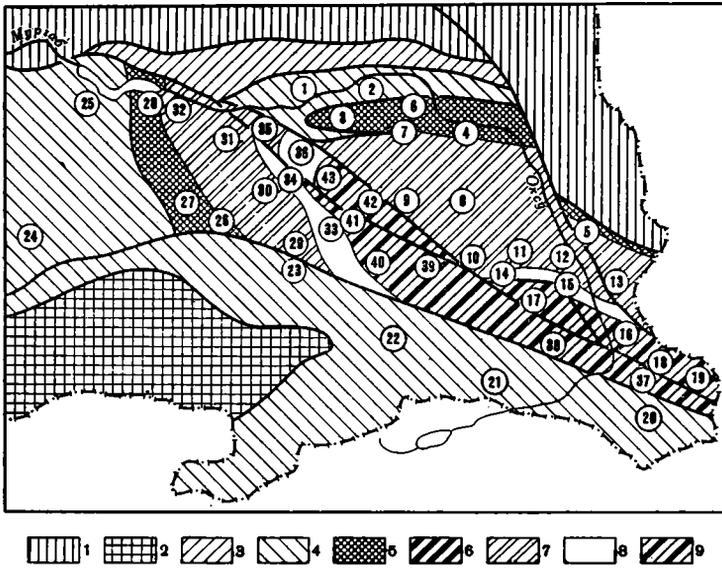
Каменноугольные, пермские и триасовые отложения

Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Памира разрабатывалась в 30-х годах Г. А. Дуткевичем (1936). В последние годы она специально изучалась Э. Я. Левеном и Б. М. Гушиным. Э. Я. Левен (1959а) выделяет пять свит пермо-карбона: 1) базардаринскую (С—Р_{1а}), песчано-сланцевую. В средней части свиты Б. М. Гушиным собраны остатки нижнекаменноугольной фауны, в верхах свиты присутствуют фузулины и аммониты артинского яруса, мощность свиты до 2 км; 2) шиндйскую (Р_{1а}), эффузивную, мощность 0—120 м; 3) кубергандинскую (Р_{1а}—Р_{2kb}), известняково-глинистую, мощность 20—120 м; 4) ганскую (Р_{2m}—рп), известняково-кремнистую, мощность 30—170 м; 5) карабелесскую (Р_{2рт}), туфогенную, мощность 0—100 м.

Триасовые отложения делятся на две свиты: кобригенскую и истыкскую (Дюфур и др. 1958; Дронов, Левен, 1962; Дронов, Кушлин, 1962).

Кобригенская свита состоит из двух подсвит: нижней (Т₁₋₂ ап), известняковой и верхней (Т_{2l}—Т_{3k}), известняково-кремнистой. Мощность свиты 50—150 м. Истыкская свита (Т₃ п-г) представлена песчано-сланцевыми отложениями мощностью до 1,5 км.

Для отложений карбона, перми и триаса В. И. Дронов и Э. Я. Левен (1962), С. В. Руженцев (1963) и Б. К. Кушлин выделяют три зоны: окраинную, промежуточную и центральную, каждая из которых занимает определенное положение по отношению к прогибу Юго-Восточного Памира и характеризуется определенным типом разреза. Ниже приводится характеристика опорных разрезов каменноугольно-пермо-триасовых отложений этих зон. Разрезы 1, 2, 24 и 25 расположены в пределах окраинной зоны; 3—13 и 20—32 — промежуточной; 14—19, 33—43 — центральной (фиг. 1).



Фиг. 1. Схема структурно-фациальной зональности каменноугольных, пермских и триасовых отложений Юго-Восточного Памира

1 — Центральный Памир; 2 — Юго-Западный Памир; 3—9 — Юго-Восточный Памир: 3 — Пшартская зона, 4 — окраинная зона, 5—7 — промежуточная зона (5 — отложения джамантальского типа, 6 — отложения карабелесского типа, 7 — отложения акбуринского типа), 8 — отложения, переходные от промежуточных к центральным, 9 — центральная зона. На схеме — номера опорных разрезов (см. также фиг. 4, 7 и 11)

Характеристика разрезов

Северо-восточные районы

Пермо-триасовые отложения широко обнажены в пределах долины р. Оксу, в районе поселка Мургаб. Они слагают здесь широтно ориентированную полосу, протягивающуюся от Мургаба на западе до бассейна ручьев Ган и Кызылбелес на востоке (см. фиг. 1, 2 и 2, 2) ¹.

Мощность,
м

Базардаринская свита.

Толща зеленовато-серых и черных ритмично переслаивающихся полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В верхней части разреза начинают преобладать практически мономинеральные кварцевые песчаники с обильным кальцитовым цементом, содержащие остатки фузулинид *Monodioxodina shiptoni* Dunb² Видимая 250—300

Шиндуйская и кубергандинская свиты.

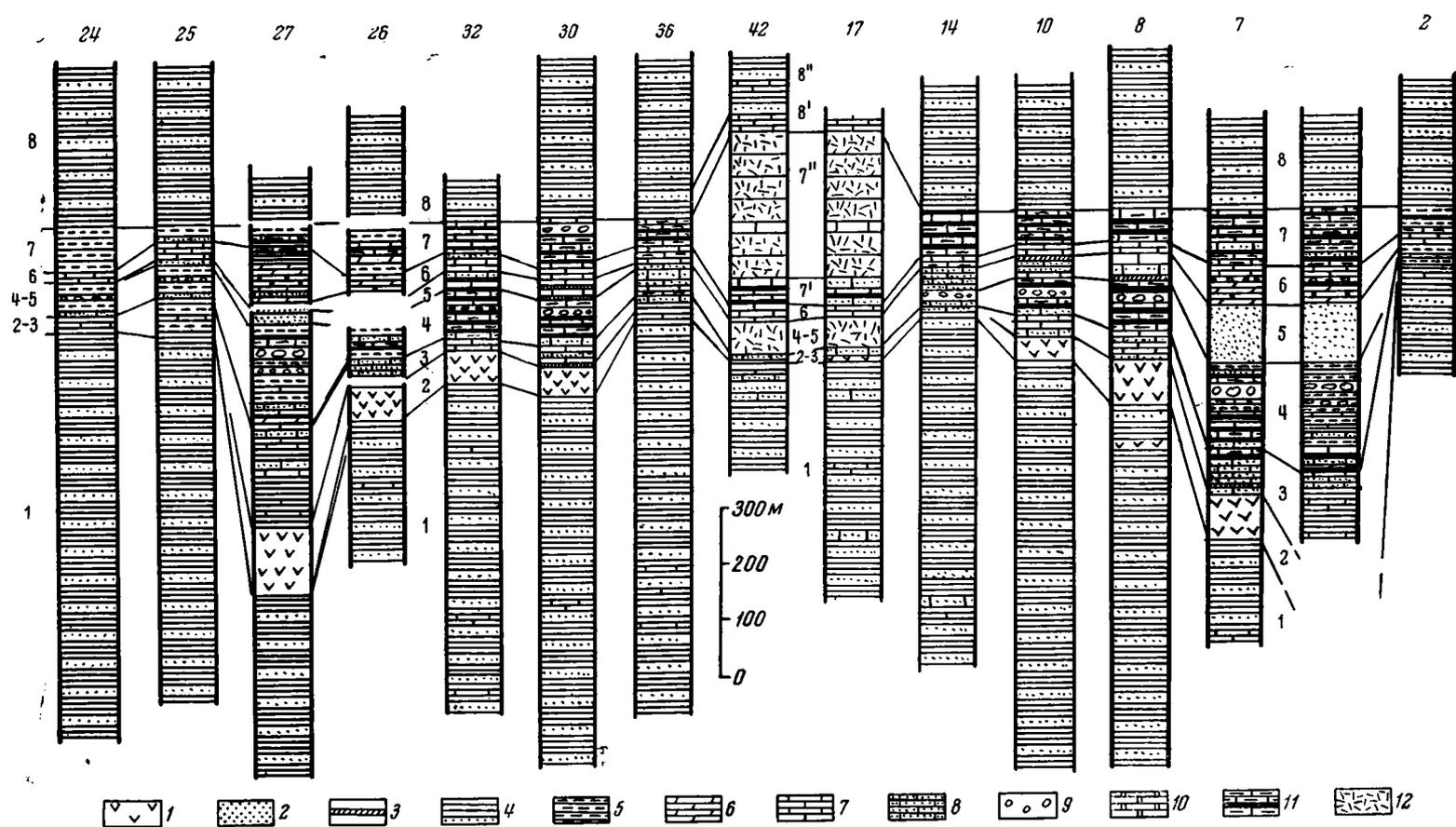
Оливково-зеленые, красные, бурые ожелезненные аргиллиты, переслаивающиеся с тонкозернистыми известняками. В верхней части разреза количество известняков увеличивается, появляются мелкодетритовые, шламовые, иногда песчанистые разности 15—20

Ганская свита.

1. Оливково-зеленые, бурые, фиолетовые до красных железистые аргиллиты и тонкозернистые глинисто-кремнистые породы, содержащие большое количество обугленного растительного детрита. Присутствуют многочисленные прослойки микрозернистых глинистых известняков. Порода тонко окремнена, час-

¹ Здесь и в дальнейшем первая цифра обозначает номер фигуры, вторая — номер разреза, указанного на фациальной схеме или схеме сопоставления колонок.

² Здесь и далее фузулиниды определялись Э. Я. Левенем.



Фиг. 2. Схема сопоставления каменноугольно-пермо-триасовых разрезов Юго-Восточного Памира. Цифры над колонками обозначают номера разрезов (см. фиг. 1).

Цифры сбоку от колонок: 1 — базардаринская свита (C_1-P_{1a}); 2 — шиндйская свита (P_{1a}); 3 — кубергандинская свита ($P_{1a}-P_{2kb}$); 4 — ганская свита (P_m-P_{2pm}); 5 — карабелеская свита (P_{2pm}); 6 — нижнекобригенская подсвита (T_{1-2an}); 7 — верхнекобригенская подсвита ($T_{2l}-T_{3k}$); 7' — ладинский ярус; 7'' — карнийский ярус; 8 — истыкская свита ($T_{3p}-t$); 8' — низы норийского яруса; 8'' — норийский и рэтский ярусы. 1 — диабазы; 2 — туфопесчаники; 3 — пепловые туфы; 4 — песчаники, аргиллиты; 5 — сланцы, кремнистые известняки; 6 — мергели; 7 — афанитовые известняки; 8 — детритовые известняки и кремни; 9 — конгломераты; 10 — доломиты; 11 — кремнистые известняки и кремни; 12 — рифогенные доломиты и известняки

- то можно наблюдать остатки кальцитизированных спикул губок. В верхней части пачки присутствует прослой (20—30 см) известняков, которые содержат раковины фузулинид *Verbeekina verbeeki* (Gein.) (мургабский ярус) 2
2. Фиолетовые, красные, зеленые глинисто-кремнистые сланцы. Порода представляет собой микрозернистый агрегат кремнезема и глины, обогащенный гидроокислами железа. Глинисто-кремнистые сланцы переслаиваются с железистыми аргиллитами и тонкозернистыми кремнистыми породами. Изначально встречаются тонкие (2—5 см) прослой красных кремнистых известняков 5—7
3. Горизонт черных известняковых конгломератов. Порода состоит из плохо сортированных (от долей миллиметра до 1—2 см), неправильных, реже окатанных обломков тонкозернистого известняка. Конгломераты по простиранью переходят в грубозернистые органогенно-обломочные известняки. Порода содержит остатки фузулинид: *Neoschwagerina simplex* Ozawa, *N. craticulifera* (Schwag.), *Sumatrina annae* Volz., *Verbeekina* sp. (мургабский ярус) 2—3

Ганская¹ и карабелесская свиты.

Пачка фиолетовых глинисто-кремнистых пород, переслаивающихся с железистыми известковыми аргиллитами 3

Кобригенская свита.

Нижняя подсвита. Черные плитчатые глинистые известняки, участками слегка окремнелые 2,8—3

Верхняя подсвита. Пестрая пачка тонко переслаивающихся железистых глинисто-кремнистых пород. Встречаются редкие прослой (2—3 см) радиоляритов и спонголитов. Еще реже попадаются тонкие прослой окремнелых известняков. В кровле пачки присутствует прослой пеллециподовых органогенно-обломочных ожелезненных известняков 29—34

Истыкская свита.

Толща монотонных, зеленовато-серых до черных, ритмично чередующихся кварцевых песчаников и алевролитов Видимая 180—200

Непосредственно к югу от рассматриваемой полосы отложений обнажаются породы иного типа. Они слагают субширотно ориентированную зону, известную под названием полосы Джамантал-Куталь. Низы разреза (базардаринская и шиндйская свиты) здесь не вскрыты. По правому борту сая Куталь снизу вверх обнажаются (см. фиг. 1, 3 и 2, 3):

Мощность, м

Кубергандинская свита.

Горизонт переслаивающихся аргиллитов, глинисто-кремнисто-карбонатных пород, детритовых и шламовых известняков.

1. Аргиллиты черные, слабо известковистые, с обильным растительным детритом, пиритизированные; мергели обычно железистые, обогащенные растительным шламом. В виде многочисленных тонких (5—10 см) прослоев присутствуют полидетритовые известняки, а также шламовые железистые известняки Видимая 35—40

2. Вверх по разрезу количество прослоев известняков быстро возрастает. Преобладают шламовые, мелкодетритовые разности. В виде тонких (до 5—10 см) прослоев присутствуют железистые глинисто-кремнисто-карбонатные породы и глинистые шламовые известняки. В разрезе выделяется несколько линз и прослоев (до 1—2 м) грубых органогенных известняков, состоящих из крупных обломков раковин фораминифер, брахиопод, скелетов мшанок, иглокожих, кораллов. Здесь же наблюдаются обломки шламовых и микрозернистых известняков. Цемент скудный, представлен агрегатом ожелезненного кальцита или железисто-глинисто-кремнистой массой. В верхней части пачки среди известняков появляются многочисленные тонкие прослой железистых мергелей и карбонатно-глинисто-кремнистых пород. Фузулиниды: *Pseudofusulina chihsaensis* Lee, *Parafusulina grupperaensis* (Thomps. et Mill.), *P. shaksgamensis* Reich., *Cancellina nipponica* Ozawa, *Armenina sphaera* Ozawa (кубергандинский ярус, зона *Cancellina*) 45—50

Ганская свита.

1. Пачка тонко переслаивающихся, серых, микрозернистых, иногда глинистых, часто кремнистых известняков и бурых железистых карбонатно-глинисто-кремнистых пород. Здесь же появляются многочисленные прослой силицитов (основная масса породы представляет собой неравномерно раскры-

¹ Верхний фиолетово-зеленый горизонт ганской свиты образует единую пачку с отложениями карабелесской свиты.

сталлизованный агрегат кварца и халцедона с многочисленными плохо сохранившимися остатками спикул губок и радиолярий).

В разрезе присутствуют прослои (до 1 м) сгустково-детритовых, относительно грубых известняков. Детрит состоит из угловатых или полуокатанных обломков мшанок, брахиопод, иглокожих и фораминифер. Сгустки представлены микрозернистым кальцитом, где иногда различается водорослевая структура. В верхней части разреза появляются тонкие (до 1—5 см) прослои карбонатно-глинисто-кремнистых пород, реже мергелей. Фораминиферы: *Yangichenia compressa* Ozawa, *Neoschwagerina simplex* Ozawa, *Armenina salgirica* M. Macl., *Praesumatrina schellwieni* Degr. (мургабский ярус) 35—40

2. Пачка тонко переслаивающихся, фиолетовых, зеленых, черных, светло-серых глинисто-кремнистых пород, реже аргиллитов, мергелей; присутствуют прослои известняков, кремнистых известняков, кремней. Фузулиниды: *Yangichenia* sp., *Neoschwagerina* sp., *Verbeekina* sp. (мургабский ярус) 40

3. Известняковый конгломерат. Обломки угловатые, размером от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров, представлены различными известняками, в том числе и детритовыми, откуда собраны остатки пара- и псевдофузулин (базардаринская и кубергандинская свиты). В верхней части пачки встречено несколько прослоев ожелезненных органогенно-обломочных известняков 16

Кремнистые известняки и кремни 3

Известняки югустково-детритовые. Основная масса породы состоит из микрозернистого кальцита, содержащего многочисленные обломки мшанок, фузулинид, мелких фораминифер, брахиопод, а также водорослевых сгустков. Обломки часто обрастают тонкой водорослевой коркой. Местами по простиранию известняки переходят в мелкогалечный известняковый конгломерат. Фузулиниды: *Neoschwagerina craticulifera* (Schwag.), *N. minoensis* Degr., *N. margaritae* Degr., *Jabeina archaica* Dutk., *Verbeekina verbeeki* (Gein), *Sumatrina annae* Volz. (мургабский ярус) 8—17

4. Горизонт переслаивающихся фиолетовых, зеленых, светло-серых железистых, глинисто-кремнистых, глинисто-кремнисто-карбонатных пород и микрозернистых известняков. Примерно в средней части пачки присутствует горизонт мелкогалечных известняковых конгломератов. Здесь же встречаются прослои органогенно-обломочных известняков. Фораминиферы: *Colaniella parva* Colani, *Reichellina* sp., *Palaeofusulina pamirica* Leven (памирский ярус) 27—30

Карабелесская свита.

Горизонт зеленых и фиолетовых крупно-, реже среднезернистых вулканомиктовых песчаников. Порода состоит из угловатых, часто полуокатанных, плохо сортированных обломков разнообразных основных и кислых вулканических пород. В отдельных прослоях встречается обильная примесь слабо окатанных обломков известняков, а также органический детрит (обломки раковин брахиопод, мшанок, иглокожих).

Вулканомиктовые песчаники содержат прослои известняков, загрязненных примесью грубого обломочного материала (зерна основных эффузивных пород, плагиоклаза, микроклина и кварца) 70—80

Кобригенская свита.

Нижняя подсвита. Горизонт черных глинистых тонкоплитчатых известняков. В виде тонких прослоев присутствуют желтовато-серые мертели. В верхней части пачки появляются многочисленные прослои оолитовых известняков и мелкогалечных известняковых конгломератов 49

Верхняя подсвита. Известняк тонкозернистый, иногда содержащий незначительную примесь раковинного шлама; тонко чередуется с неравномерно раскристаллизованными крупнокристаллическими кремнистыми породами. Истинную мощность горизонта установить трудно, ибо полоса его выходов нарушена серией послонных срывов По-видимому, не менее 55—65

Истыкская свита.

Мелкозернистые кварцевые, кварц-полевошпатовые песчаники и глинистые сланцы Видимая 250—300

Южнее рассмотренной полосы выходов отложений пермо-триаса изучены иные разрезы. Каменноугольные и пермо-триасовые отложения протягиваются вдоль левого борта долины р. Куталь, в бассейне р. Карабелес, по северному борту урочища Рават и далее вдоль правого борта долины р. Дункельдык (Сарыкольский хребет). Наиболее полные разрезы составлены в верховьях и по левому борту р. Карабелес (см. фиг. 1, 7 и 2, 7).

Базардаринская свита.

В основании разреза залегает толща однообразных, ритмично переслан- вающихся, черных, бурых, существенно кварцевых песчаников, алевролитов и черных, иногда с зеленоватым оттенком аргиллитов. В верхах разреза свиты присутствуют остатки фузулинид: *Pseudofusulina* sp., *Misellina aliciae* (Depr.) (артинский ярус) . . . Видимая 200

Шиндйская свита.

Диабазы мелкокристаллические, образуют шары, лепешки размером от 20—30 до 50—80 см, окруженные известняком, переполненным раковинным детритом (фораминиферы, остракоды, иглокожие, водоросли). В виде тонких (до 7—10 см) многочисленных прослоев и линз присутствует хлорит-гидро- слудистый агрегат, представляющий собой разложенный туфзит . . . 60

Кубергандинская свита.

1. Пачка грубослоистых темно-серых до черных органогенно-обломочных известняков. Основной составной частью породы являются органические остатки (обломки раковин фораминифер, брахиопод, скелетов мшанок и крино- идей). Обломки часто обрастают пленкой сине-зеленых водорослей, образую- щих микроколонию. Обломочный материал сцементирован микрозернистым кальцитом, присутствующим в крайне незначительном количестве. Местами, особенно в нижней части пачки, встречаются неправильной формы зерна хло- рита, обломки аргиллитов и разложенных основных эффузивов (возможно, примесь туфогенного материала). В основании разреза изредка присутствуют тонкие (2—3 см) прослой мергелей и аргиллитов. Фузулиниды: *Pseudofu- sulina* sp., *Parafusulina* sp., *Misellina termieri* (Depr.) (артинский ярус) . . . 40

2. Пачка сходных, однако несколько более тонкодетритовых известняков. Здесь же появляются желваки и отдельные прослой черных кремней. Фузу- линиды: *Parafusulina* sp., *Cancellina pamirica* Leven (кубергандинский ярус) 20—25

Ганская свита.

1. Пачка слоистых серых известняков, окремнелых. Известняки детрито- вые, состоящие из мелких обломков фораминифер, брахиопод и иглокожих. Обломки сцементированы микрозернистым агрегатом кальцита. Присутствуют пласты (мощностью до 1,5 м) сравнительно грубых органогенно-обломочных полидетритовых известняков. В виде многочисленных прослоев встречаются кремни. В верхней части разреза появляются прослой мергелей и глинисто- кремнистых пород (тончайшее чередование микропрослоев и линзочек крем- ней и глинистого материала). Фузулиниды: *Yangchienia compressa* (Ozawa), *Cancellina kutalensis* Leven, *Praesumatrina neoschwagerinoides* (Depr.), *Pseu- dodoliolina* sp. (мургабский ярус) . . . 32

2. Пачка тонко переслаивающихся серых, зеленовато-серых, желтых, шламовых, детритовых, часто кремнистых известняков, содержащих редкие прослой мергелей и глинисто-кремнистых пород. Присутствуют многочислен- ные прослой и линзы кремней. Изредка известняки переходят в известняко- вые конгломераты.

Кроме детритовых известняков, наблюдаются тонкоплитчатые кремни- стые известняки, в которых иногда удается различить многочисленные остат- ки радиолярий и спикул губок. В разрезе выделяются тонкие (2—3 см) про- слой карбонатно-глинисто-кремнистых пород. Порода интенсивно ожелезнена 20—24

3. Горизонт массивных черных, темно-серых известняковых конгломера- тов. В виде отдельных прослоев, особенно в верхней части, встречаются гру- бодетритовые известняки. Конгломерат состоит из неправильной формы об- ломков кремнистых известняков, детритовых известняков, кремней и мрамор- ных, размером от нескольких миллиметров до 20—30 см 20—40

4. Известняки темно-серые, черные, плитчатые, окремнелые, детритовые или шламовые; по простиранию изредка переходят в мелкогалечный извест- няковый конгломерат. Иногда в разрезе появляются многочисленные прослой красных, железистых, глинисто-кремнистых, глинисто-кремнисто-карбонатных пород, чередующихся с кремнистыми известняками. Фузулиниды: *Palaeofusulina pamirica* Leven. (памирский ярус) . . . От нескольких до 20—30

Карабелесская свита.

Пачка переслаивающихся вулканомиктовых конгломератов и песчаников, содержащих примесь туфогенного материала. Порода обычно состоит из об- ломков кремнистых известняков, шламовых известняков, диабазов, кератофи- ров, спилитов, кварцевых порфиров. Обломки размером от долей милли- метра до 20—30 см. Порода представляет собой плохо сортированный песча- ник, возникший при разрушении вулканических построек и содержащий су- щественную кристалло-, витрокластическую примесь. Местами встречаются покровы (до 1,5—2 м) шаровых диабазов . . . 50—70

Кобригенская свита.

Нижняя подсвита.

1. Известняки черные, тонкоплитчатые, представляют собой микрозернистый агрегат кальцита, местами доломитизированного. В виде прослоев (10—30 см) присутствуют доломитистые известняки, обладающие комковатой структурой, вследствие чего порода имеет конгломератовидный облик. Местами в комочках можно наблюдать водорослевую структуру 0,15
 2. Среди черных плитчатых известняков появляются многочисленные тонкие (1—6 см) прослой серых и желтоватых мергелей 23
 3. Горизонт известняковых конгломератов; порода сложена плохо окатанными обломками густковых, оолитовых, микрозернистых известняков, сцементированных микрозернистым кальцитом 2
 4. Черные комковатые густково-детритовые плитчатые известняки 12
- Верхняя подсвита.
1. Пачка черных, серых, кремнистых известняков. Вверх по разрезу все в большем количестве появляются желваки, линзы и прослой кремней 17
 2. Прослой грубодетритовых, слабо кремнистых известняков; местами наблюдается густковая структура. Порода состоит из обильного, крупного (до 5 мм), раковинного детрита (иглокожие, фораминиферы, брахиоподы, кораллы, мшанки). Сравнительно часто по простиранию известняки переходят в мелкогалечные известняковые конгломераты 7
 3. Пачка светло-серых окремнелых известняков, переслаивающихся с многочисленными тонкими (1—5 см) прослоями кремней 35—45

Истыкская свита.

Толща ритмично переслаивающихся мелкозернистых кварцевых, реже кварц-полевошпатовых, известковистых или глинистых песчаников, кварцевых алевролитов и алевролитов аргиллитов Видимая до 300

Южнее широтной полосы Карабелес — Рават, сложенной породами рассмотренного типа, развиты отложения, характеризующиеся иным разрезом. Они обнажаются в пределах обширного района водораздела Оксу и Истыка (горный массив Ак-Бура), слагая несколько полос, протягивающихся в широтном направлении на многие десятки километров от долины Караулдыналы и Уч-Джилги, на западе, до правобережья среднего течения Оксу, на востоке.

Одним из наиболее полных разрезов северной части рассматриваемой территории является разрез ручья Зор-Ак-Бура-сай (см. фиг. 1, 8 и 2, 8).

Базардаринская свита.

Толща ритмично переслаивающихся черных мелкозернистых песчаников, алевролитов, черных глинистых сланцев. В верхней части разреза присутствуют прослой бурых кварцевых песчаников, содержащих фузулиниды *Pseudofusulina* sp. Видимая 700—900

Шиндыйская свита.

Авгитовый порфирит, образующий отдельные шары диаметром до 50 см, погруженные в известняковый осадок. Фузулиниды: *Schubertella* sp., *Darvasites* sp., *Pseudofusulina complicata* Schellw. 55—60

Кубергандинская свита.

1. Зеленовато-серые детритовые известняки. В виде отдельных прослоев присутствуют известняки, состоящие из микрозернистого кальцита с примесью раковинного детрита; попадают отдельные крупные хорошо сохранившиеся раковины фузулинид: *Pseudofusulina fusiformis* (Schellw. et Dyhr.), *Misellina* sp. (артинский ярус) 15
2. Серые грубослойные известняки, детритовые, состоящие из мелких (0,1—0,2 мм) обломков раковин фораминифер, криноидей, брахиопод и тонкого неопределимого детрита. Обломки цементируются обильным микрозернистым кальцитом. В виде тонких прослоев присутствуют грубые, полидетритовые известняки. В верхах разреза появляются тонкие прослой кремней. Фузулиниды: *Minojapanella* sp., *Cancellina* sp. (кубергандинский ярус) 17

Ганская свита.

1—2. Пачка тонкоплитчатых желтовато-серых кремнистых известняков микрозернистых, по-видимому, доломитистых, с большим количеством остатков радиолярий. В виде тонких (до 3 см) прослоев присутствуют кремни. В верхней части горизонта встречаются глинисто-кремнистые породы. Фузулиниды: *Palaeofusulina* sp., *Verbeekina* sp. (мургабский ярус) 36

3—4. Черные слоистые известняки, тонкозернистые, кремнистые, с большим количеством рассеянного тонкого органического детрита, среди которого различаются обломки криноидей, фораминифер, брахиопод, брахиопод. Иногда по простиранию слоистые известняки переходят в конгломераты, состоящие из неправильных обломков тех же известняков 18

Карабелесская свита.

1. Туффит, зеленовато-серый 4

2. Известняк зеленовато-серый, несколько окремненный. В виде прослоев присутствуют грубодетритовые известняки, образованные обломками раковин иглокожих, брахиопод, мшанок, кораллов, остракод, фораминифер. Характерны обильные кристаллы полевых шпатов, кварца, угловатые зерна хлорита, эффузивных пород. Иногда существенную роль играют тонкие (до 2—10 см) прослой кремнистого аргиллита (возможно с примесью пеплового материала) и мелкообломочного песчаника. Фузулиниды: *Codonofusiella* sp. (памирский ярус) 33

Кобригенская свита.

Нижняя подсвита.

1. Известняки микрозернистые, черные, тонкоплитчатые. Встречаются прослой окремненных известняков 19

2. Черные, массивные, местами конгломератовидные известняки, переходящие по простиранию в детритовые и шламовые разности 3

Верхняя подсвита.

Известняки микрозернистые, светло-серые, слоистые. Присутствуют многочисленные прослой черных радиоляритов 32

Истыкская свита.

Толща ритмично переслаивающихся черных песчаников и алевритистых аргиллитов Видимая 500—600

В южной части рассматриваемого района по левому борту р. Курстык протягивается полоса выходов сходных пермо-триасовых отложений, отличающихся, однако, строением некоторых своих горизонтов (см. фиг. 1, 10 и 2, 10).

Базардаринская свита.

Толща ритмично чередующихся (иногда отчетливо выражена флишевая стратификация) черных, темно-серых, кварцевых и полевошпатовых, глинистых, глинисто-карбонатных, мелкозернистых песчаников, алевролитов и алевритистых аргиллитов Несколько сотен

Шиндйская свита.

Горизонт зеленых шаровых диабазовых лав 18—25

Кубергандинская свита.

Известняки черные, тонкослоистые, микрозернистые, с незначительной примесью раковинного детрита. В верхней части разреза собраны фузулиниды: *Schubertella* sp., *Pseudofusulina* aff. *norikurensis* Igo, *Parafusulina* ex gr. *japonica* (Dumb.), *Cancellina pamirica* Leven (кубергандинский ярус) 18—20

Ганская свита.

1. Известняки плитчатые, кремнистые, микрозернистые, содержат большое количество кальцитизированных раковин радиолярий и спикул губок, тонко переслаиваются с окремнелыми шламовыми известняками и кремниями. Фузулиниды: *Minojapanella* sp., *Schubertella* sp., *Neofusulinella* sp., *Armenina asiatica* Leven., *A. sphaera* (Ozawa), *Neoschwagerina* sp. (мургабский ярус) 15

2. Известняки тонкозернистые, кремнистые, с более или менее значительной примесью органогенного шлама, переслаиваются с бурыми кремнями. Присутствуют микропрослой и линзочки, сложенные тонким агрегатом кремнезема, глины и кальцита 2—20

3. Горизонт известковых конгломератов, иногда валунных, слоистых, грубо-, среднедетритовых, кремнистых известняков 10—22

4. Пачка микрозернистых, кремнистых, иногда шламовых известняков, переслаивающихся с черными или бурыми радиоляритами и спонголитами. Фузулиниды: *Palaeofusulina pamirica* Leven, *Codonofusiella* sp., *Staffella* sp. (памирский ярус) 10—15

Карабелесская свита.

Горизонт зеленовато-серых, бурых туфогенных песчаников, туффитов, известняковых конгломератов. Преобладают полимиктовые гравелиты и грубозернистые песчаники, состоящие из хорошо окатанных обломков основных эффузивных пород, туффитов, кремнистых пород, разнообразных известняков, хлоритизированных жильных диабазов; присутствует примесь хлоритизированных витрокластов и шлаковых зерен. Местами порода содержит невыдержанные по простиранию линзы (толщиной до 2 м) валунных известняковых конгломератов. Валуну органогенно-обломочных (кораллово-брахиоподово-мшанковых) известняков хорошо окатаны, достигают в поперечнике 30—50 см. Фузулиниды: *Colaniella parva* Colani., *C. cylindrica* K.M.-Macl. (памирский ярус) 5—50

Кобригенская свита.

Нижняя подсвита. Известняки черные, плитчатые, микрозернистые, иногда шламовые 12
Верхняя подсвита. Известняки темно-серые, серые, слоистые, кремнистые, содержащие многочисленные прослой кремней 38

Истыкская свита.

Толща ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов Видимая 250—300

Южнее (правый борт долины р. Истык) прослежена полоса пермотриасовых отложений, слагающих широтную синклиналь, ядро которой приурочено к долине ручья Игримюиз. По северному склону долины ручья был составлен следующий разрез (см. фиг. 1, 14 и 2, 14).

Мощность,
м

Базардаринская свита.

Толща ритмично переслаивающихся, черных, кварцевых и кварц-полевошпатовых, мелкозернистых песчаников, кварцевых алевролитов и известковистых аргиллитов. В верхней части толщи появляются тонкие прослой темных глинистых шламовых известняков Видимая 400—500

Шиндыйская и кубергандинская свиты.

Горизонт серых, в нижней части переслаивающихся с туфогенными аргиллитами известняков. Преобладают микрозернистые разности, содержащие значительную примесь органического шлама и детрита (обломки мшанок, брахиопод, иглокожих, фораминифер). В верхней части горизонта присутствуют *Darvasites* sp., *Pseudofusulina fusiformis* (Schellw. et Dyhr.), *Ps. vulgaris* (Schellw. et Dyhr.), *Ps. chhsiaensis* Lee, *Parafusulina postcraftii* Leven, *P. vulgarisiformis* Mor., *Misellina dyhrenfurthi* (Dutk.), *M. parvicostata* (Depr.); а также артинские аммониты¹ *Parapronorites timorensis* Han., *Propinacoceras* aff *ajense* Max., *Metalegoceras* sp., *Perrinites compresses* Böse, *Marathonites* (Almites) *pamiricus* Toum., *Neocrimites nalivkini* Toum. (артинский ярус) до 20

По-видимому, тектонический контакт.

Ганская свита.

1. Пласт светло-серых, желтоватых тонкоплитчатых микрозернистых известняков. Здесь же присутствуют многочисленные прослой неравномерно окремнелых микрозернистых известняков, переполненных остатками радиолярий 2—3

2. Горизонт серых пелитоморфных, часто сгустковых, шламовых, мелкодетритовых известняков, тонко переслаивающихся с черными и бурыми кремнями. Реже встречаются микрозернистые известняки, содержащие многочисленные кальцитизированные раковины радиолярий. В виде тонких (1—2 см) редких прослоев встречаются бурые, зеленовато-серые породы, представляющие собой тончайший агрегат кварца, глины и кальцита 8—10

Ганская и карабелесская свиты.

Горизонт органогенно-детритовых известняков и мелкогалечных известняковых конгломератов. Преобладают известняки, состоящие из плохо сортированных крупных (до 2—5 мм) обломков раковин фораминифер, брахиопод, пелелипод, скелетов иглокожих, особенно много обломков микроколоний

¹ Здесь и далее пермские аммониты определялись В. Е. Руженцевым.

багрянок и сине-зеленых водорослей. В верхней части пачки присутствуют фузулиниды: *Yangchienia inqua* Lee, *Armenina asiatica* Leven, *A. ex gr. salghirica* M.-Macl., *Neoschwagerina simplex* Ozawa, *N. cf. minoensis* Depr., *Afghanella* sp., *Staffella zisongzhengensis* (Scheng), *Codonofusiella* sp., *Palaeofusulina* sp. (мургабский и памирский ярусы) 7—35

Кобриненская свита.

Нижняя подсвита. Черные тонкоплитчатые микрозернистые, иногда слабо окремненные известняки 10—12

Верхняя подсвита. Горизонт микрозернистых известняков, кремнистых известняков и кремней. Присутствует незначительная примесь фраквоинного шлама 45—50

Истыкская свита.

Толща ритмично переслаивающихся темно-серых кварцевых (с незначительной примесью полевых шпатов и слюды) мелкозернистых песчаников и зеленовато-серых аргиллитов 300—350

Часто рассмотренный разрез пермо-триасовых отложений меняется по простиранию. Тонкослоистые кремнистые известняки ганской свиты (ганская свита, 1 и 2 горизонты) замещаются грубофрагментарными полидетритовыми известняками и известняковыми конгломератами мощностью 5—20 м. Туфогенные породы карабелесской свиты, представленные зеленоватыми, загрязненными хлоритом, микрозернистыми известняками с раковинами (*Staffella zisongzhengensis* (Scheng), *Palaeofusulina* sp.) встречаются редко (Восточный Игримюиз); обычно они замещаются обломочными известняками и известняковыми конгломератами.

Разрез центрального типа был составлен по правому борту р. Кастанат-Джилга (см. фиг. 1, 17 и 2, 17).

Базардаринская свита.

Толща ритмично чередующихся глинистых алевролитов и аргиллитов. В виде отдельных прослоев присутствуют песчанистые органогенно-обломочные известняки, состоящие из обломков мшанок, кораллов, иглокожих, фораминифер Видимая 250—300

Шиндйская и кубергандинская свиты.

Горизонт серых, темно-серых грубослоистых органогенно-обломочных известняков. В породе много фузулинид, мшанок, брахиопод, криноидей, кораллов. Обломки и целые раковины часто обрастают водорослями, образующими микроколонию. Связующей массой является тонкая глинисто-карбонатная порода с остатками фораминифер: *Parafusulina vulgarisiformis* Mor., *Misellina alicae* (Depr.), *Darvasites* sp. (артинский ярус) 4—5

Ганская и карабелесская свиты.

Горизонт массивных светлого-серых известняков. Порода сильно и неравномерно перекристаллизована. Местами, однако, удается различить биогермовую структуру: скелеты кораллов, окаймленные водорослевой коркой. Фузулиниды: *Neoschwagerina* sp.; в верхней части горизонта присутствуют *Colaniella* sp., *Reichellina* sp., (мургабский и памирский ярусы) 27—35

Кобриненская свита.

Нижняя подсвита.

1. Горизонт плитчатых черных известняков¹ с отдельными невыдержанными прослоями известняковых конгломератов 12—15

2. Толща существенно массивных и грубослоистых часто рифогенных известняков, которые в виде непрерывной широтной полосы прослеживаются от бассейна Шинды, на востоке, до Кастанат-Джилги, на западе.

Верхняя подсвита.

1. Тонкозернистые известняки с многочисленными остатками кальцитизированных радиолярий, местами сохранились участки первичной известняково-кремнистой породы. Присутствуют многочисленные прослои перекристаллизованных радиоляритов 27

¹ В бассейне р. Шинды в этих известняках В. И. Дроновым и Б. К. Кушлиным (1962) собраны аммониты анезийского яруса.

2. Горизонт серых, темно-серых до черных, массивных, часто неяснослоистых известняков, переходящих по простираению в слоистые обломочные известняки. Порода сильно доломитизирована, перекристаллизована, лишь изредка удается различить первичную органогенную структуру (жомковатая, трубчатая). Массивные известняки образуют среди слоистых крупные (высотой до 40 м) караваеобразные тела	50—80
3. Серые, светло-серые, массивные известняки, доломитизированные известняки, сильно перекристаллизованные. Изредка удается различить кораллово-водорослевую структуру	40—120
4. Темные слоистые известняки с желваками кремней	25

Истыкская свита.

Толща известковистых сланцев, песчаников с прослоями кораллово-брахиоподовых известняков	Около 150
--	-----------

В бассейне р. Шинды В. И. Дроновым и Б. К. Кушлиным (1962) собраны палеонтологические остатки. В черных известняках низов кобригенской свиты — аммониты анезийского яруса, в пачке 1 верхней подсвиты кобригенской свиты — ладинские пелециподы: *Daonella reticulata* Mojs., в пачках 2 и 3 той же подсвиты — карнийские пелециподы: *Holobia* cf. *cassiana* Mojs., аммониты: *Thisbites agricolae* Mojs., *Yoanites* cf. *klipsteni* Mojs., *Megaphyllites* cf. *jarbas* Münst., *Arcetes* sp. и др.; а в верхах пачки 3 и в пачке 4 — норийские пелециподы: *Monothis salinaria* Schloth, аммониты: *Paracladiscites timidus* Mojs., *P. timorensis* Mojs., *Placites polydactylus* Mojs., указывающие на низы яруса.

К югу и юго-востоку (разрезы Каракуль-Ашу, Хан-Юлы, см. фиг. 1, 18, 19) количество триасовых рифов увеличивается. Сплошные рифогенные известняки мощностью до 1 км часто охватывают стратиграфический диапазон от ладинского до норийского ярусов.

Юго-западные и западные районы

Пермо-триасовые отложения слагают обширные районы Базардаринского хребта, обнажаются они также в ряде мест бассейна Гурумды, в верховьях Истыка и Оксу.

Отложения окраинного типа, аналогичные описанным в разрезах Гана и Кызылбелеса, установлены в пределах западного окончания Базардаринского хребта, по левому борту Гурумды и Беика.

В бассейне Кара-Дары (Базардаринский хребет, см. фиг. 1, 24 и 2, 24) Э. Я. Левен и Б. К. Кушлин составили следующий разрез пермо-триаса:

	Мощность, м
Базардаринская свита.	
Песчаники, алевролиты и глинистые сланцы	Свыше 1000
Шиндйская и кубергандинская свиты.	
Черные глинистые сланцы и глинисто-мергелистые породы с прослоями глинистых известняков	25
Ганская свита.	
1. Обломочно-детритовые известняки с остатками <i>Cancellina</i> sp., <i>Verbeekina</i> sp.	1
2. Серые, фиолетовые глинисто-кремнистые сланцы	20
3. Серые грубослоистые обломочно-детритовые известняки	2,5
Ганская и карабелесская свиты.	
Зеленоватые, фиолетовые глинисто-кремнистые сланцы	3
Кобригенская свита.	
Нижняя подсвита.	
Темно-серые тонкоплитчатые известняки, местами переходящие в известняковые конгломераты	8

	Мощность, м
Верхняя подсвита.	
1. Серые глинисто-кремнистые породы	12
2. Зеленовато-бурые известково-глинисто-кремнистые сланцы	5
3. Тонколистоватые сургушно-красные глинисто-кремнистые сланцы с прослоями известняков	15

Истыкская свита

Песчано-сланцевая толща Видимая несколько сотен

Разрезы, переходящие от окраинных к промежуточным, установлены этими авторами восточнее, в бассейне р. Базар-Дары (см. фиг. 1, 25, и 2, 25).

Мощность,
м

Базардаринская свита.

Песчаники, алевриты и глинистые сланцы Несколько сотен

Шиндйская и кубергандинская свиты.

Глинисто-кремнистые сланцы До 60

Ганская свита.

с прослоями кремнистых известняков	8
1. Зеленые или фиолетовые тонкоплитчатые глинисто-кремнистые сланцы	8
2. Серые известняковые конгломераты	12
3. Кремнистые сланцы, кремнистые известняки	8

Карабелесская свита.

Зеленовато-серые известковистые туфопесчаники 6

Кобригенская свита.

Нижняя подсвита.
Черные тонкоплитчатые известняки 20

Верхняя подсвита.

1. Темно-серые плитчатые кремни с прослоями кремнистых известняков	8
2. Темно-серые грубослоистые песчаные известняки с линзами и желваками кремней	2,5
3. Переслаивание черных слоистых известняков и темно-серых глинисто-кремнистых сланцев	4
4. Серые глинисто-кремнистые и глинисто-кремнисто-известковые сланцы.	4

Истыкская свита.

Песчано-сланцевая толща Видимая 300—400

Восточнее пермо-триасовой зоны бассейна Базар-Дары протягивается система субмеридиональных складок, сложенных каменноугольными и пермо-триасовыми породами существенно иного типа. Рассматриваемые отложения прослежены от левого борта долины Мургаба на севере до урочища Кобриген (северный склон Аличурской долины) на юге, пересекая в меридиональном направлении весь Базардаринский хребет. Наиболее полные разрезы были составлены в долине реки Кобриген (см. фиг. 1, 27 и 2, 27), где снизу вверх обнажаются:

Мощность,
м

Базардаринская свита.

Мощная толща ритмично переслаивающихся черных, зеленовато-серых песчаников, алевритов, алевритистых аргиллитов. Относительно часто, особенно в верхах разреза присутствуют прослои мелкодетритовых и шламовых известняков.

Шиндйская свита.

Диабазы темно-зеленые. Шары и лепешки диабазов, достигающие размера 30—40 см, погружены в глинистый или известковый осадок. Видимая 80—100

Кубергандинская свита.

Горизонт переслаивающихся аргиллитов, мергелей, тонкозернистых шламовых известняков, органогенно-обломочных известняков.

1. Аргиллиты слабо известковистые с обильным растительным детритом. Известняки образуют отдельные прослои мощностью 20—30 см. Преобладают

	Мощность, м
мелкозернистые глинистые разности, содержащие обильную примесь неопределимого раковинного шлама. Детритовые грубые известняки образуют линзы мощностью до 2 м. Фузулины: <i>Schubertella</i> sp., <i>Misellina</i> sp., <i>Minojapanella</i> ; аммониты: <i>Agathiceras</i> sp., <i>Popanoceras</i> sp., <i>Eothinites</i> sp. (артинский ярус)	70—80
2. Количество прослоев аргиллитов быстро сокращается. Здесь преобладают шламовые тонкодетритовые ожелезненные известняки, содержащие прослой и линзы грубодетритовых органогенно-обломочных известняков. Фузулины: <i>Cancellina nipponica</i> (Ozawa), <i>Armenina salgirica</i> M.-Macl. (кубергандинский ярус)	40—50
Ганская свита.	
1. Пачка тонко переслаивающихся глинистых известняков, кремнистых мелкодетритовых известняков, силицитов, бурых железистых мергелей и железистых карбонатно-глинисто-кремнистых пород. Изредка присутствуют тонкие прослой органогенно-обломочных известняков с <i>Minojapanella pulchra</i> M.—Macl., <i>Neoschwagerina</i> sp. (мургабский ярус)	35
2. Красные, зеленые, фиолетовые, серые до черных глинисто-кремнистые породы, кремнистые известняки, аргиллиты и мергели, изредка присутствуют прослой кремней.	
Глинисто-кремнистые породы и мергели, как правило, сильно ожелезнены, содержат тонкий окремненный раковинный детрит. Фузулины: <i>Verbeekina</i> sp. (мургабский ярус)	40
3. Известняковый конгломерат. Порода состоит из крупных (от 0,5 до 8—10 см), плохо ожатанных обломков органогенно-детритового известняка. Как правило, обломки обволакиваются тонкой пленкой гидроокислов железа. Приблизительно в середине горизонта прослежен маломощный (3 м) прослой бурых полосчатых кремней и кремнистых известняков	33
4. Фиолетовые, зеленые, красные карбонатно-кремнистые и глинисто-карбонатно-кремнистые породы, мергели, глинистые известняки, реже радиоляриты	28
Карабелесская свита.	
Зеленые, фиолетовые вулканомиктовые туфопесчаники, конгломераты, туфы. Порода состоит из обломков кремнистых известняков, шламовых известняков, диабазов, кератофиров, кислых эффузивов	12—15
Тектонический контакт.	
Кобригенская свита.	
Нижняя подсвета.	
1. Черные глинистые доломитизированные известняки, в виде тонких прослоев присутствуют желтовато-серые мергели, оолитовые известняки	30
2. Мелкогалечные известняковые конгломераты	3
3. Микрозернистый доломитистый известняк с тонкими прослоями мергелей	12
Верхняя подсвета.	
Микрозернистые, шламовые и тонкодетритовые известняки, содержащие многочисленные прослой бурых кремней и глинисто-кремнистых пород	12—15
Тектонический контакт.	
Истыкская свита.	
Толща мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников, кварцевых алевролитов и известковистых аргиллитов	Видимая несколько десятков
<p>Восточнее рассмотренной полосы пермо-триасовых отложений разрез несколько меняется. Так, например, на южном склоне верхней части долины Аличура (непосредственно к западу от перевала Найза-Таш) обнажается пласт карбонатно-кремнистых пород, чрезвычайно сильно нарушенный серией послонных тектонических срывов (см. фиг. 1, 26 и 2, 26).</p>	
	Мощность, м
Базардаринская свита.	
В основании разреза — толща ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов	200—300
Шиндйская свита.	
Горизонт шаровых диабазовых лав	10—40

Кубергандинская свита.

Горизонт серых грубых полидетритовых известняков, состоящих из крупных обломков мшанок, брахиопод, крингоидей и фораминифер . . . Видимая 20

Ганская свита.

Горизонт нарушенных, часто перетертых кремнистых известняков, кремней и известняковых конгломератов. Здесь же встречаются редкие прослойки микрозернистых глинисто-кремнистых сланцев. Порода представляет собой макробрекчию, состоящую из отдельных глыб и тектонических линз . . . Видимая 25—30

Карабелесская свита.

Отложения свиты отсутствуют; по-видимому, срезаны по надвигу.

Кобригенская свита.

Нижняя подсвита. Черные плитчатые известняки, микрозернистые, доломитизированные, часто детритовые или водорослевые; содержат прослойки и линзы известняковых конгломератов . . . Видимая 8—15

Верхняя подсвита. Пачка серых, микрозернистых, иногда глинистых известняков, шламовых известняков с прослоями кремней и глинисто-кремнистых сланцев . . . 45—60

Истыкская свита.

Толща темных зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов . . . Видимая 120

Рассмотренный разрез, несмотря на его неполноту, в значительной степени напоминает разрез Карабелеса. Действительно, присутствие грубых, полидетритовых известняков кубергандинской свиты, резкое сокращение глинисто-кремнистых, глинисто-кремнисто-карбонатных и глинистых пород в ганской и кобригенской свитах отличают его от разреза одновозрастных отложений Кобригена и Джамантал — Куталы.

Далее к востоку обнажаются пермо-триасовые отложения иного типа. Они слагают систему складок, которые прослеживаются от перевала Найза-таш на север до бассейна рек Южный и Северный Ак-Архар и Южная Боз-Тере, где поворачивают к северо-востоку и на территории левобережья Северной Боз-Тере приобретают широтную ориентировку.

Наиболее полные разрезы были составлены в бассейне Северного Ак-Архара и по левому борту долины Северной Боз-Тере.

Разрез в бассейне Северного Ак-Архара (см. фиг. 1, 32 и 2, 32).

Базардаринская свита.

Толща ритмично чередующихся глинистых кварц-полевошпатовых, реже полимиктовых мелкозернистых песчаников, кварцевых алевролитов и алевролитов аргиллитов . . . Несколько сотен

Шиндйская свита.

Породы свиты здесь не обнажены. Ее контакты с породами базардаринской и кубергандинской свит задернованы. Однако к местам развития свиты приурочены глыбы зеленовато-серых диабазов, а западнее, на водоразделе Элису и Шелибея, в сходных разрезах присутствуют шаровые лавы, достигающие мощности 30—40 м.

Кубергандинская свита.

Выше задернованного участка появляются грубослойные темно-серые известняки. Преобладают детритовые и шламовые разности. Изредка встречаются прослойки и линзы грубых полидетритовых известняков. В низах разреза присутствуют *Parafusulina* sp., *Darvasites* sp. (артинский ярус) . . . Видимая 21

Ганская свита.

1—2. Горизонт кремнистых желтовато-серых тонкоплитчатых известняков. Преобладают микрозернистые разности. В виде тонких (1—5 см) многочисленных прослоев присутствуют бурые, иногда темно-серые кремни. . . 32

3. Черные грубые полидетритовые известняки (угловатые обломки мшанок, кораллов, водорослевых микроколоний, фораминифер, брахиопод, иглокожих), содержащие тонкие прослойки и линзы детритовых и шламовых окрем-

	Мощность, м
нелых известняков и кремней. В породах встречены фузулиниды <i>Staffella</i> sp., <i>Neoschwagerina</i> sp. (мургабский ярус)	1—10
4. Желтовато-серые плитчатые микрозернистые кремнистые известняки с многочисленными прослоями бурых кремней и редко глинисто-кремнистых сланцев	5—12
Карабелесская свита.	
Известняк зеленовато-серый, микрозернистый, часто шламовый или тонкодетритовый; содержит обильную примесь угловатых зерен хлорита, основных и кислых эффузивов, оплавленных, оскольчатых обломков кварца и плагиоклаза. Встречаются остатки <i>Reichellina</i> sp. (памирский ярус)	28
Кобригенская свита.	
Нижняя подсвита. Известняки черные, тонкоплитчатые, микрозернистые, слабо кремнистые. В кровле пачки присутствует маломощный горизонт известняковых конгломератов	23
Верхняя подсвита. Известняки серые, микрозернистые, кремнистые, тонко переслаиваются с бурыми кремнями	40
Истыкская свита.	
Ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты	Несколько десятков
Восточнее разрез следующий (фиг. 1, 30 и 2, 30).	
	Мощность, м
Базардаринская свита.	
Толща ритмично переслаивающихся песчаников и глинистых сланцев	Видимая около 1000
Шиндйская свита.	
Горизонт шаровых диабазов и спилитов зеленовато-серых, зеленых. Порода образует шары размером до 0,8 м, погруженные в глинистый или известняковый осадок	0—50
Кубергандинская свита.	
Известняки грубослоистые, серые, шламовые или тонкодетритовые. Преобладают полидетритовые разности (мелкие обломки мшанок, брахиопод, иглокожих, фораминифер). В виде отдельных прослоев присутствуют грубодетритовые разности. В основании разреза — несколько тонких прослоев (5—10 см), состоящих из глинисто-кремнисто-хлоритовой массы; местами сохранились реликты пепловой структуры. В известняках встречены <i>Parafusulina</i> sp., <i>Cancellina</i> sp. (кубергандинский ярус)	28
Ганская свита.	
1—2. Известняки буровато-серые, тонкоплитчатые, микрозернистые, содержащие многочисленные прослои бурых и черных кремней. Фузулиниды: <i>Verbeekina</i> sp., <i>Neoschwagerina</i> sp., <i>Praesumatrina</i> sp. (мургабский ярус)	34
3—4. Горизонт известняковых конгломератов, переходящих по простиранию в грубослоистые детритовые известняки, переслаивающиеся с кремнями. Фузулиниды: <i>Staffella zisongzhengensis</i> (Scheng.), <i>Nankinella</i> sp. (памирский ярус)	29
Карабелесская свита.	
Известняк органогенно-обломочный, зеленовато-серый, с примесью туфогенного материала. Органические остатки представлены обломками криноидей, брахиопод, кораллов, мшанок, водорослей. Местами в незначительном, местами в большом количестве присутствуют окатанные зерна туффигов, диабазов, андезитовых порфиритов. В воде тонких (до 2—3 см) прослоев присутствуют зеленые туффиты (тонкий хлорит-кремнистый агрегат, содержащий многочисленные оскольчатые обломки кварца и плагиоклазов). По простиранию известняки переходят в известняковые конгломераты, содержащие прослой и линзы вулканомиктовых песчаников (разрез по Северной Боз-Тере). Фузулиниды: <i>Reichellina</i> sp., <i>Codonofusiella</i> sp. (памирский ярус)	28
Кобригенская свита.	
Нижняя подсвита.	
Известняки черные, плитчатые, тонкокристаллические с редкими органическими остатками (раковины фораминифер). Содержатся отдельные прослои известнякового конгломерата	18—20
Верхняя подсвита.	
1. Известняки темно-серые, серые, слоистые, микрозернистые. Присутствует прослой черных кремней	38

2. Конгломерат известняковый, состоит из плохо окатанной гальки кремнистых известняков, сцементированных микрозернистым кальцитом. Конгломераты по простиранию переходят в детритовые кремнистые известняки и кремни

17

Истыкская свита.

Толща ритмично переслаивающихся песчаников и глинистых сланцев. Глинистые сланцы в разрезе преобладают Видимая 500

По направлению к центральным частям Юго-Восточного Памира, к востоку и юго-востоку от полосы рассмотренных выше отложений, разрезы быстро меняются (разрезы по Южной Боз-Тере и Зор-Тору, см. фиг. 1, 36 и 2, 36).

Базардаринская свита.

Толща ритмично чередующихся полевешпат-кварцевых песчаников, глинистых алевролитов и аргиллитов Видимая 800—900

Шиндйская свита.

Горизонт слоистых глинистых известняков. Аммониты: *Parapronorites timorensis* Nap., *Agathyceres asiaticum* Toum. 1,5—2

Кубергандинская свита.

Аргиллиты, переслаивающиеся с серыми детритовыми известняками. Вверх по разрезу начинают преобладать известняки, часто грубообломочные, полидетритовые, алевролитистые. Фузулиниды: *Parafusulina* sp., *Pseudofusulina* sp. В этом горизонте по правому борту р. Южная Боз-Тере собраны остатки артинских аммонитов: *Agathyceras miditer-raneum* Toum., *Perrinites subcumminsi* (Nap.), *Marathonites* (Almites) *pamiricus* Toum. и др. 12—15

Ганская свита.

1. Кремнистые известняки серые, тонкоплитчатые, чередующиеся с черными кремнями. Отмеченный горизонт часто замещается известняковыми конгломератами 1,5

2. Известняки грубообломочные, полидетритовые (обломки раковин фораминифер, брахиопод, остракод, микроколоний водорослей). Много желваков кремней. Фузулиниды: *Schubertella* sp., *Yangchientia* sp., *Parafusulina* sp., *Praesumatrina* sp., *Neoschwagerina simplex* Ozawa, *Verbeekina* cf. *verbeeki* (Gein.) (мургабский ярус) 8

3. Глинисто-кремнистые сланцы, кремни, кремнистые известняки, содержащие многочисленные прослой и линзы грубообломочных известняков. Количество сланцев, кремней, микрозернистых известняков в разрезе очень непостоянно; часто они целиком замещаются обломочными известняками. Фузулиниды: *Pseudofusulina* sp., *Afghanella schencki* Thomps. 2—8

Карабелесская свита.

1. Грубообломочные полидетритовые известняки. Обломки раковин составляют подавляющую часть породы; обычно они плохо окатаны, интенсивно гранулированы, часто обволакиваются тонкой водорослевой коркой. Цемент кальцитовый, скудный. Фораминиферы: *Reichellina* sp., *Codonofusella* sp., *Neoschwagerina* sp. (памирский ярус) 2—5

2. Местами в кровле этих известняков встречаются невыдержанные линзы микрозернистых, обогащенных хлоритом зеленовато-серых известняков 0—1

Кобрингенская свита.

Нижняя подсвита. Пачка кремнистых известняков, черных, тонкоплитчатых, переслаивающихся с детритовыми разностями. В средней части пачки появляются отдельные линзы конгломератовидных известняков 23—25

Верхняя подсвита. Известняки серые, светло-серые, кремнистые, тонко переслаиваются с черными кремнями. Порода микрозернистая, с многочисленными горизонтальными микропрожилками кварц-халцедонового состава, в которых иногда различаются раковины радиолярий. В виде отдельных прослоев (количество их резко возрастает в верхней части пачки) присутствуют сугликово-раковинные известняки 30

Истыкская свита.

Толща ритмично чередующихся песчаников, кварцевых алевролитов и глинистых сланцев Видимая 300—400

Юго-восточнее рассмотренных разрезов в ряде пунктов установлены пермо-триасовые отложения существенно иного типа. В устьевой части сая Мамазаир-Булак (см. фиг. 1, 34) снизу вверх обнажаются:

	Мощность, м
Базардаринская свита.	
Горизонт ритмично переслаивающихся черных, темно-серых мелкозернистых полимиктовых песчаников, известково-глинистых полимиктовых алевролитов с отдельными линзами органогенно-обломочных песчаных известняков Видимая	70—80
Шиндыйская и кубергандинская свиты.	
Бурые органогенно-обломочные известняки с редкими прослоями известковисто-глинистых сланцев (многочисленные остатки кораллов, брахиопод, фузулинид)	6—7
Ганская и карабелеская свита.	
Биогермовые, кораллово-водорослевые известняки	28—30
Кобригенская свита.	
Нижняя подсвита. Черные, тонкозернистые плитчатые известняки с прослоями известняковых конгломератов	8—10
Верхняя подсвита. Известняки кремнистые, переслаиваются с многочисленными прослоями кремней	40—50
Истыкская свита.	
Толщина ритмично чередующихся черных песчаников, алевролитов и аргиллитов Видимая	100—150
Далее к юго-востоку в долине р. Куртеке (см. фиг. 1, 42 и 2, 42) снизу вверх обнажаются:	

	Мощность, м
Базардаринская свита.	
Толща ритмично чередующихся песчаников, глинистых алевролитов и аргиллитов. Песчаники мелкозернистые, полевошпат-кварцевые. Характерно присутствие (особенно в верхней части толщи) микрозернистых известковистых песчаников, содержащих обильный раковинный детрит Видимая	150
Шиндыйская и кубергандинская свиты.	
Известняк серый, органогенно-обломочный, переполненный обломками раковин фузулинид, брахиопод, мелких фораминифер, скелетов мшанок, криноидей, кораллов. В виде сравнительно тонких прослоев присутствуют известковистые кварцевые алевролиты. В основании горизонта встречены остатки фузулинид: <i>Darvasites</i> sp., <i>Pseudofusulina</i> sp., <i>Parafusulina grupperaensis</i> (Thomps. et Mill.), <i>Misellina</i> sp. (артинский ярус). В 2 м выше появляются <i>Cancellina nipponica</i> (Ozawa), <i>Praesumatrina neoschwagerinoides</i> (Depr.) (куберганский ярус)	5—7
Ганская свита.	
Светло-серые грубослоистые известняки. Чередуются тонкодетритовые кремнистые разности и более грубообломочные детритовые известняки с остатками <i>Neoschwagerina simplex</i> Ozawa, <i>Afghanella</i> sp. (мургабский ярус)	6
Ганская и карабелеская свиты.	
Светло-серые массивные известняки. Порода сильно и неравномерно перекристаллизована, первично представляла собой рифогенный известняк. Местами различается кораллово-водорослевая структура. В верхней части рифогенных известняков присутствуют <i>Reichellina pulchra</i> M.-Macl., <i>Codonofusiella curtekensis</i> Leven (памирский ярус)	24—25
Кобригенская свита.	
Нижняя подсвита.	
Известняки черные, плитчатые, представляют собой тонкозернистый агрегат кальцита с незначительной примесью тонкого органического шлама. Встречаются остатки раковин радиолярий	9—12

Верхняя подовита.	
1. Известняки серые, бурые, кремнистые, содержат многочисленные прослои радиоляритов	25—30
Восточнее, по правому борту р. Куртеке, обнажаются:	
2. Массивные грубослоистые темно-серые и серые известняки с отдельными телами рифогенных известняков	70—90
3. Массивные светло-серые рифогенные кораллово-водорослевые известняки	40—120
4. Слоистые серые тонкозернистые шламовые и детритовые известняки	18—20

Истыкская свита.

Горизонт зеленых глинистых сланцев с прослоями органогенно-обломочных известняков Видимая около 70

Фации

Каменноугольные, пермские и триасовые отложения Юго-Восточного Памира представлены разнообразными породами — от более или менее грубых терригенных до тончайших карбонатно-кремнистых. Чередуются в разных соотношениях, они образуют серию характерных комплексов, многие из которых представлены несколькими типами, отличающимися относительным содержанием различных пород или особенностями стратификации. Выделение таких комплексов, установление их пространственного распространения и выяснение парагенетических связей позволяют судить об условиях седиментации в бассейне.

Базардинская свита. В карбоне и нижней перми в пределах Юго-Восточного Памира накопилась мощная (до 1,5—2 км) флишеподобная толща однообразных кварцевых, кварц-полевошпатовых песчаников, кварцевых алевролитов и аргиллитов. Отложения характеризуются слабой фациальной изменчивостью. Мощность песчаных прослоев обычно равна 10—15 см. Вверх по разрезу они переходят в кварцевые глинистые или известково-глинистые алевролиты, которые, в свою очередь, постепенно сменяются аргиллитами. В верхах толщи количество примеси карбонатного вещества резко увеличивается. По направлению к центральному частям бассейна среди терригенных пород появляются пласты детритовых и биогермовых известняков.

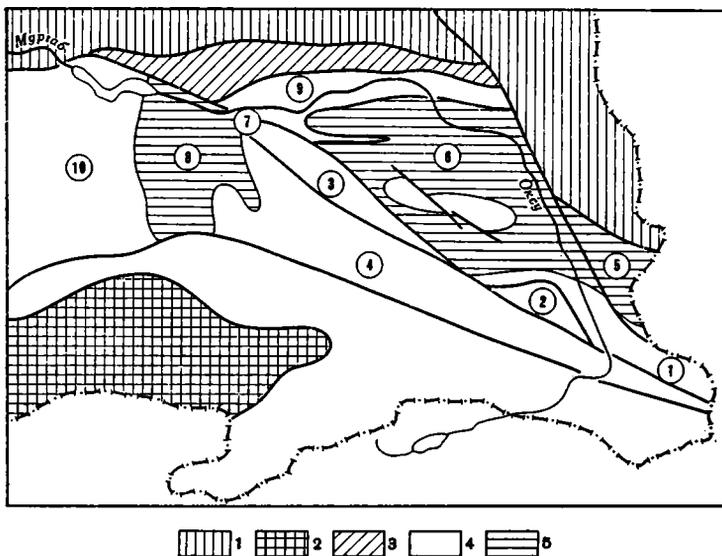
Шиндйская свита. В артинском веке на территории Юго-Восточного Памира возник относительно маломощный (0—120 м) горизонт спилитов и диабазов, которые образуют многочисленные пласты, переслаивающиеся с известняками, реже аргиллитами и туфогенными породами. В виде выдержанного горизонта лавы присутствуют лишь в пределах промежуточной зоны. На территории окраинной и центральной зон эффузивы шиндйской свиты обычно отсутствуют. Максимальной мощности (120 м) шиндйская свита достигает в полосе Джамантал — Карабелес, а также в бассейне р. Куберганды. По направлению к югу и западу мощность лавового горизонта постепенно сокращается до 20—30 м, а иногда до первых метров.

Лавы накапливались в депрессии, пространственно совпадавшей с территорией промежуточной зоны, заполняя лишь наиболее погруженные площади в ее пределах. Образуюсь в результате извержения под водой, обособленные диабазовые шары целиком погружались в известняковые или глинисто-известняковые осадки, отлагавшиеся в это время на территории Юго-Восточного Памира.

Таким образом, на территории Юго-Восточного Памира намечаются следующие фациальные зоны (фиг. 3):

1) зона накопления известняково-глинистых осадков краевых частей бассейна; осадки образуют здесь единый горизонт с аналогичными отложениями кубергандинской свиты (см. фиг. 3, 9, 10);

2) зона накопления диабазов, чередующихся с глинисто-известняковыми осадками (см. фиг. 3, 5, 6, 7, 8);



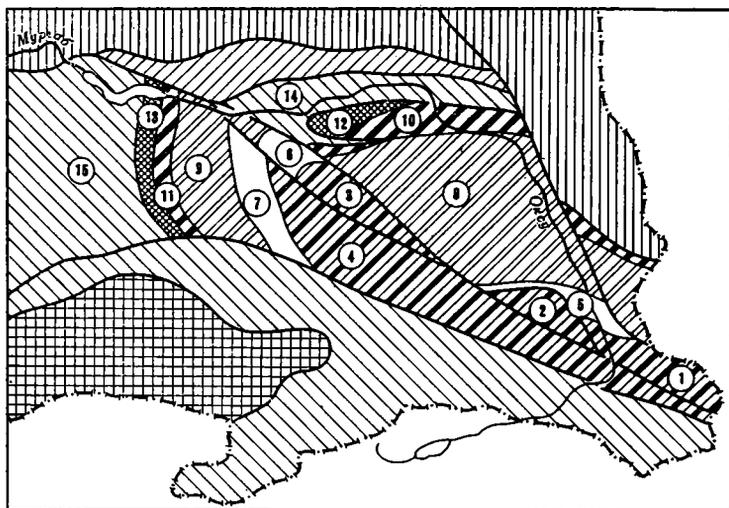
Фиг. 3. Схема фациальной зональности шиндзийской свиты (P_{1a})
 1 — Центральный Памир; 2 — Юго-Западный Памир; 3—5 — Юго-Восточный Памир;
 3 — Шартская зона, 4 — центральная и окраинная зоны, 5 — промежуточная зона.
 Цифры на схеме — номера опорных разрезов

3) зона центральных частей бассейна, в пределах которой отлагались маломощные грубодетритовые, часто биогермовые известняки, образующие единый горизонт с осадками кубергандинской свиты (см. фиг. 3, 1, 2, 3, 4).

Кубергандинская свита. В это время на территории Юго-Восточного Памира образовался глинисто-известняковый горизонт. Вдоль периферических частей бассейна возник маломощный (10—30 м) известняково-аргиллитовый комплекс, основной фон которого составляют железистые аргиллиты, содержащие прослои пелитоморфных, иногда шламовых известняков. В верхней части разреза, однако, известняки присутствуют в большем количестве, здесь же появляются линзы грубых органогенно-обломочных известняков и мелкогалечных конгломератов. Накопление рассматриваемых отложений происходило в условиях обильного привноса глинистого материала, поступавшего из периферических частей бассейна (с севера и запада) и отлагавшегося в сравнительно тихом мелководном бассейне. Терригенный пелитовый материал совершенно подавлял карбонатаккумуляцию.

Рассмотренные отложения по направлению к центральным частям Юго-Восточного Памира увеличиваются в мощности (120 м). Основными породами являются аргиллиты, переслаивающиеся с мергелями, афанитовыми, шламовыми и тонкодетритовыми известняками. Здесь же присутствуют (особенно в верхней части разреза) горизонты органогенно-обломочных известняков. Формирование указанных отложений происходило в условиях относительно глубоководной¹, спокойной депрессии, ниже базиса действия волн, вследствие чего накапливались тончайшие илы, составлявшие основной фон разреза. С севера в изобилии поступал глинистый материал, замещавший хемогенные известняковые илы, возникавшие непосредственно в бассейне. Одновременно с юга и востока из

¹ Понятие «глубоководная депрессия» условно и приводится здесь для того, чтобы подчеркнуть присутствие зон грубых обломочных известняков, отлагавшихся в областях большего мелководья.



Фиг. 4. Схема фациальной зональности отложений кубергандинской свиты (P_{1a} — P_{2kb}) и известняково-кремнистого горизонта ганской свиты (P_{2m})

Условные обозначения см. фиг. 1

мелководных областей временами выносились массы грубого органично-обломочного детрита.

Южнее и восточнее зоны преимущественного распространения тонких карбонатно-глинистых осадков расположена полоса развития органично-обломочных известняков, для которых характерно незначительное присутствие тонкозернистых пород. Местами такие породы переходят по простираанию в известняковые конгломераты. Эти отложения формировались в условиях большого мелководья, в зоне активного переыва осадков. Обилие органических остатков (особенно таких как мшанки, кораллы, колонии водорослей) указывает, что органично-обломочные известняки накапливались в пределах отмельных банок.

Южнее и восточнее полосы грубых полидетритовых пород распространены маломощные (20—30 м) тонкодетритовые, шламовые или афанитовые известняки. Такие осадки формировались ниже базиса действия волн и течений, в области депрессии, где имело место осаждение тонких известняковых илов, происходившее в условиях постоянного сноса из отмельных участков органического детрита и шлама, а также незначительного количества глинистого материала.

Южнее и западнее рассмотренных отложений прослеживается полоса, в пределах которой обнажается маломощный (10—25 м) комплекс преимущественно обломочных известняков. Известняки ритмично чередуются с алевролитистыми аргиллитами. В виде прослоев присутствуют грубые полидетритовые известняки. Накопление отмеченных осадков происходило в мелководной полосе, куда с юга из области центральных отмелей сносился раковинный детрит.

В пределах центральной части бассейна обнажаются маломощные (4—8 м) грубые полидетритовые органические известняки. В виде единичных невыдержанных прослоев присутствуют известковистые песчаники. Указанные отложения возникли в зоне обширных отмелей, на территории которых жили многочисленные организмы. Здесь, в области постоянно действовавшей волновой эрозии, сохранялись лишь крупные фрагменты их раковин. Одновременно тонкий илистый материал, органиче-

ский шлам и мелкий детрит регулярно выносились к северу и западу в расположенные рядом депрессии.

Итак, можно выделить следующие фациальные зоны (фиг. 4 и 5):

1) зона накопления тонких известняково-глинистых илов (см. фиг. 4, 14, 15);

2) зона (депрессия), где отлагались тонкие известняково-глинистые осадки, переслаивающиеся с грубыми органогенно-обломочными известняками (см. фиг. 4, 12, 13);

3) зона накопления органогенно-обломочных известняков (отмельные банки, см. фиг. 4, 10, 11);

4) зона почти исключительно карбонатного осадконакопления (глубоководная депрессия, см. фиг. 4, 8, 9);

5) зона, в пределах которой возникли аргиллитово-карбонатные осадки, чередующиеся с грубыми органогенно-обломочными известняками, представляющими собой потоки органического детрита, сносившегося из района мелководных банок (см. фиг. 4, 5, 6, 7);

6) зона органогенно-обломочных известняков (отмельные банки, см. фиг. 4, 1, 2, 3, 4).

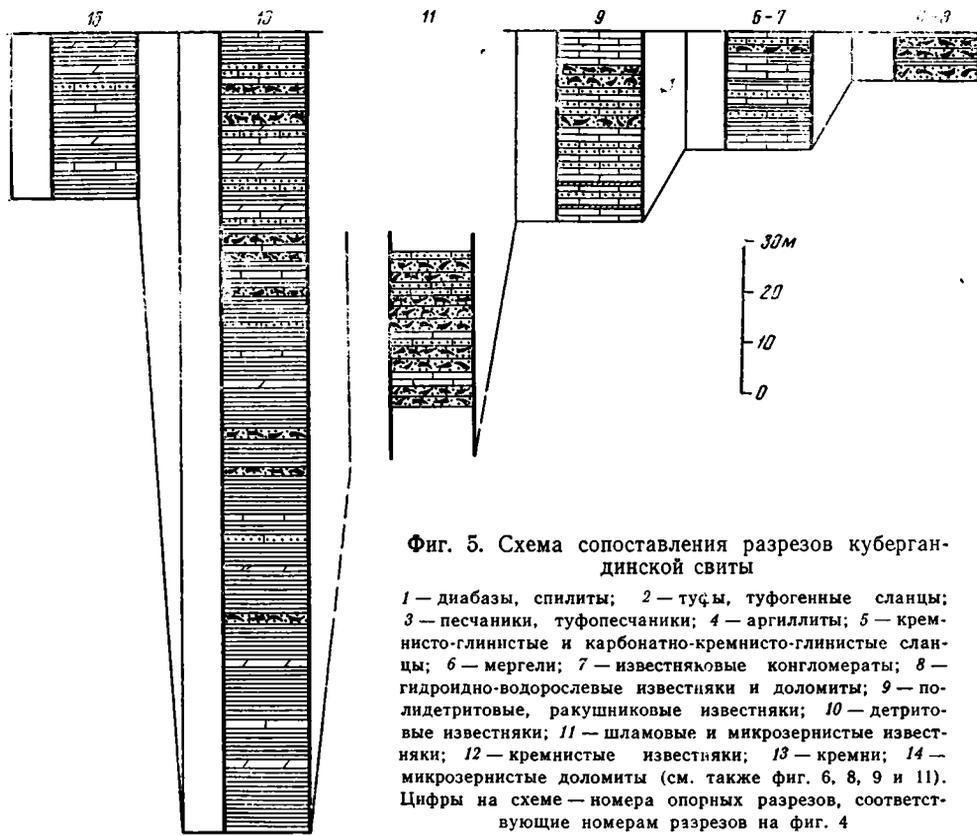
Ганская свита. В пределах периферических частей бассейна Юго-восточного Памира в мургабском веке возник известняково-кремнистый горизонт (мощностью 2—3 м), основным типом пород которого являются железистые аргиллиты, переслаивающиеся с присутствующими в подчиненном количестве углистыми аргиллитами, глинисто-кремнистыми породами, пелитоморфными глинистыми, иногда глинисто-кремнистыми известняками. Рассматриваемые осадки накапливались в спокойных условиях, вследствие чего здесь образовался комплекс тонкозернистых пород. Осаждение известковых и радиоляриевых илов происходило на фоне поступления с севера и запада терригенного материала, часто почти полностью вытеснявшего кремнисто-карбонатные осадки.

Южнее и восточнее, ближе к внутренним частям бассейна, разрез меняется. Здесь образовался горизонт (35—40 м) пелитоморфных с примесью органогенного шлама известняков, кремнистых известняков, карбонатно-глинисто-кремнистых пород. Основной фон разреза составляют различные известняки. В виде отдельных прослоев (0,2—1 м) присутствуют карбонатно-глинисто-кремнистые породы, представляющие собой чередование тонких (1—2 мм) линзочек и прослоев криптокристаллических силицитов, железистых аргиллитов и железенных известняков. Кроме того, здесь присутствуют прослой и линзы (до 1 м) полидетритовых известняков. Накопление осадков происходило в области спокойной депрессии, ниже «иловой линии». Сокращение привноса глинистого материала определило широкое развитие карбонатно-кремнистых илов. Эпизодически с юга и востока из зоны относительного мелководья в депрессию поступал грубый органогенно-обломочный материал.

По направлению к центру бассейна пелитоморфные кремнистые известняки и кремни замещаются детритовыми кремнистыми известняками, тонко переслаивающимися с кремнями (мощность 30 м). Местами по простиранию известняки и кремни переходят в грубослоистые органогенно-обломочные известняки и известняковые конгломераты. Фациальная обстановка в рассматриваемой зоне отличалась большим разнообразием: депрессионные участки чередуются с областями большого мелководья, откуда масса органогенно-обломочного материала регулярно сносилась в близлежащие депрессии. Глинистые осадки здесь практически отсутствуют.

Обширные площади внутренних частей бассейна заполнялись пелитоморфными кремнисто-известняковыми осадками, реже сюда же поступало небольшое количество шламового материала.

В центральных частях бассейна в это время возник маломощный горизонт кораллово-водорослевых рифогенных известняков, приуроченных



Фиг. 5. Схема сопоставления разрезов кубергандинской свиты

1 — диабазы, спилиты; 2 — туфы, туфогенные сланцы; 3 — песчаники, туфопесчаники; 4 — аргиллиты; 5 — кремнисто-глинистые и карбонатно-кремнисто-глинистые сланцы; 6 — мергели; 7 — известняковые конгломераты; 8 — гидродно-водорослевые известняки и доломиты; 9 — полидетритовые, ракушниковые известняки; 10 — детритовые известняки; 11 — шламовые и микрзернистые известняки; 12 — кремнистые известняки; 13 — кремни; 14 — микрзернистые доломиты (см. также фиг. 6, 8, 9 и 11). Цифры на схеме — номера опорных разрезов, соответствующие номерам разрезов на фиг. 4

к области мелководья. Рифогенные известняки по периферии окаймлялись полосой грубообломочных полидетритовых известняков, образовавшихся, по-видимому, за счет размыва рифа и сноса обломков в прилегающую депрессию.

В целом известняково-кремнистый горизонт характеризуется более глубоководными условиями образования; для него выделяются следующие фациальные зоны (см. фиг. 4 и 6):

1) депрессионная слабо прогибавшаяся зона, в пределах которой преобладало накопление глинистых осадков (см. фиг. 4, 14, 15);

2) депрессионная зона, характеризовавшаяся известняково-кремнистой седиментацией (см. фиг. 4, 12, 13);

3) зона отмелей, в пределах которой накапливались преимущественно детритовые известняки (см. фиг. 4, 10, 11);

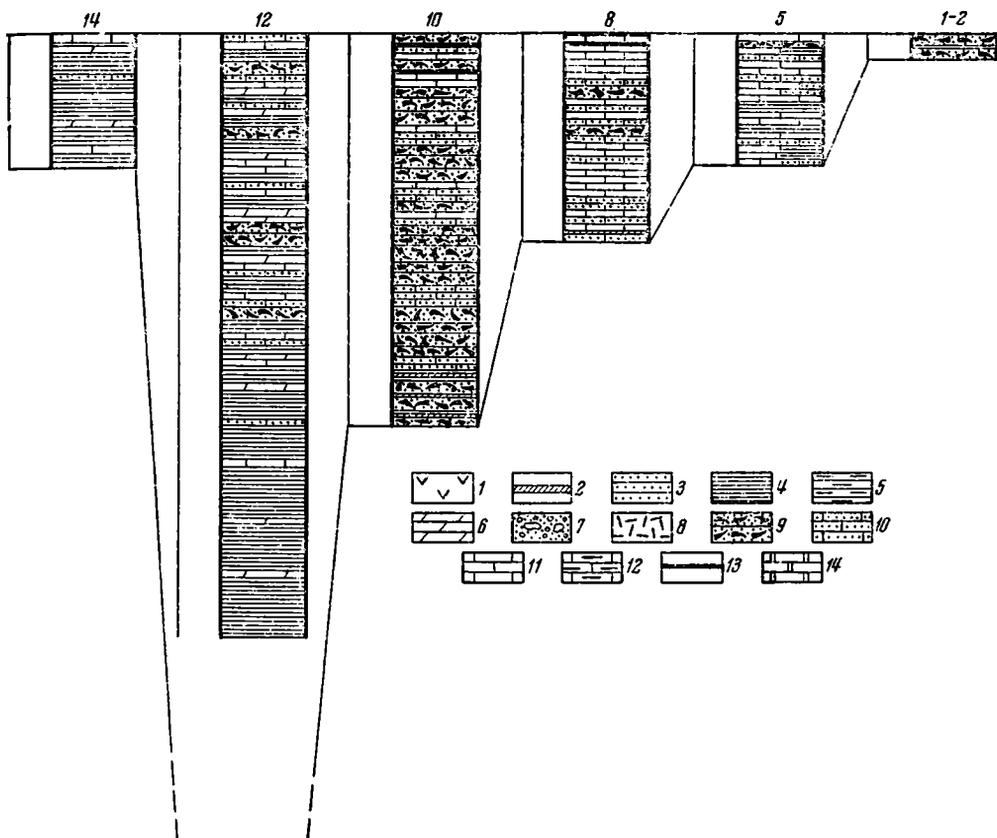
4) депрессионная зона — область развития тонких известняково-кремнистых осадков (см. фиг. 4, 8, 9);

5) зона предрифового шлейфа, органогенно-обломочные известняки и конгломераты (см. фиг. 4, 5, 6, 7);

6) зона отмелей (биогермовые известняки) (см. фиг. 4, 1, 2, 3, 4).

Сформировавшиеся позднее нижний и верхний «фиолетово-зеленые горизонты» имеют сходную фациальную зональность, вследствие чего будут рассмотрены вместе.

Вдоль северных и западных окраин прогиба обнажаются маломощные (соответственно 7 и 3 м) пачки фиолетовых, красных и зеленых тонкоплитчатых кремнисто-глинистых интенсивно ожелезненных пород, переслаивающихся с аргиллитами, радиоляритами и спонголитами. Указанные отложения возникли в депрессии, ниже «иловой линии». Основным седиментационным процессом было накопление тонких кремнистых илов,

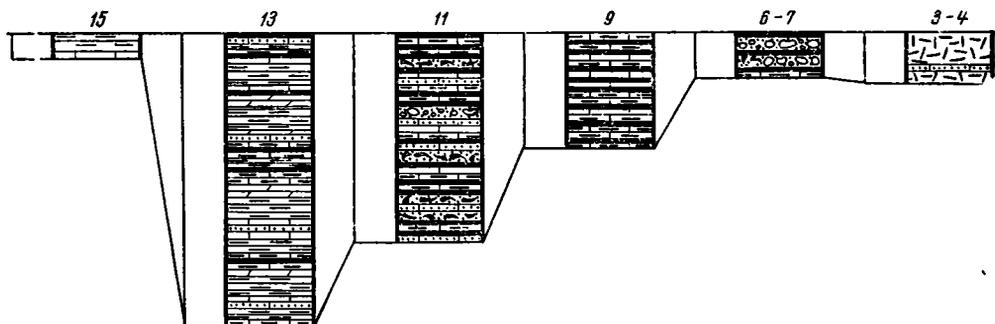


содержащих примесь карбонатного материала. Одновременно с севера поступало значительное количество глинистого материала, в результате чего возникли кремнисто-глинистые и глинистые породы.

К югу и востоку от рассмотренных осадков распространены относительно мощные (40 и 37 м) горизонты глинисто-кремнистых пород, аргиллитов, мергелей, афанитовых и шламовых известняков, изредка присутствуют прослои кремней. Горизонты пестрые — тонкое чередование перечисленных выше разноцветных пород. Отмеченные осадки также отлагались в депрессионной зоне, ниже гидродинамического базиса. Глинистый материал, в изобилии поступавший с севера и запада, в значительной степени разбавлял кремнистые илы, которые накапливались в этой части бассейна.

Южнее и восточнее, ближе к центральным частям прогиба, количество пород, содержащих терригенную примесь, заметно сокращается. Основной фон разреза составляют шламовые, тонкодетритовые известняки, пелитоморфные кремнистые известняки, кремни. Изредка присутствуют прослои мергелей и глинисто-кремнистых пород.

В пределах обширной территории внутренних частей бассейна (за исключением осевой) обнажаются маломощные (10—20 м) тонкоплитчатые пелитоморфные с примесью тонкого раковинного шлама известняки, кремнистые известняки, кремни (по-видимому, перекристаллизованные радиоляриты). Указанные породы формировались в обширной сравнительно глубоководной депрессии (отлагались тончайшие кремнисто-известняковые илы) в условиях ослабленного привноса глинистого материала. Органогенный детрит встречается в незначительном количестве лишь в районах, прилегающих к центральным частям бассейна, где возникли мощные рифогенные известняки, окаймленные предрифовым шлейфом.



Фиг. 6. Схема сопоставления разрезов известняково-кремнистого горизонта ганской свиты

Условные обозначения см. фиг. 5.

Цифры на схеме — номера опорных разрезов, соответствующие номерам разрезов на фиг. 4.

Следовательно, для фиолетово-зеленых горизонтов выделяются следующие фациальные зоны (фиг. 7 и 8):

1) зона накопления маломощных преимущественно глинисто-кремнистых осадков внешней части бассейна (см. фиг. 7, 11, 12);

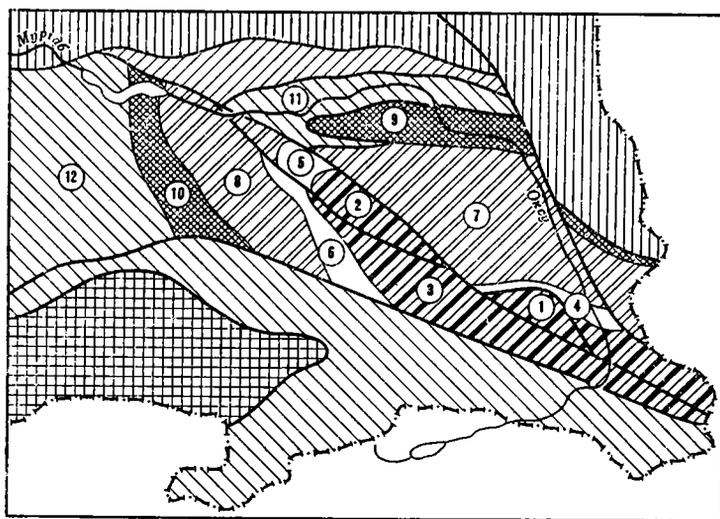
2) зона, в пределах которой накапливались глинисто-кремнистые осадки (см. фиг. 7, 9, 10);

3) зона, в пределах которой накапливались карбонатно-кремнистые осадки (см. фиг. 7, 7, 8);

4) зона накопления органогенно-обломочных известняков (предрифтовый шлейф, см. фиг. 7, 4, 5, 6);

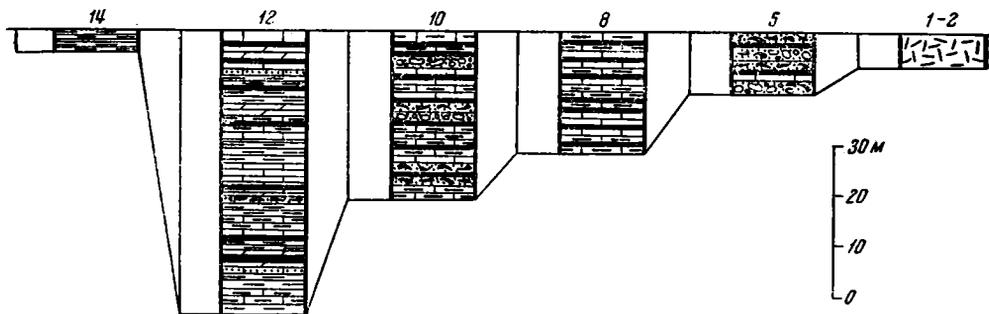
5) рифогенные известняки (см. фиг. 7, 1, 2, 3).

Горизонт известняковых конгломератов образовался почти повсеместно на территории Юго-Восточного Памира. Это грубые, иногда валунные конгломераты. Галька плохо окатана, представлена обломками ниже- и



Фиг. 7. Схема фациальной зональности «фиолетово-зеленых» горизонтов ганской ($P_{2п-рп}$), карабелесской ($P_{2гп}$) и жобригенской ($T_1-T_3к$) свит

Условные обозначения см. фиг. 1



верхнепермских известняков. Цемент скудный, кальцитовый или глинисто-кальцитовый, ожеженный. В виде невыдержанных прослоев и линз присутствуют органогенно-обломочные полидетритовые известняки. Рассматриваемый комплекс пород формировался в мелководных условиях, в области активного переыва осадков. Резкое обмеление бассейна, имевшее место после образования нижнего «фиолетово-зеленого» горизонта, привело к размыву накопившейся к тому времени толщи осадков. Местами, по-видимому, отложения выводились выше уровня моря. Очевидно, этим объясняется присутствие здесь (особенно в нижней части горизонта) исключительно грубообломочных разностей. Разрыв достигал значительных размеров, вследствие чего в конгломератах содержится галька известняков нижней и низов верхней перми.

В дальнейшем происходило постепенное углубление бассейна, в результате чего вверх по разрезу появляются все более и более тонкие породы.

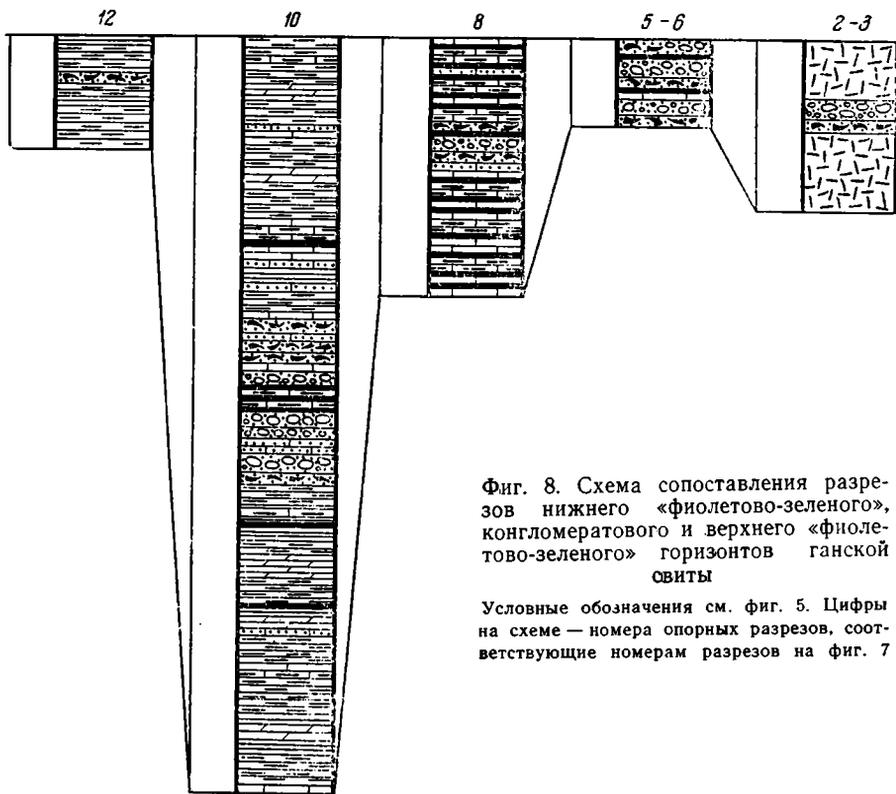
По направлению к центру бассейна количество грубообломочных разностей несколько сокращается. Конгломераты иногда замещаются детритовыми известняками. По-видимому, наряду с размывавшимися участками здесь существовали и депрессии, куда сносился обломочный материал.

К ара бел е с с к а я с в и т а. В конце верхней перми на территории Юго-Восточного Памира образовался комплекс существенно туфогенных пород, в виде выдержанного горизонта прослеживаемый лишь на территории промежуточной зоны. В пределах периферических частей бассейна он, как правило, отсутствует; в это время здесь, по-видимому, накапливались маломощные известняково-глинистые осадки, образующие единый комплекс с породами верхней части ганской свиты.

К югу и западу, по направлению к центральным частям бассейна (Курберганда и Джамантал — Карабелес), основной фон разреза составляют вулканомиктовые грубозернистые песчаники и конгломераты (70—90 м), возникавшие при разрушении вулканических построек. Здесь же присутствуют прослои и линзы грубых органогенно-обломочных полидетритовых известняков, известняковых конгломератов, а также покровы диабазов и кератофиров.

Далее, по направлению к центру бассейна, разрез свиты меняется. Основную его часть составляют пелитоморфные, шламовые или тонкодетритовые известняки, содержащие обильную примесь кристалло-, витро- или литокластического материала. В виде относительно редких прослоев встречаются туффиты и разложившиеся пепловые породы, а также вулканомиктовые песчаники. Кроме того, в ряде мест появляются невыдержанные горизонты грубых полидетритовых органогенно-обломочных известняков, иногда известняковых конгломератов.

В конце пермского периода в пределах центральных частей бассейна отлагались сравнительно маломощные биогермовые известняки, местами переходящие в органогенно-обломочные известняки и конгломераты,



Фиг. 8. Схема сопоставления разрезов нижнего «фиолетово-зеленого», конгломератового и верхнего «фиолетово-зеленого» горизонтов ганской свиты

Условные обозначения см. фиг. 5. Цифры на схеме — номера опорных разрезов, соответствующие номерам разрезов на фиг. 7

обычно окаймляющие биогерм по внешней его периферии. Иногда западины в кровле биогермовых известняков заполнялись пелитоморфными или детритовыми известняковыми осадками, содержащими примесь витрокластического материала.

На территории Юго-Восточного Памира выделяются следующие фациальные зоны карабелесской свиты (см. фиг. 7 и 9):

1) зона накопления маломощных относительно глубоководных карбонатно-глинистых осадков (окраины бассейна, см. фиг. 7, 11, 12);

2) зона развития грубых вулканомиктовых и туфогенных пород (см. фиг. 7, 9, 10);

3) зона, заполнявшаяся тонкими карбонатными осадками (см. фиг. 7, 7, 8);

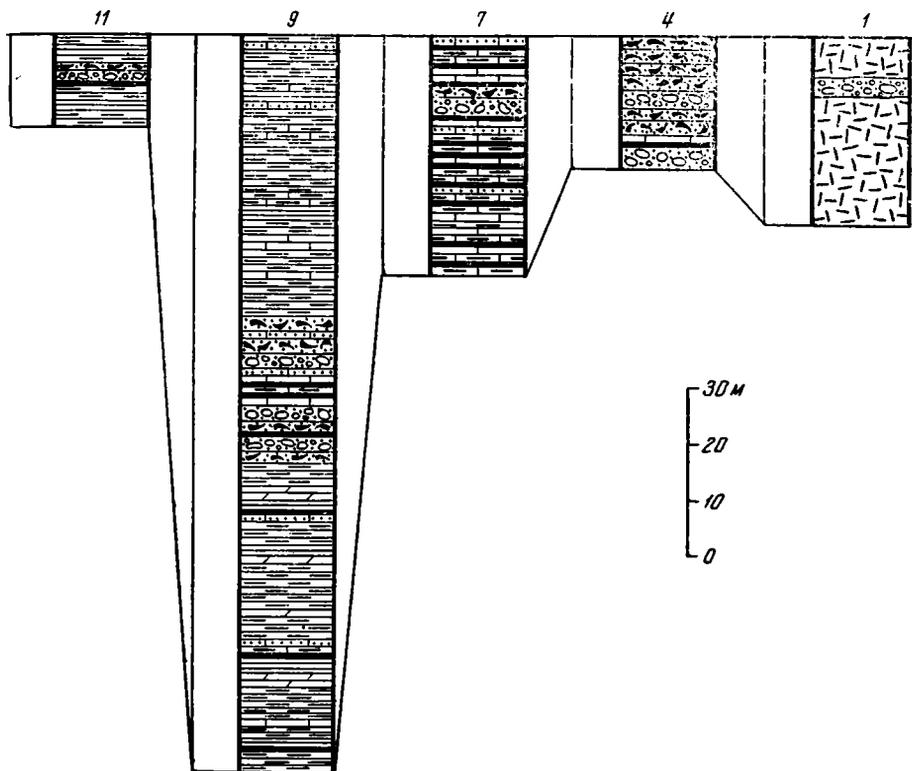
4) зона краевой части отмели (органогенно-обломочные известняки) (см. фиг. 7, 4, 5, 6);

5) зона развития рифогенных известняков (отмель, см. фиг. 7, 1, 2, 3).

Кобринская свита. В течение нижнего, среднего и частично верхнего триаса на территории Юго-Восточного Памира возник маломощный карбонатно-кремнистый горизонт.

В пределах краевых частей бассейна Юго-Восточного Памира в нижнем триасе и в анезийский век среднего триаса отлагались маломощные (2,5—3 м) карбонатные осадки. Преобладают черные тонкоплитчатые микрозернистые глинистые известняки, обычно интенсивно доломитизированные, тонко чередующиеся с мергелями. Изредка по простиранию известняки переходят в мелкогалечные конгломераты. Осадки накапливались в мелководной, относительно тихой депрессии.

К югу и востоку, по направлению к центральным частям бассейна, разрез заметно меняется. Мощность горизонта увеличивается до 50—60 м. Наряду с микрозернистыми известняками и мергелями широко рас-



пространены грубослоистые водорослевые известняки. В большом количестве встречаются обломочные разности (прослой известняковых конгломератов и детритовых известняков). Отложения накапливались в сравнительно мелководных условиях. Отмели чередуются с депрессионными участками, куда сносились более или менее тонкий обломочный материал и органический детрит.

Южнее и восточнее на обширной территории отлагались иные осадки. Основной фон разреза здесь составляют черные плитчатые пелитоморфные кремнистые известняки (10—40 м). Для рассмотренных отложений характерно почти полное отсутствие глинистой примеси. По направлению к центральным частям бассейна появляются прослой шламовых и детритовых известняков, а также мелкогалечных конгломератов. Указанный комплекс пород возник в обширной относительно глубокой депрессии, в пределах которой накапливались тонкие кремнисто-известняковые илы. В центральной части бассейна существовали отмели, где наряду с микрозернистыми формировались обломочные известняки, эпизодически сносившиеся в депрессионные участки.

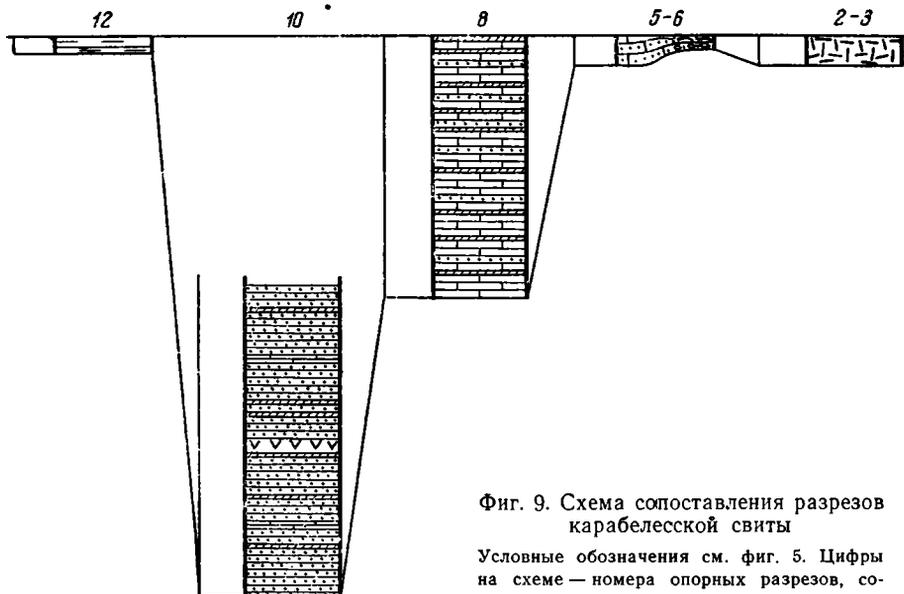
Таким образом, для нижнекобригенской подсветы выделяются следующие фациальные зоны (от периферии к центру):

1) зона развития пелитоморфных глинистых известняков и мергелей (мелководная депрессия);

2) зона относительного мелководья, на территории которой наряду с глинистыми известняками и мергелями накапливались водорослевые известняки и конгломераты;

3) зона депрессий, в пределах которой возник кремнисто-известняковый комплекс пород;

4) зона распространения микрозернистых известняков, переслаивающихся с мелкогалечными конгломератами.



Фиг. 9. Схема сопоставления разрезов карабелесской свиты

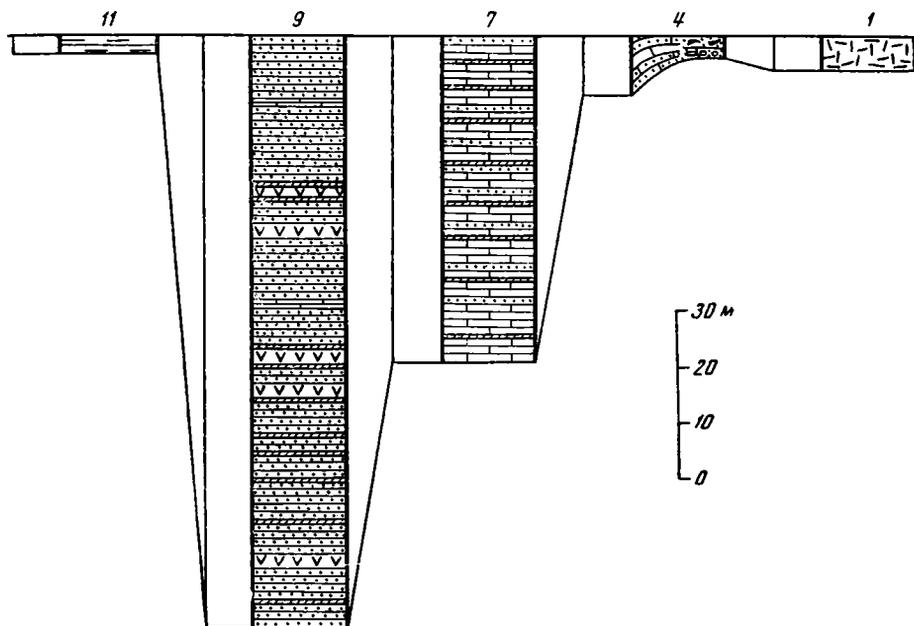
Условные обозначения см. фиг. 5. Цифры на схеме — номера опорных разрезов, соответствующие номерам разрезов на фиг. 7

В пределах окраинных частей бассейна в ладинский и карнийский века накопился маломощный (20—30 м) горизонт железистых глинисто-кремнистых пород. В виде прослоев присутствуют кремнистые породы, а также пелитоморфные с примесью органогенного шлама известняки. Отмеченный комплекс пород формировался ниже «иловой линии», вследствие чего здесь отлагались тонкие осадки.

По направлению к внутренним частям бассейна количество глинистых пород постепенно сокращается; основной фон разреза здесь составляют пелитоморфные кремнистые известняки и кремни (60—100 м). В виде сравнительно многочисленных прослоев присутствуют шламовые, полидетритовые, обломочные и сгустково-водорослевые известняки, переходящие по простираию в известняковые конгломераты. По-видимому, в пределах рассматриваемой зоны фациальная обстановка была разнообразной: депрессионные участки, где отлагались тонкие карбонатно-кремнистые илы, чередовались с отмелями.

Обширные районы к югу и востоку от рассмотренной полосы сложены тонкослоистыми пелитоморфными кремнистыми известняками и кремнями (35—50 м); реже встречаются известняки, содержащие более или менее значительную примесь шлама. Эти отложения возникли в области спокойной депрессии. Глинистый материал сюда практически не поступал, незначительным был также привнос органогенного детрита. Спокойная обстановка, удаленность от мелководных участков и берега привели к накоплению маломощных известняково-кремнистых илов.

Центральная часть бассейна — область повсеместного развития рифогенных известняков и доломитов. Рифы преимущественно водорослевые и водорослево-гидроидные; изредка присутствуют коралловые постройки. Мощность рифов достигает нескольких сотен метров. В периферической части рифового поля отдельные более или менее крупные биогермы разделены депрессионными участками, в пределах которых отлагались микрозернистые, часто кремнистые и доломитистые известняки. В центральных частях рифовой зоны отложения представлены массивными рифогенными доломитами, образующими огромные единые тела.



В общем для верхней подсвиты выделяются следующие фациальные зоны (см. фиг. 7 и 10):

1) зона развития глинисто-кремнистых пород и кремней (см. фиг. 7, 11, 12);

2) зона развития кремнистых известняков, кремней, детритовых известняков, конгломератов, реже глинисто-кремнистых пород (см. фиг. 7, 9, 10);

3) зона накопления глубоководных известняково-кремнистых осадков (см. фиг. 7, 7, 8);

4) биогермовые доломитизированные известняки и доломиты, менее мощные в краевой (см. фиг. 7, 4, 5, 6) и мощные в центральной (см. фиг. 10, 1, 2, 3) частях района.

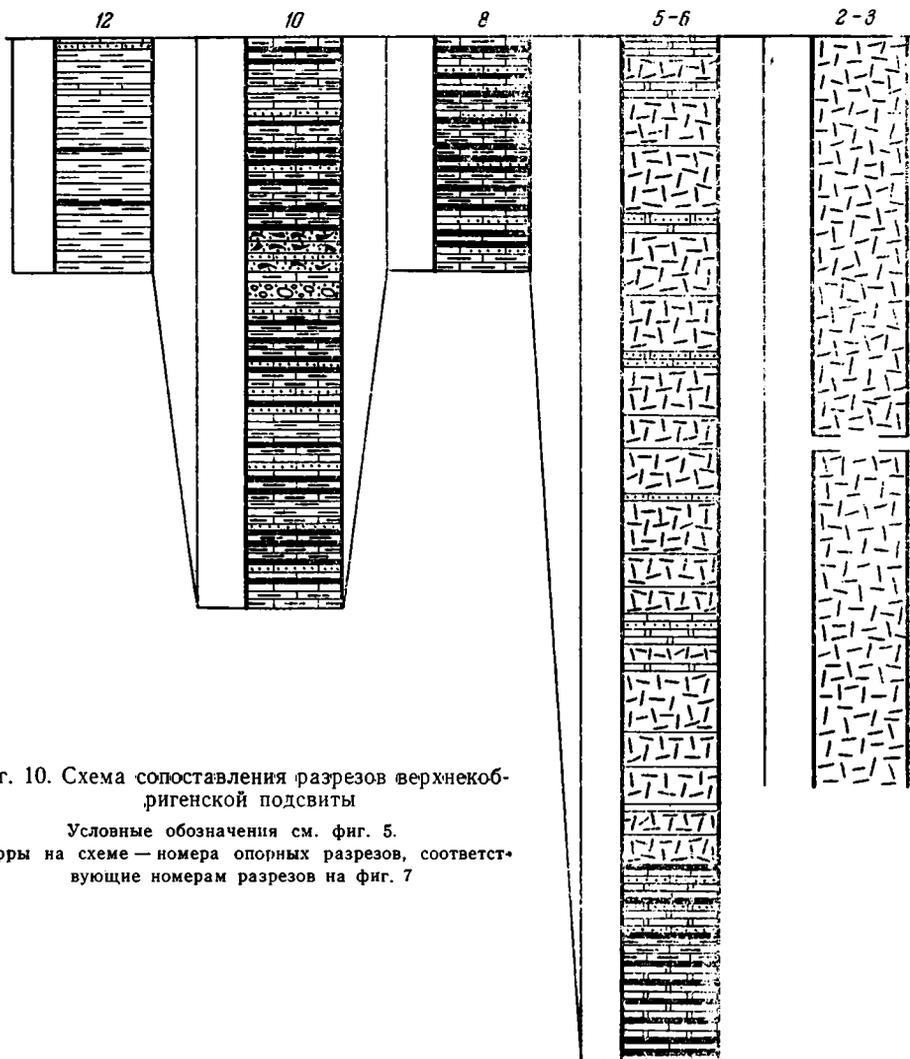
Истыкская свита. На обширных территориях, в горах Ак-Бура, в массиве Мынхаджир, в Базардаринском хребте, обнажается мощная (свыше 1 км) флишoidная толща песчано-сланцевых пород норийского яруса.

Однообразие состава не позволяет выделить в ее пределах четких фациальных переходов. Рассматриваемые отложения накапливались в пределах единого обширного, равномерно прогибавшегося трога, куда из области периферических поднятий в изобилии поступал сравнительно тонкий терригенный материал.

Резкое изменение фаций норийского яруса происходит лишь по направлению к центральным частям района. Южнее зоны развития флишoidных отложений нижняя половина норийского яруса представлена маломощными (25 м) известняками. Выше залегает горизонт песчаников, глинистых сланцев с прослоями брахиоподово-коралловых известняков (мощность 150—350 м).

Указанные отложения накапливались в пределах краевой части относительно приподнятой территории в условиях сравнительно небольшого поступления терригенного материала.

В пределах центральных участков Юго-Восточного Памира отложения норийского яруса почти исключительно представлены рифогенными или детритовыми известняками. Лишь в самых верхах разреза появляются песчано-сланцевые породы.



Фиг. 10. Схема сопоставления разрезов верхнекоб-
ригенской подсистемы

Условные обозначения см. фиг. 5.

Цифры на схеме — номера опорных разрезов, соответствующие номерам разрезов на фиг. 7

Таким образом, для норийского века выделяются следующие фациальные зоны (фиг. 11 и 12):

1) зона развития флишеидных песчано-аргиллитовых пород (см. фиг. 11, 7, 8);

2) зона накопления маломощных известняков и песчано-сланцевых пород (см. фиг. 11, 4, 5, 6);

3) зона отмелей (рифогенные известняки, см. фиг. 11, 1, 2, 3).

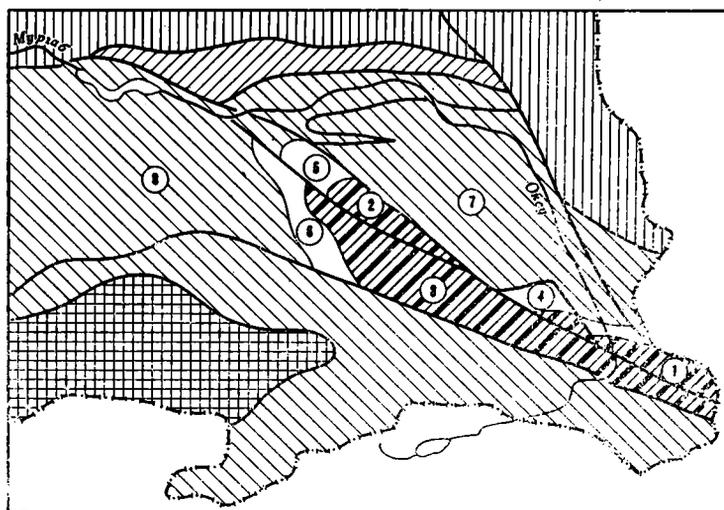
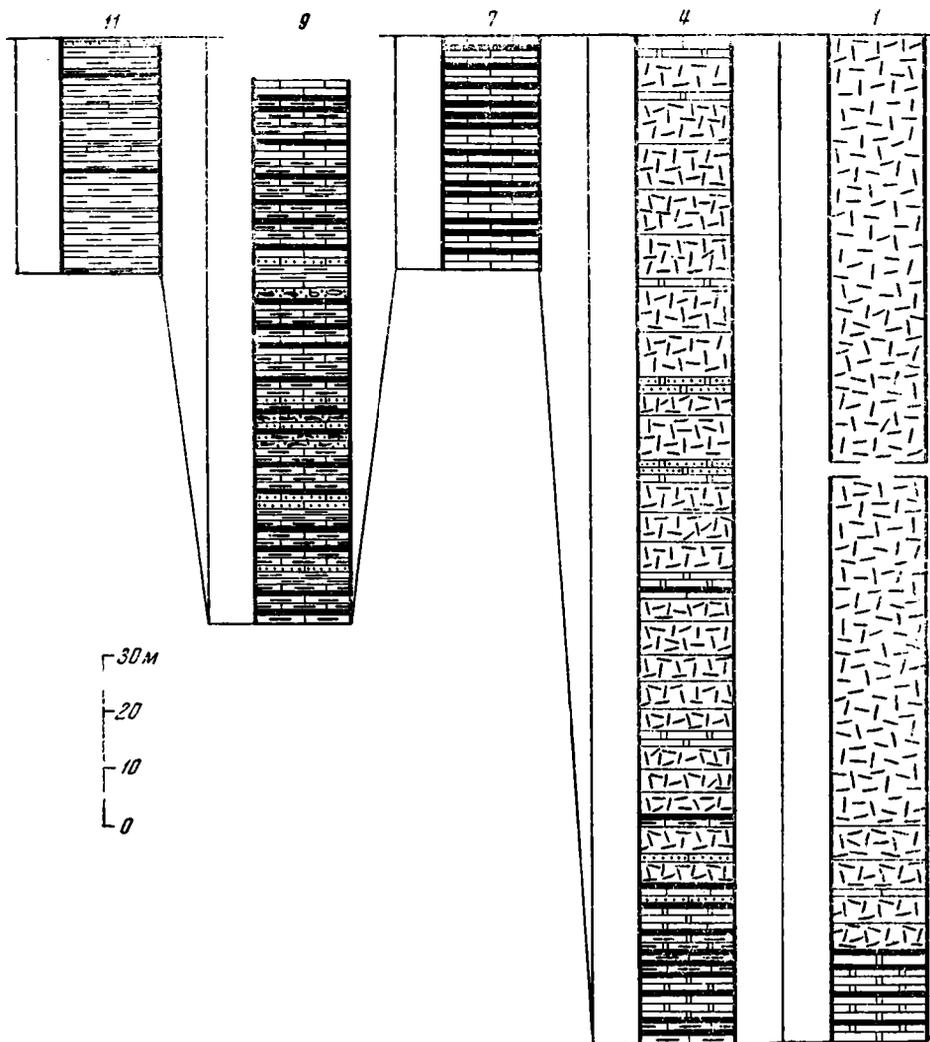
В горах Ак-Бура, в бассейне Истыка, в Базардаринском хребте отложения рэтского яруса образуют единую с норийскими песчано-сланцевую флишеидную толщу.

В пределах центральной части Юго-Восточного Памира рэтские породы представлены горизонтом песчаников, реже аргиллитов, содержащих пачки биогермовых известняков (мощность 200—300 м).

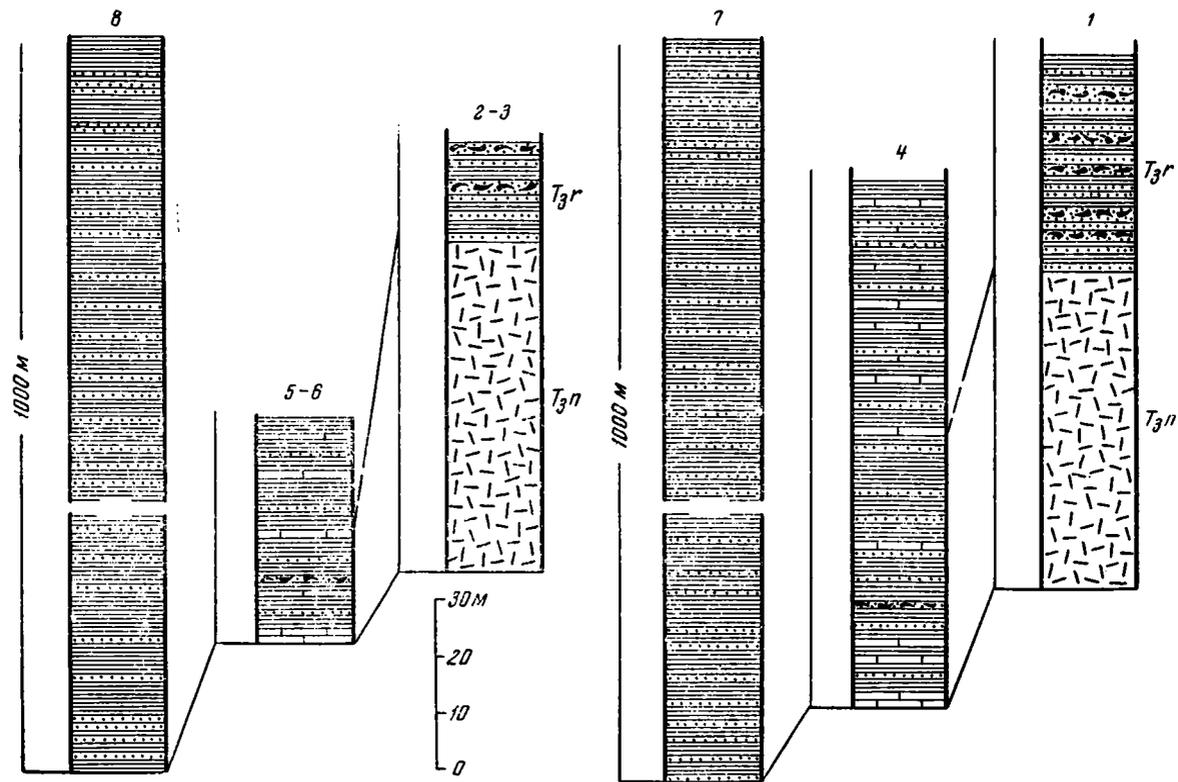
Следовательно, для яруса выделяются две структурно-фациальные зоны:

1) зона флишевого трога (см. фиг. 11 и 12, 7, 8);

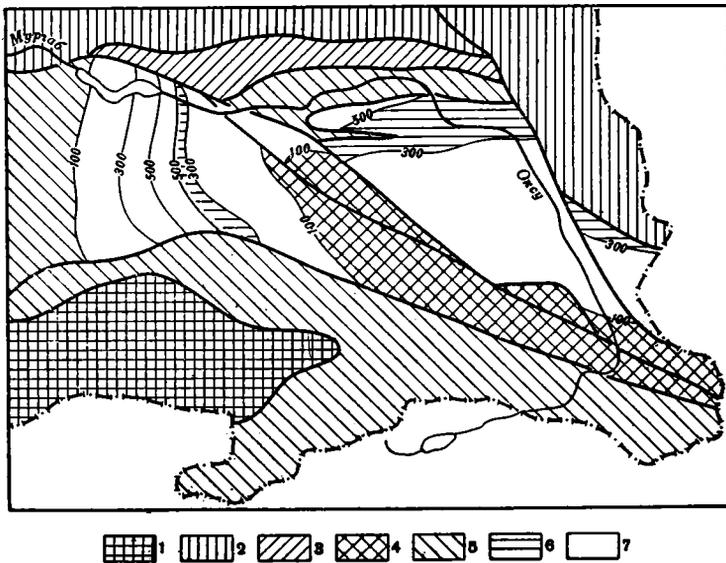
2) зона центрального поднятия, на территории которого накапливались мелководные терригенные и карбонатные осадки (см. фиг. 11 и 12, 1—6).



Фиг. 11. Схема фациальной зональности норийского и рэтического ярусов
Условные обозначения см. фиг. 1



Фиг. 12. Схема сопоставления разрезов норийского и рэтского ярусов
 Условные обозначения см. фиг. 5. Цифры на схеме — номера опорных разрезов, соответствующие номерам разрезов на фиг. 11



Фиг. 13. Схема расположения основных конседиментационных структур перми на территории Юго-Восточного Памира

1 — Юго-Западный Памир; 2 — Центральный Памир; 3—7 — Юго-Восточный Памир:
 3 — Пшартская зона, 4 — центральное поднятие, 5 — краевое поднятие, 6 — компенсированная зона внутренней депрессии, 7 — некомпенсированная зона внутренней депрессии. Линии на схеме ограничивают зоны равных мощностей в метрах

Конседиментационные структуры

Рассмотренные комплексы осадков формировались в пределах прогиба Юго-Восточного Памира, структура которого представляет собой комбинацию относительно приподнятых и опущенных участков.

Выделение частных конседиментационных структур для периода накопления флишеидных толщ базардаринской свиты в настоящее время невозможно из-за отсутствия здесь четких маркирующих горизонтов. Кроме того, необходимо учитывать, что практически на всей территории района мы не видим базальных горизонтов свиты, что делает невозможным определение ее полных мощностей.

В период накопления вулканогенно-кремнисто-карбонатных отложений перми существовали следующие частные структуры: центральное поднятие, расположенная к северу и западу от него внутренняя депрессия с наиболее устойчивой тенденцией к прогибанию, внешний склон этой депрессии, переходный к области краевых поднятий¹, окаймляющих Юго-Восточный Памир. Бассейн Юго-Восточного Памира мог в целом углубляться или мелеть, что находило свое выражение в соответствующих осадках, однако отмеченный структурный план существовал неизменно в течение артинского, кубергандинского, мургабского и памирского веков (фиг. 13).

В пределах центрального поднятия возник маломощный (50—70 м) комплекс отложений. Здесь преобладают мелководные грубые органогенно-обломочные и биогермовые гидроидно-водорослевые известняки. Эти отложения полностью компенсировали незначительное прогибание центральных частей бассейна.

Внутренняя депрессия — область максимального прогибания, где происходило накопление сравнительно глубоководных тонких карбонатно-

¹ В настоящее время область краевых поднятий наблюдается частично, так как в большинстве случаев она перекрыта по серии альпийских надвигов внешних частей Юго-Восточного Памира.

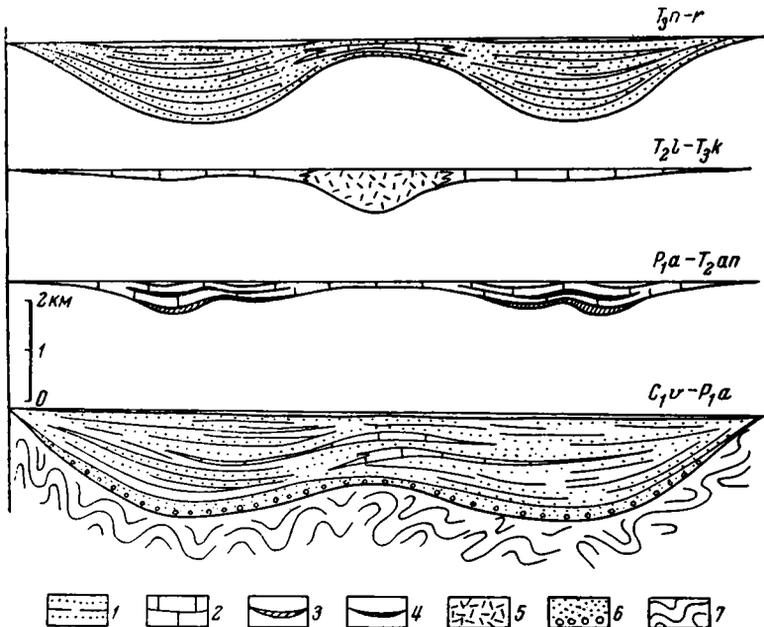
кремнистых и вулканогенных осадков. Депрессия имеет асимметричное строение. Максимальные мощности пермских осадков (500 м) установлены вдоль ее внешних частей (Джамантал — Куталь и Шелибель — Куберганды). По направлению к центральным частям Юго-Восточного Памира мощности постепенно сокращаются до 100—150 м. Два отмеченных района внутренней депрессии разделены узкой зоной преимущественно мелководных осадков (мощностью до 300 м), приуроченных к пологому относительных поднятий.

В пределах внешнего склона депрессии накапливались маломощные (30—50 м) кремнисто-карбонатно-глинистые осадки. Несравненно более широкое развитие терригенных пород указывает на его относительную близость к береговой полосе. Прогибание было незначительным.

Переходы между отмеченными структурами были плавными, что нашло свое отражение в появлении широких поясов, в пределах которых установлены отложения с переходными типами разрезов.

Структура триасового прогиба Юго-Восточного Памира менялась, постепенно исчезало центральное поднятие. В нижнем триасе и в анезийский век центральное поднятие лишь несколько погрузилось. В его пределах накапливался тонкий (10—30 м) горизонт известняков, местами конгломератовидных. Маломощный (несколько метров) пласт известняков возник и на внешнем склоне внутренней депрессии. Максимальные (50—60 м) мощности устанавливаются в полосе Джамантал — Куталь и Шелибель — Куберганды. В целом для этого периода характерно некоторое углубление всего бассейна и постепенное сглаживание существовавших в перми частных поднятий. Однако структурный план в нижнем триасе еще наследовал пермский.

В ладинский и карнийский века центральное поднятие исчезало. В это время здесь накопилась мощная (800—1000 м) толща. В ладинский век прогибание, по-видимому, не достигло значительных размеров. Однако затем прогибание усилилось, что нашло свое отражение в обра-



Фиг. 14. Схема развития каменноугольно-пермо-триасового прогиба Юго-Восточного Памира

1 — флишеидные песчано-аргиллитовые толщи; 2 — известняки; 3 — спилиты, диабазы; 4 — туфы, туфопесчаники; 5 — рифогенные доломиты; 6 — грубообломочные породы; 7 — фундамент

зовании упоминавшихся мощных карнийских рифов. Таким образом, в ладинском веке центральное поднятие исчезло, а в карнийском — на его территории наблюдалось максимальное прогибание. К северу и западу мощности отложений быстро сокращаются, достигая 30—40 м. Глубоководные кремнистые известняки (до 100 м) распространены в зоне Джамантал — Куталь и Шелибель — Куберганды. В пределах внешнего склона депрессии, который характеризовался незначительным опусканием, возник маломощный (несколько метров) горизонт глинисто-кремнисто-карбонатных пород. Следовательно, намечаются две зоны максимальных опусканий — центральная и внешняя (Джамантал — Куталь, Шелибель — Куберганды), разделенные депрессионными, однако погружавшимися менее интенсивно участками.

В норийский век одновременно с общим увеличением прогибания в бассейн поступали обильные массы терригенного материала, выполняющего всю внутреннюю депрессию Юго-Восточного Памира. Возникла верхняя флишеидная толща относительно глубоководных осадков. Мощность отложений достигает нескольких сотен метров, возможно местами до 1 км. Территория центральных частей прогиба опускалась несравненно медленнее. Вследствие этого здесь вновь обособился приподнятый участок, в пределах которого образовался относительно маломощный (250—300 м) горизонт мелководных биогермовых известняков и терригенных пород, почти полностью компенсировавших прогибание. В рэтский век в пределах внутренней депрессии и ее внешнего склона продолжала накапливаться мощная толща флишеподобных терригенных отложений. В области же центрального поднятия возник горизонт песчаников, сланцев и биогермовых известняков мощностью до 100—150 м.

Схема развития пермо-триасового прогиба Юго-Восточного Памира показана на фиг. 14.

Формации

В настоящее время все чаще для характеристики тектонического развития определенной области прибегают к формационному анализу.

Нижняя терригенная флишеидная формация (базардаринская) включает отложения базардаринской свиты (C_1-P_1a), мощность которой превышает 1,5—2 км. Формация представляет собой однородное монофациальное тело, совпадающее с контурами прогиба Юго-Восточного Памира, и отличается сравнительно тонким составом. Она сложена ритмично чередующимися кварц-полевошпатовыми и кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Лишь в центральных частях прогиба присутствуют многочисленные прослои карбонатных пород. Среди песчаников преобладают тонкозернистые разности, характерно почти полное отсутствие грубых пород (гравелитов, конгломератов).

Рассматриваемый комплекс возник в слабо расчлененном бассейне, сравнительно мелководном в центральных частях и более глубоководном в пределах внутренней депрессии.

Тектонические условия возникновения формации — устойчивое значительное прогибание области аккумуляции с одновременным ростом периферических поднятий. Судя по отсутствию в разрезе грубого обломочного материала, рост поднятий был весьма равномерным и в целом компенсировался денудационными процессами. Терригенный материал, особенно для заключительных этапов образования формаций, выносился в бассейн в меньшем количестве, вследствие чего здесь шире представлены известняки.

Основным седиментационным процессом является разнос терригенного материала, поступавшего с севера и запада. Дополнительно происходило накопление карбонатных осадков, хемогенных и органогенных. В пределах внутренней депрессии известняки почти полностью вытесне-

ны терригенными породами. В центральных же частях количество известняков увеличивается.

Вулканогенно-кремнисто-карбонатная формация Юго-Восточного Памира включает отложения шиндйской, кубергандинской, ганской, карабелесской и кобригенской свит ($P_{1a}-T_{3k}$), суммарная мощность которых колеблется от нескольких десятков метров до 600—700 м. Формация представляет собой полифациальное тело, пространственно совпадающее с контурами прогиба Юго-Восточного Памира. Наблюдается закономерное изменение ее состава как в латеральном, так и в вертикальном направлениях. Отличительной особенностью рассматриваемой формации является неширокое развитие в ее пределах терригенных пород, встречающихся лишь в ее периферических частях. Для срединных частей формации характерны хемогенные известняки, органогенно-обломочные известняки, радиоляриты, реже спонголиты, криптокристаллические силициты, кремнистые известняки. Преобладают тонкозернистые разности, хотя местами встречаются и обломочные карбонатные породы. Формация состоит как бы из двух повторяющихся комплексов пород, каждый из которых начинается горизонтом диабазов и их туфов: шиндйская (P_{1a}) и карабелесская (P_{2pt}) свиты. Выше залегают преимущественно карбонатные горизонты: кубергандинская (P_{1-2kb}) и кобригенская (нижняя подсвита, T_{1-2ap}) свиты, которые, в свою очередь, сменяются карбонатно-кремнистыми горизонтами: ганская ($P_{3p}-pt$) и кобригенская (верхняя подсвита, T_{2-3k}) свиты.

Рассматриваемый комплекс отложений накапливался в пределах обширного бассейна со сравнительно слабо расчлененным подводным рельефом и, по-видимому, окаймляющимся отмелями и участками нерезко геоморфологически выраженной суши.

Тектонические условия образования формации определялись устойчивым, хотя на большей части территории незначительным и равномерным прогибанием области аккумуляции и еще менее устойчивым и значительным воздыманием окаймляющей прогиб зоны поднятий. Именно с этим связано неширокое развитие в составе формации терригенных пород. Для времени образования формации характерны малые темпы осадконакопления, которое не везде компенсировало прогибание. Неравномерность прогибания приводила к возникновению недолговечных частных поднятий, периодически расчленявших прогиб на отдельные седиментационные ванны. Как правило, с указанными поднятиями связаны органогенно-обломочные и биогермные породы, в то время как к депрессиям приурочены наиболее тонкие разности. Временами более или менее устойчивое прогибание прерывалось общим воздыманием и, как следствие, обмелением бассейна: возникал достаточно выдержанный горизонт известняковых конгломератов (горизонт 3 ганской свиты).

В строении формации участвуют породы всех основных генетических типов: хемогенные, органогенные, терригенные и продукты вулканической деятельности; причем первым двум принадлежит ведущая роль. Основным седиментационным процессом, определившим состав и строение рассматриваемой формации, было накопление известняковых и известняково-кремнистых илов.

Формация рифовых известняков и доломитов (акташская) включает в основном водорослево-гидроидные доломитистые известняки и доломиты акташской подсвиты (T_2-T_{3n}). Уже само название показывает, что основным типом осадков формации являются рифогенные образования, ассоциирующие с органогенно-обломочными известняками, выполняющими внутририфовые депрессии. Палеогеографические условия возникновения Акташского рифа: он образовался в пределах центральной части мелководного бассейна, в удалении от суши. Незначительный принос терригенного материала способствовал появлению многочисленных рифостроителей. Формирование рифов вначале происходило на терри-

тории отмечавшегося центрального поднятия, высокое гипсометрическое положение дна которого создавало благоприятную обстановку для появления рифостроителей. По-видимому, в начале ладинского века условия седиментации здесь были весьма сходными с таковыми в мургабский и памирский века. Однако в дальнейшем в связи с погружением осевых частей Юго-Восточного Памира центральное поднятие исчезло, а на его месте появился наиболее прогнутый участок. Однако риф продолжал расти, причем значительное прогибание полностью компенсировалось его ростом, а сам он существовал в виде отчетливого орографического поднятия, воздымающегося над дном бассейна. Более того, даже в норрийский век, в период общей активизации тектонических движений, и, как следствие, значительного поступления терригенных осадков, Акташский риф продолжал существовать. Лишь в конце норрийского века в связи со все усиливающимся поступлением терригенного материала рифообразование было подавлено, а сам риф перекрыт преимущественно песчано-сланцевыми отложениями истыкской свиты. В целом Акташский риф представляет собой обширное тело, выполняющее прогиб, существовавший в триасе на территории центральной части Юго-Восточного Памира.

Верхняя терригенная флишоидная формация (истыкская) включает отложения истыкской свиты (T_3 п—г), мощность которой достигает 1,5 км. В литологическом отношении она практически не отличается от базардаринской и представляет собой однородное монофациальное тело, совпадающее с контурами приподнятого края и внутренней максимально прогибавшейся депрессии триасового прогиба Юго-Восточного Памира. Основной фон ее разреза составляют ритмично чередующиеся мелкозернистые полевошпат-кварцевые песчаники, кварцевые алевролиты и аргиллиты. Алевролиты, обычно интенсивно глинистые, преобладают.

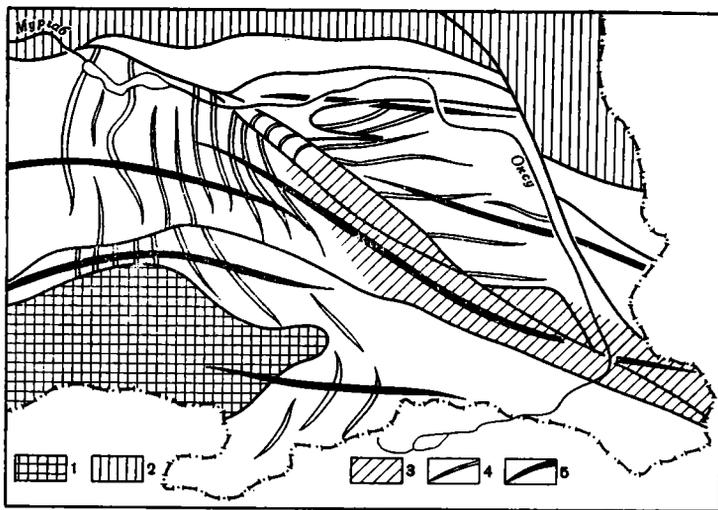
Рассматриваемый комплекс возник в широком слабо расчлененном бассейне, куда из внешних его частей поступали обильные массы терригенного материала. Четко выраженная флишевая ритмичность наблюдается далеко не везде; отсутствуют здесь также и грубые терригенные породы, подводно-оползневые явления, что указывает на сравнительно плоский рельеф бассейна.

В период образования формации происходило значительное устойчивое равномерное прогибание, вследствие чего состав и стратификация отложений практически не меняются по разрезу. Рост поднятий, окаймляющих прогиб, был в достаточной степени равномерным и, по-видимому, не слишком резким. Основным седиментационным процессом был разнос терригенного материала, поступающего с севера и востока.

* * *

Отложение осадков истыкской свиты заканчивает каменноугольно-пермо-триасовый период развития Юго-Восточного Памира. На рубеже триаса и юры здесь проявились складкообразовательные движения. Осадочная толща карбона, перми и триаса была смята в систему разнообразных складок, морфология которых значительно усложняется по направлению от центра Юго-Восточного Памира к его краевым частям (фиг. 15). Осевые плоскости складок обычно наклонены в сторону центра области. Зеркало складчатости также полого падает к центру Юго-Восточного Памира, в этом же направлении уменьшается и амплитуда складок. Действительно, если в бассейнах Куртеке, среднего течения Истыка, Кастанат-Джилги, Аю-Джола и Хан-Юлы юрские отложения залегают почти повсеместно на акташских известняках (T_{2-3}), то в массиве Ак-Бура, Базардаринском хребте и бассейне р. Гурумды они перекрывают отложения карбона, перми, триаса, а местами и рифей-нижнепалеозойские (?) метаморфические образования.

Особенность рассматриваемых дислокаций заключается в том, что в плане они образуют плавную дугу, повторяющую очертания основных



Фиг. 15. Схема расположения раннекиммерийских дислокаций Юго-Восточного Памира

1 — Юго-Западный Памир; 2 — Центральный Памир; 3—5 — Юго-Восточный Памир: 3 — зона брахиформных дислокаций, 4 — киммерийские линейные структуры, 5 — альпийские структуры

конседиментационных структур. Так, например, на территории центральной зоны преимущественно развиты обширные брахиформные структуры. По направлению к внешнему краю от них, в пределах промежуточной и окраинной зон, распространены линейные, обычно сдавленные, морфологически сложные складки.

Кратковременный период общего осушения бассейна и складкообразования сменился новой трансгрессией моря в начале нижнего лейаса.

Юрские отложения

Стратиграфия юры разработана В. И. Дроновым и Т. Ф. Андреевой (1962), которые установили на территории Юго-Восточного Памира отложения всех ярусов за исключением кимериджа и титона. Эти же авторы выделили три структурно-фациальные зоны, отличающиеся как полнотой разреза, так и составом слагающих их отложений.

Гурумдинская зона характеризуется развитием мощных нижне- и среднеюрских отложений. Верхнеюрские (нижнекемловейские) отложения развиты крайне нешироко.

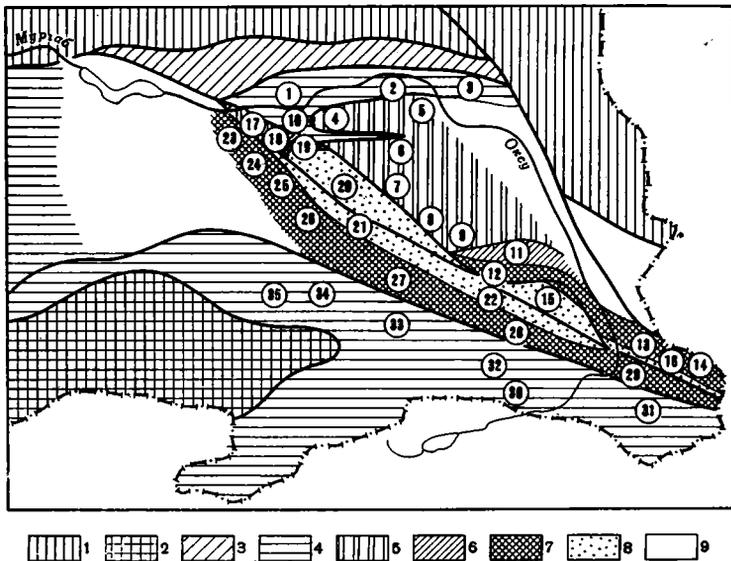
Мынхаджирская зона — нижнеюрские породы, хотя и присутствуют здесь, но достигают незначительной мощности (40—100 м).

В Истыкской зоне разрез начинается с байоса. Верхнеюрские отложения, достигающие большой мощности, развиты здесь широко.

Характеристика разрезов

Северо-восточные районы

Юрские отложения сравнительно широко распространены вдоль северной окраины района. Они прослеживаются в виде почти непрерывной широтной полосы от правобережья Оксу до массива Мынхаджир. Далее к западу аналогичные отложения установлены в северной части Золоташского гребня, а также вдоль северных окраин восточной части Базардаринского хребта (Талдыкол). Отсюда они прослежены к юго-востоку, где образуют узкую полосу в урочище Карабелес.



Фиг. 16. Схема расположения основных структурно-фациальных зон юры Юго-Восточного Памира

1 — Центральный Памир; 2 — Юго-Западный Памир, 3—9 — Юго-Восточный Памир; 3 — Пшартская зона, 4 — Гурумдинская и Мынхаджирская зоны, 5—8 — Истыкская зона (5 — разрезы карабелесского типа, 6 — разрезы куристыкского типа, 7 — разрезы кокбелесского типа, 8 — разрезы куртекинского типа), 9 — юрские отложения размыты (см. также фиг. 20 и 22).

Цифры на схеме — номера опорных разрезов

Юрский разрез массива Мынхаджир (фиг. 16, 2 и 17, 2):

Мощность,
м

Кызылбелесская свита (J_1).

Горизонт красноцветных песчаников и конгломератов, несогласно залегающий на интенсивно дислоцированных пермо-триасовых отложениях 1—30

Мынхаджирская свита (J_{1-2}).

Известняки массивные, грубослойные, от светло-серых до коричневатобурых. Преобладают микрозернистые разности. Однако местами появляются водорослевые известняки. Согласно данным В. И. Дронова и Т. Ф. Андреевой (1962), в нижней части горизонта присутствуют остатки лейасовых пелеципод¹ *Plagiostoma cf. compressa* Terquem 30—120

Джарутекская свита ($J_{2a1-bj1}$).

Аргиллиты черные, с многочисленными прослоями бурых, зеленовато-серых, грубозернистых, полимиктовых песчаников. Присутствуют горизонты бурых глинистых известняков, содержащих остатки ааленских и байосских пелеципод *Chlamys meriani* Grepp., *Pleuromya* sp., *Protocardia* sp., *Modiola* sp., *Nucula* sp.; брахиопод *Burmhynchia shanensis* Buckm.; аммонитов *Phaulostephanus* sp., *Witchellia* sp. 30—80

Верхнебайосский подъярус (J_{2bj2}).

1. Известняки массивные, темно-серые, микрозернистые, реже шламовые, алевритистые. Иногда присутствуют прослои кремнистых известняков, содержащих многочисленнные желваки кремней. Местами наблюдаются неправильной формы тела гидронидных известняков 40—60

2. Известняки слоистые, черные, глинистые, микрозернистые, изредка встречаются прослои детритовых известняков. Известняки тонко переслаиваются с темно-серыми мергелями. Аммониты: *Oppelia subradiata* Sow.; пелециподы: *Trigonia montierensis* Lyc., *Goniomya marginata* Agassiz, *Plagiostoma cardiiforme* Sow., *Pholodomya ficicula* Sow., *Entolium demissum* Phill., *Tellina*

¹ Здесь и далее юрские аммониты определялись В. И. Дроновым, пелециподы — Т. Ф. Андреевой, брахиоподы — В. Н. Овчаренко.

	Мощность, м
sp., <i>Modiolus</i> sp.; брахиоподы: <i>Sphaerodothyris karauldyndalaensis</i> (Moiss.), <i>Burmirthynchia</i> sp.	20
3. Известняки серые, темно-серые, грубослоистые, микрозернистые, иногда шламовые, кремнистые; присутствуют многочисленные желваки кремней	30—40
4. Мергели зеленовато-серые, с тонкими прослоями черных глинистых микрозернистых известняков. Часто по простиранию такие породы замещаются переслаивающимися брахиоподово-пелециподовыми ракушняками и водорослевыми известняками. Аммониты: <i>Stephanoceras</i> sp., <i>Parkinsonia densicosta</i> Quenst., <i>P. subarictes</i> Wetz., <i>P. cf. acris</i> Wetz., <i>Oppeli subradiata</i> Sow.; пелециподы: <i>Goniomya marginata</i> Agassiz, <i>Modiolus cf. imbricatus</i> Sow., <i>M. scaliacatus</i> Waag., <i>Chlamys ambigua</i> Münst.	20

Батский ярус (J₂bt).

1. Мергели желтовато-серые, плитчатые. Пелециподы: <i>Entolium cingulatum</i> Goldf., <i>Ent. demissum</i> Phill., <i>Ent. renevier</i> Opp., <i>Variamussum</i> sp.	3
2. Аргиллиты, содержащие тонкие (2—5 см) прослои мелкозернистых полимиктовых песчаников	10—20
3. Известняки бурые, комковатые, местами брахиоподово-пелециподовые ракушники. Пелециподы: <i>Myopholas acuticosta</i> Sow., <i>Aequipecten vagans</i> Sow.; брахиоподы: <i>Kutchithyris acuminata acuminata</i> (Kitch.), <i>Burmirthynchia namtuensis</i> Buckm., <i>B. irregularis</i> Buckm., <i>B. rotunda</i> Buckm.	15
Известняки бурые, комковатые, пелециподово-брахиоподовые с <i>Kutchithyris tanimasensis</i> (Moiss.), <i>K. maceilensis</i> (Moiss.)	2—3

На обширных площадях к югу от мынхаджирской полосы обнажаются юрские отложения принципиально иного типа. Они слагают территорию южного склона гребня Зоуташ, горы Карабелес-Баши, в виде более или менее крупных нащепков установлены по правому борту Караулдындады и левому — Уч-Джилги.

Наиболее полный разрез был описан в горах Карабелес-Баши (см. фиг. 16, 6 и 17, 6). Снизу вверх здесь обнажаются:

	Мощность, м
Байосский ярус.	
1. Базальный горизонт красноцветных песчаников и конгломератов, согласно залегающих на отложениях пермо-триаса	30—50
2. Известняки черные, слоистые, микрозернистые, участками содержат крупные обломки раковин пелеципод, гастропод и брахиопод. Присутствуют отдельные прослои (1—2 м) темно-серых сгустково-комковатых известняков. Здесь же встречаются прослои алевритистых, иногда песчаных светлых известняков	100—120
3. Горизонт серых мергелей. Порода содержит сильно гранулированные обломки раковин пелеципод: <i>Amussiopsis pamirica</i> Andreeva, <i>Entolium cingulatum</i> Goldf., <i>Camptonectes lens</i> Sow., <i>Ctenostreon pectiniforme</i> Schloth.	20—40
4. Известняки черные, грубослоистые, битуминозные, шламовые, содержат участки, образованные микростяжениями водорослей, которыми обрастали обломки пелеципод, брахиопод и гастропод. Присутствуют прослои оолитово-сгустковых известняков	40
5. Известняки черные, массивные, микрозернистые	90
6. Известняки темно-серые, массивные, оолитовые. Кроме того, часто присутствуют прослои оолитово-водорослевых и детритово-водорослевых известняков. Порода состоит из крупных (до 1 см) водорослевых стяжений	150—170

Батский ярус.

Горизонт серых устричных и брахиоподовых известняков. Порода состоит из крупных обломков и целых раковин устриц, брахиопод, реже гастропод и остракод. Большинство раковин покрыто толстой коркой водорослей, часто на них нарастали также мшанки. В незначительном количестве присутствуют шламовые известняки, выполняющие полости в ракушнике. Пелециподы: *Aequipecten vagans* Sow., *Entolium demissum* Phill.; брахиоподы: *Kutchithyris acutiplicata angulata* (Buckm.), *Cryptorhynchia pulcherrima* (Kitch.)

Нижнекелловейский подъярус.

Известняки светло-серые, слоистые, микрозернистые, иногда шламовые, содержат многочисленные прослои сгустково-оолитовых и оолитовых известняков. В рассматриваемой зоне, особенно по ее южным окраинам (разрезы Данге-Куристыка) слоистые известняки замещаются грубослоистыми или массивными водорослевыми известняками, в которых были собраны пелециподы:

Aequipecten fibrosus Sow.; брахиоподы: *Kutchithyris euryptycha* (Kitch.), *K. planiconvexa* (Kitch.), *Sphenorhynchia asymmetrica* (Kitch.), *Ptyctothyris subcanaliculata* Opp. 120—250

Среднекекловейский подъярус.

1. Известняки плитчатые, детритовые, органогенно-обломочные, местами песчанистые. Аммониты: *Reineckeia* sp.; пелециподы: *Pholodomya deltaidea* Sow., *Aequipecten subinaequicostatus* Kas.; брахиоподы: «*Terebratula*» *rollieri* Etal., «*Rhytichonella*» *inconstans* Sow., *Kutchithyris euryptycha* (Kitch.) 60
2. Известняки светло-серые, массивные, микрозернистые, местами водорослево-оолитовые Видимая 70—80

Рассмотренные отложения прослежены на юг до долины р. Куристык, где их разрез меняется. В виде широтной полосы юрские отложения тянутся здесь по южным склонам долин Данге-Куристык и Куристык (см. фиг. 16, 11 и 17, 11).

Байосский ярус.

1. Выше песчано-сланцевой толщи верхнего триаса с горизонтом красноватых базальных конгломератов в основании залегают слоистые темно-серые битуминозные микрозернистые известняки Около 120
2. Известняки коричневатые-серые, серые, грубослойные, местами массивные. Преобладают водорослевые и водорослево-детритовые разности. Порода состоит из крупных (до 4 см) желваков синезеленых водорослей 300—350

Батский ярус и нижнекекловейский подъярус.

1. Известняки серые, темно-серые, микрозернистые, содержат раковины пелеципод *Posidonia buchi* Roem., *Entolium demissum* Phill., *Ent. cingulatum* Goldf., *Ent. rugosum* Andreeva 20
 2. Известняки серые, зеленовато-серые, микрозернистые, плитчатые, тонко переслаиваются с глинистыми известняками и мергелями. Изредка присутствуют прослои (до 40—50 см) тонкодетритовых разностей (обломки раковин пелеципод, гастропод, остракод, фораминифер). Пелециподы: *Posidonia buchi* Roem., *Aequipecten vagans* Sow., *Entolium demissum* Phill., *Ent. cingulatum* Coldf., *Oxytoma* sp. 70
 3. Мергели зеленовато-серые с *Posidonia buchi* Roem. 20
 4. Горизонт тонко чередующихся шламовых известняков и микрозернистых глинистых известняков 30
 5. Известняки тонкоплитчатые, микрозернистые, глинистые, иногда обогащенные органическим детритом, переслаиваются с мергелями. Пелециподы: *Entolium demissum* Phill., *Ent. cingulatum* Goldf., *Aequipecten vagans* Sow., *Pholodomya murchisoni* Sow., *Oxytoma* sp. В самых верхних частях появляются нижнекекловейские *Aequipecten fibrosus* Sow. 130—150
- Тектонический контакт.

Нижне- и среднекекловейский подъярус.

Детритовые, серые, местами кремневые известняки 10—15

Среднекекловейский подъярус.

1. Известняки светло-серые, белые, массивные, рифогенные. Представляют собой сплошной водорослевый агрегат. Промежутки водорослевого каркаса заполнены более или менее грубым органогенным детритом, обычно интенсивно гранулированным. По простиранию рифы замещаются органогенно-обломочными известняками, известняковыми конгломератами. Пелециподы: *Inoperna plicata* Sow., *Aequipecten subinaequicostatus* Kas.; брахиоподы: *Kutchithyris carvakensis* (Moiss.), *K. baranovi* (Moiss.), *K. carvakensis* (Moiss.), «*Zelleria*» *abdiensis* Moiss. 150—250
2. Известняки органогенно-обломочные, глинистые 20—30

Иные разрезы, особенно для средней юры, установлены по левому борту Сулистыка (урочище Чаш-Гюбе, см. фиг. 16, 12 и 17, 12). Снизу вверх здесь обнажаются:

Байосский ярус.

1. Известняки темно-серые, слоистые, микрозернистые, с незначительной примесью тонкого кварцевого алеврита. Пелециподы *Amussiopsis pamirica* Andreeva Видимая 70—80

2. Известняки светло-серые, серые, грубослоистые или массивные, местами интенсивно перекристаллизованные. Грубослоистые разности — оолитово-водорослевые, переслаивающиеся с более или менее грубодетритовыми (обломками раковин фораминифер, брахиопод, пелеципод, члеников криноидей); массивные — оолитово-водорослевые, состоящие из водорослевых сгустков, размером до нескольких сантиметров. Иногда водорослевые желваки слагают подавляющую часть породы, иногда же преобладают оолиты. По правому борту Сулистыка (водораздел Сулистыка и Игримюиза) грубослоистые известняки переходят в мощный массивный водорослевый риф 250—400

Батский ярус.

Известняки черные, с поверхности зеленовато-серые, плитчатые, микрозернистые, глинистые; переслаиваются с тонкодетритовыми разностями. Местами наблюдается скопление целых раковин пелеципод (пелециподовый ракушняк): *Aequipecten vagans* Sow., *Entolium demissum* Phill., *Ent. cingulatum* Goldf., *Posidonia buchi* Roem., *Ceratomya concentrica* Sow. 35

Нижне-келловейский подъярус.

1. Известняки серые, плитчатые, обычно кремнистые 3—12
2. Известняки светло-серые, массивные, оолитово-водорослевые. Порода представляет собой скопление водорослевых желваков и оолитов, сцементированных крайне скудным микрозернистым кальцитом. Брахиоподы: *Kutchithyris euryptycha* (Kitch.), *K. breviplicata* (Kitch.) 230—280
3. Известняки темно-серые, слоистые, микрозернистые, иногда глинистые. Присутствуют прослои грубых, полидетритовых известняков, состоящих из крупных угловатых обломков брахиопод, иглокожих, мшанок. Раковинный детрит обрастает сине-зелеными водорослями. Брахиоподы: «*Rhynchonella*» *kutchensis* Kitch., *Septaliphoria pinguis* Kitch. 25

Нижне- и среднекелловейский подъярус.

Известняки светло-серые, слоистые, мелкогустковые, содержат прослои известняковых песков (обломки водорослевых известняков, обильный органогенный детрит). Местами порода сильно окремнена; в этом случае присутствуют обильные остатки кальцитизированных раковин радиолярий. В нижней части горизонта собраны аммониты *Macrocephalites* sp.; в верхней — *Reineckea* sp., *Erymnoceras* sp.; а также брахиоподы: *Kutchithyris planiconvexa* (Kitch.), *K. breviplicata* (Kitch.) 60—70

Среднекелловейский подъярус.

1. Известняки массивные, представляют собой водорослевый риф. Брахиоподы: «*Rhynchonella*» *recticardinalis* Kitch: «*Rh.*» *versabilis* Kitch., «*Rh.*» *subplicatella* Kitch.; пелециподы: *Aequipecten subinaequicostatus* Kas. *Thoperna plicata* Sow. 200—250
2. Известняки серые, слоистые, микрозернистые, шламовые и детритовые (криноидные), местами кремнистые. Пелециподы: *Aequipecten subinaequicostatus* Kas., *Arcomytilus* sp., *Brachidontes praefurcatus* Andreeva 18
3. Мергели зеленовато-серые, листоватые, содержат прослои бурых детритовых и органогенно-обломочных известняков, состоящих из крупных обломков и целых раковин пелеципод, брахиопод, ежей, аммонитов. Местами попадаются линзы губковых известняков. Аммониты: *Reineckea* sp., *Hecticoceras* sp.; пелециподы *Aequipecten subinaequicostatus* Kas. 20

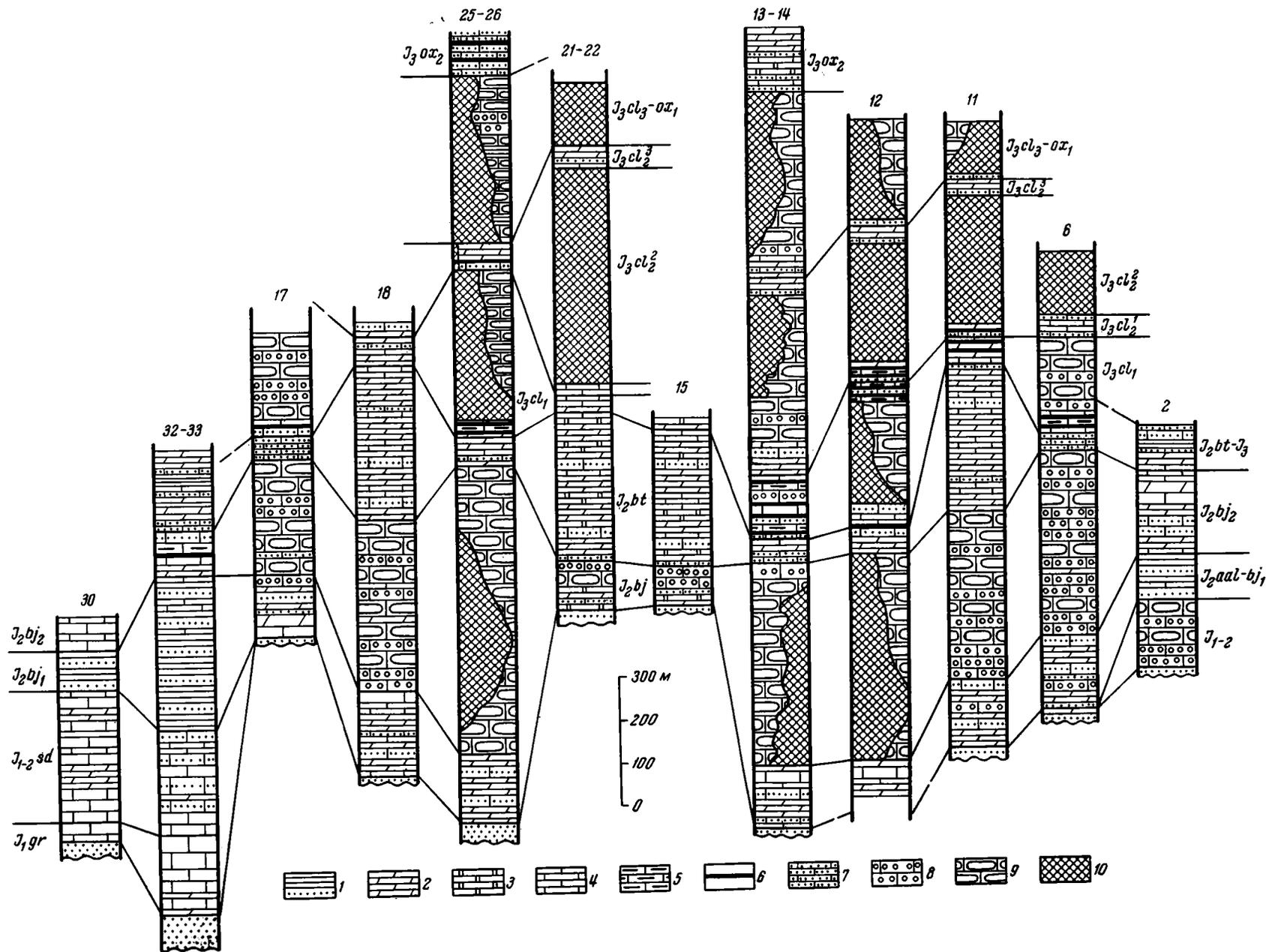
Верхнекелловейский подъярус.

Известняки слоистые, мелкодетритовые, кремнистые. Аммониты *Peltoceras* sp.; пелециподы: *Spondilopecten* sp., *Pholodomya hemicardia* Sow. 12

Верхнекелловейский и нижнеоксфордский подъярусы.

Водорослевые рифы, местами сильно перекристаллизованные, переходящие по простиранию в грубослоистые водорослево-оолитовые и обломочные известняки. Брахиоподы *Septaliphoria pinguis* (Roem.) Видимая 90—100

Сходные разрезы переходят на правый борт Сулистыка (устье Кастанат-Джилги). Полоса преимущественно биогермовых и органогенно-обломочных карбонатных пород от устья Кастанат-Джилги, по-видимому, протягивается к юго-востоку. На водоразделе Кастанат-Джилги и Оксу породы размыты, однако широко развиты по ряду правых притоков Оксу (Каракуль-Ашу, Хан-Юлы и др.) (см. фиг. 16, 13 и 17, 13). Разрез здесь



Фиг. 17. Схема сопоставления юрских разрезов Юго-Восточного Памира

1 — песчаники и аргиллиты; 2 — мергели; 3 — доломиты; 4 — микрoзернистые известняки; 5 — кремнистые известняки; 6 — кремни; 7 — детритовые известняки, ракушняки; 8 — оолитовые известняки; 9 — оолитово-водорослевые известняки; 10 — водорослевые известняки.
 Цифры над колонками — номера разрезов (см. фиг. 16)

несколько отличается от типичных разрезов рифовой полосы Кокбелес-Джанги-Даван-сая и Чаш-Тюбе.

Мощность,
м

Байосский ярус.

1. Выше маломощного горизонта красноцветных базальных конгломератов залегают коричневато-серые битуминозные слоистые глинистые известняки. В виде маломощных прослоев присутствуют пелелиподовые ракушники, которые по простирацию переходят в сгустково-детритовые известняки. Встречены *Modiolus scalcatus* Waag., *Trigonia* sp.

80—120

2. Массивные известняки существенно водорослевые с примесью обломков раковин гастропод, пелелипод, брахиопод, члеников криноидей. Местами микроколонии водорослей слагают подавляющую часть породы, местами же они присутствуют в подчиненном количестве. В этом случае преобладают сгустково-оолитовые разности. По простирацию массивные оолитово-биогермовые известняки переходят в слоистые известняки (чередуются микрозернистые слабо глинистые разности и детритовые, часто грубые органогенно-обломочные известняки). Мощность горизонта колеблется от 120—140 м (слоистые известняки, район перевала Каракуль-Ашу) до 300—400 м (массивные известняки, нижнее течение Каракуль-Ашу и левый борт верховьев р. Жеркочал).

Батский ярус.

Известняки черные, глинистые, плитчатые, микрозернистые, с незначительной примесью тонкого алеврита и мелкого раковинного шлама. Пелелиподы: *Aequipecten vagans* Sow., *Plagiostoma subrigidula* Phill., *Arcomytilus repmae* Jufer., *Entolium rugosum* Andreeva, *Ceratomya concentrica* Sow.

30—40

Нижне- и среднекелловейский подъярус.

Известняки серые, слоистые, микрозернистые, содержащие линзовидные скопления органогенного детрита (обломки раковин гастропод, пелелипод, скелетов иглокожих). Микрозернистые разности переслаиваются с сгустково-детритовыми, состоящими из обильных микроколоний синезеленых водорослей и многочисленных часто гранулированных скелетных остатков (фораминиферы, криноидеи, пелелиподы, гастроподы, мшанки, остракоды, спикюлы кремневых губок, радиолярии). Здесь же присутствуют прослои (2—5 см) и желваки почти полностью окремнелых известняков. Аммониты: *Indosphinctes urbanus* Spath, *Ind. rusticus* Spath, *Phlycticeras pustulatus* Rein., *Hecticoceras metomphalum* Bonnar., *H. lunuloides* Kil., *Subgrossoueria biakei* Spath, *Reineckea ravana* Spath, *R. reissi* Stein. (Дронов, Андреева, 1962); брахиоподы: *Kutchithyris euryptycha* (Kitch.), «*Rhynchonella*» *versabilis* Kitch., *Septaliphoria asymmetrica* Kitch.

70—90

Среднекелловейский подъярус.

1. Мергели зеленовато-серые, переслаивающиеся с микрозернистыми глинистыми известняками. Брахиоподы: *Kutchithyris euryptycha* (Kitch.), *K. planiconvexa* (Kitch.), *K. tanimasensis* (Moiss.); пелелиподы: *Inoperna plicata* Sow., *I. sowerbyi* d'Orb.; аммониты: *Peresphinctes* cf. *bucharicus* NaI. *P. leptoides* T.

80—150

2. Известняки темно-серые, слабо глинистые. Пелитоморфные разности переслаиваются с грубодетритовыми, которые состоят из многочисленных водорослевых микроколоний, окатанных обломков коралловых известняков, обломков скелетов иглокожих и мшанок, раковин пелелипод и брахиопод. Местами появляются грубослоистые известняки, сгустково-детритовые, состоящие главным образом из неправильных сгустков размером до 2—3 см, многие из которых сохраняют структуру обволакивающих синезеленых водорослей. Пелелиподы: *Pholodomya subexoltata* Kas., *Ph. hemicardia* Sow., *Aequipecten fibroso-dichotomus* Kas., *A. subinaequicostatus* Kas.; брахиоподы: *Kutchithyris joaransis* (Kitch.), *K. propinqua* (Kitch.), *K. dhosaensis* (Kitch.)

180—300

Средне- и верхнекелловейский подъярус.

Известняки детритовые, состоящие из крупных обломков мшанок, иглокожих, пелелипод, гастропод. Часто обломочный материал обрастает водорослевой коркой. Местами известняк биогермовый, образованный крупными (2—3 см) прихотливой формы сгустками (различается водорослевая структура); здесь же встречаются мшанковые известняки. В виде отдельных прослоев присутствуют пелитоморфные глинистые известняки. Порода слегка окварцована. Пелелиподы: *Spondilopecten* sp., *Arcomytilus subpamiricus* Andreeva, *Aequipecten subinaequicostatus* Kas., *A. fibroso-dichotomus* Kas., *A. subrosa* Sow., *Pholodomya deltaidea* Sow., *Plagiostoma streitbergense* d'Orb., *Pseudolimea* cf. *alternocosta* d'Orb.; аммониты: *Reineckea* sp., *Hecticoceras* sp. (*H.* cf. *nodozum* Bon.); брахиоподы: *Kutchithyris baranovi* (Moiss.), *K. tarvakensis*

	Мощность, м
(Kitch.), « <i>Zelleria</i> » <i>kurtekensis</i> (Moiss.), « <i>Z.</i> » <i>abdiensis</i> (Moiss.), <i>Acanthorhynchia</i> sp.	35—45
Верхнекелловейский и нижеоксфордский подъярус.	
Светло-серые массивные оолитово-водорослевые известняки	250—300
Верхнеоксфордский подъярус.	

1. Светло-серые слоистые интенсивно глинистые известняки, содержащие *Perisphinctes* sp. (*P. cf. wataae* Buk), *Perisphinctes* sp. (*P. cf. orientalis* Siem.), *Perisphinctes* sp. (*P. cf. chavattensis* Pelaff.), *Modiolus tulipaens* Lam., *Falci-mytilus unguilatus* Joung et Bird 8—10

2. Известняки серые, глинистые. В некоторых местах в породе рассеяно большое количество раковинного детрита (брахиоподы, гастроподы, пелециподы, иглокожие, фораминиферы). В виде прослоев (до 1 м) присутствуют органогенно-обломочные известняки, состоящие из многочисленных крупных остатков гастропод, пелеципод, брахиопод, иглокожих и др. 40—50

3. Мергели светло-серые, содержащие многочисленные раковины гастропод и пелиципод 70

4. Известняки серые, слоистые, органогенно-обломочные, оолитово-водорослевые Видимая 40

Южнее и юго-западнее полосы биогермовых известняков распространены юрские отложения иного типа. В бассейне р. Аю-Джол (см. фиг. 16, 15 и 17, 15) снизу вверх обнажаются:

	Мощность, м
Байосский ярус.	
1. Горизонт красноцветных конгломератов	10—12
2. Мергели, переслаивающиеся со слабо алевритистыми глинистыми известняками. В виде тонких прослоев присутствуют светло-серые микрозернистые известняки	20—25
3. Известняки черные, битуминозные, грубослоистые, микрозернистые, доломитистые, местами встречаются редкие водорослевые желваки	55—60

Батский ярус и нижекелловейский подъярус.

1. Мергели зеленовато-серые, плитчатые, слабо алевритистые, содержат прослой и линзы устричных ракушников. Брахиоподы: *Kutchithyris acuminata acuminata* (Kitch.), *K. acutiplicata angulata* (Buckm.) 20—30

2. Известняки черные, слоистые, микрозернистые, наблюдается незначительная примесь тонкого раковинного детрита. Обычно присутствуют прослой доломита. Пелециподы: *Aequipecten vagans* Sow., *Entolium demissum* Phill., *Ent. cingulatum* Goldf., *Ent. rugosum* Andreeva, *Pholodomya murchisoni* Sow., *Modiolus gibbosus* Sow., *Macrodon balchanensis* Pčel., *Oxytoma* sp. 60

3. Горизонт зеленовато-серых лиритизированных мергелей с *Posidonia buchi* Roem., *Entolium demissum* Phill., *Ent. cingulatum* Goldf. 90

4. Известняк плитчатый, глинистый, битуминозный, содержащий незначительное количество обломков раковин фораминифер, брахиопод, пелеципод 30

5. Мергели черные, битуминозные, лиритизированные, тонкоалевритистые, переслаиваются с пластами (до 1 м) микрозернистых доломитов. Встречены *Entolium demissum* Phill., *Ent. cingulatum* Goldf., *Ent. rugosum* Andreeva, *Ent. radiatum* Andreeva, *Posidonia buchi* Roem., *Aequipecten vagans* Sow., *Pholodomya murchisoni* Sow. 40—50

6. Мергели зеленовато-серые, плитчатые, с *Entolium demissum* Phill., *Ent. cingulatum* Goldf., *Aequipecten fibrosus* Sow. Видимая 25

Рассмотренные отложения из района Аю-Джолы протягиваются на юго-восток, в бассейн правого притока Хан-Юлы — р. Чон-Таш (см. фиг. 16, 16).

Юго-западные районы

Широкая полоса юрских отложений, обладающих особым типом разреза, почти непрерывно прослеживается от самых юго-восточных окраин области (верховья р. Бейк) до бассейна р. Гурумды и далее к северо-западу в пределы Аличурской долины. Кроме того, аналогичные отложения образуют меридиональную полосу на территории западного окончания Базардаринского хребта: от долины р. Кара-Демур на юге до Сарезского озера на севере. Указанные юрские осадки выполняют особую структурно-формационную зону Юго-Восточного Памира, выделенную

В. И. Дроновым (Дронов, Левен, 1962) под названием Гурумдинской. По своему тектоническому положению Гурумдинская зона является периферическим ниже-, среднеюрским прогибом.

Юрский разрез южного склона Салангурской котловины (см. фиг. 16, 30 и 17, 30):

Мощность,
м

Дарбазаташская свита (J₁).

Выше слабо дислоцированных отложений истыкской свиты без видимого несогласия залегают красные, фиолетовые кварц-полевошпатовые или полимиктовые песчаники, представляющие собой базальный горизонт юрского разреза 20—25

Гурумдинская свита (J₁).

Известняки черные, глинистые, слоистые, содержат прослои темно-серых мергелей. Часто по простиранию они переходят в светло-серые до белых массивные микрозернистые разновидности. Обычно количество массивных известняков значительно увеличивается в верхней части разреза свиты. Порода содержит плохо сохранившиеся остатки пелеципод 30—35

Седекская свита (J₁₋₂).

1. Мергели серые, светло-серые, часто песчаные, содержат многочисленные прослои черных тонкослоистых глинистых известняков с *Grammoceras thoarsense* (Orb.) 60—70

2. Мергели светло-серые, песчаные, часто детритовые, переполненные остатками брахиопод: «*Terebratula*» cf. *rhomboidalis* Roem. (домерский ярус) На юге района 10—15,
на севере до 50—60

3. Известняки черные, микрозернистые, слоистые, более или менее глинистые, часто содержат горизонт известковистых аргиллитов и мергелей. Ааленские аммониты: *Hammatoceras* sp., *Pleidellia comata* Buckm., *Pseudographeoceras* sp. Около 120—140

Кожбелеская свита (J_{2bj1}).

Горизонт полимиктовых железистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, содержащих прослои микрозернистых шламовых, реже детритовых известняков 75

Верхнебайосский подъярус.

Известняки черные, тонкоплитчатые, глинистые. Аммониты: *Stephanoceras* sp., *Parkinsonia* cf. *parkinsoni* Sow., *Sphaeroceras* sp., *Oppelia subradiata* Sow. Видимая 50

Севернее отмеченной полосы протягивается широтная зона юрских отложений, которые характеризуются несколько иным разрезом. Указанная полоса юрских отложений прослеживается вдоль северных окраин Салангурской котловины и далее на запад-северо-запад до гор Узунтау (правобережье Гурумды). Сходные породы развиты также по правому борту Аличура и в Базардаринском хребте. Наиболее полный разрез был составлен по правому борту Кокджара и в горах Узунтау (см. фиг. 16, 33 и 17, 33):

Мощность,
м

Дарбазаташская свита.

Выше песчаников, алевролитов и аргиллитов истыкской свиты без видимых несогласий залегают горизонт красноцветных песчаников 1—5

Гурумдинская свита.

Известняки светло-серые, массивные, грубослоистые, микрозернистые, доломитистые 40—45

Седекская свита.

1. Известняки черные, слоистые, глинистые, детритовые, шламовые или афанитовые 24

2. Известняки серые, грубослоистые, оолитовые, водорослевые, реже афанитовые 120

3. Известняки черные, слоистые, глинистые, микрозернистые 12—20

Кокбелесская свита.

1. Песчано-аргиллитовый горизонт. Песчаники зеленовато-серые, железистые, среднезернистые, образуют прослой толщиной до 10 см	35
	Мощность, м
2. Известняки детритовые, грубообломочные, состоящие из обломков раковин пелеципод, криноидей, белемнитов, обломков водорослевых микроколоний	1
3. Песчаники и аргиллиты	18
4. Песчаники бурые, кварцевые, известковистые	5
5. Известняки черные, слоистые, микрозернистые	2
6. Песчаники и аргиллиты	14
7. Известняки черные, глинистые, тонкоплитчатые, с прослоями черных мергелей. Пелециподы <i>Chlamys dewalquei</i> Opp., аммониты <i>Stephanoceras humpriesianum</i> Quenst.	13
8. Песчаники и аргиллиты	13

Верхнебайосский подъярус.

1. Известняки черные, глинистые, битуминозные, местами гидроидные. Аммониты: <i>Parkinsonia orbignyana</i> Wetz., <i>P. subarietis</i> Wetz.; брахиоподы <i>Sphaerodothyris</i> sp.; пелециподы: <i>Entolium demissum</i> Phill., <i>Ent. radiatum</i> Andreeva.	5
2. Известняки темно-коричневые, слоистые, с многочисленными прослоями и желваками кремней	22
3. Известняки темно-серые, тонкоплитчатые, переслаивающиеся с полидетритовыми грубообломочными разностями	12
4. Известняки черные, массивные, микрозернистые. Аммониты: <i>Parkinsonia subarietis</i> Wetz., <i>Stephanoceras</i> sp.; брахиоподы <i>Sphaerodothyris karauldyndalaensis</i> (Moiss.)	8
5. Известняки коричневато-серые, плитчатые, часто интенсивно глинистые, содержащие многочисленные прослой серых мергелей. Аммониты: <i>Parkinsonia</i> cf. <i>parkinsoni</i> Sow., <i>P.</i> cf. <i>depressa</i> Quenst., <i>P. subarietis</i> Wetz., <i>P. acris</i> Wetz.	30

Батский и келловейский ярусы.

1. Мергели зеленовато-серые, с прослоями бурых известняков. Аммониты <i>Oppelia subradiata</i> Sow.; брахиоподы: <i>Kutchithyris acutiplicata angulata</i> (Buckm.), <i>Cryptorhynchia pulcherrima</i> Kitch.; пелециподы: <i>Inoperna plicata</i> Sow., <i>Posidonia buchi</i> Roem., <i>Pholodomya murchisoni</i> Sow., <i>Entolium rugosum</i> Andreeva, <i>Ent. demissum</i> Phill.	30—40
2. Известняки серые, светло-серые, афанитовые, часто микрозернистые, переполненные остатками брахиопод: <i>Burmhirynchia dattai</i> Buckm., <i>Aulocothyris amygdalina</i> (Suess)	50
3. Мергели с прослоями афанитовых глинистых известняков. Брахиоподы: <i>Burmhirynchia dattai</i> Buckm., <i>Aulocothyris amygdalina</i> (Suess), <i>Kutchithyris breviplicata</i> (Kitch.), <i>K. aurata</i> (Kitch.); аммониты <i>Hecticoceras</i> sp.	20—25

По направлению к северу разрез несколько меняется. Резко увеличивается мощность отложений гурумдинской свиты, достигающая здесь 400—500 м. Седежские слоистые известняки замещаются гидроидными рифами. В верхней части кокбелесской свиты (J₂b₁) в большом количестве появляются прослой известняков, местами они переходят в водорослевые рифогенные тела. Среди известняков верхнего байоса также начинают появляться биогермовые известняки.

Юрские отложения юго-западной части Истыкской зоны повсеместно начинаются байосскими слоями. Разрезы, аналогичные разрезам Карабелес-Баши, установлены в верховьях р. Талдыкол (см. фиг. 16, 17 и 17, 17). Здесь снизу вверх обнажаются:

Мощность,
м

Байосский ярус.

1. Красноцветные базальные конгломераты и песчаники, залегающие неогласно на песчано-сланцевой толще базардаринской свиты	0—30
2. Известняки светло-серые, слоистые, глинистые, алевролитистые. В верхней части горизонта появляются прослой (до 1—2 м) черных битуминозных водорослевых известняков. Встречаются единичные горизонты известковистых кварцевых песчаников	80—100
3. Мергели зеленовато-серые, коричневатые, тонкоплитчатые, с прослоями грубых, полидетритовых известняков	30
4. Известняки коричневато-серые, черные, грубослоистые, оолитово-водорослевые, содержащие обильную примесь органогенно-детритового материала	180—220

Батский ярус.

Известняки зеленовато-серые, состоят из обломков раковин брахиопод, пелеципод, иглокожих, скелетов мшанок и др. Почти все раковины обрастают водорослями. Как правило, в значительном количестве присутствуют оолиты. Цемент скудный, тонкодетритовый. В виде линз и прослоев присутствуют тонкоплитчатые глинистые известняки, содержащие обильную примесь раковинного детрита. Пелециподы *Aequipecten vagans* Sow.; брахиоподы: *Kutchithyris acuminata acuminata* (Kitch.), *K. acutiplicata angulata* (Buckm.) 50

Нижекелловейский подъярус.

Известняки массивные, светло-серые, крупнооолитовые, водорослево-оолитовые Видимая 120—130

Непосредственно к югу от бассейна Талдыкола по северному склону долины р. Ничке-Джилга, а также по правому борту р. Карасу обнажаются юрские отложения иного типа. Они образуют узкую полосу, протягивающуюся в широтном направлении (см. фиг. 16, 18 и 17, 18). Здесь снизу вверх обнажаются:

Байосский ярус.

1. Известняки темно-серые, слоистые. В основании наблюдается чередование микрозернистых, шламовых, часто мелкодетритовых глинистых известняков. Пелициподы *Amussiopsis pamirica* Andreeva 150—170

2. Известняки светло-серые, грубослоистые, оолитовые и оолитово-водорослевые 300—350

Батский ярус.

1. Мергели зеленовато-серые, с многочисленными прослоями известняков. Встречены *Entolium demissum* Phill., *Posidonia buchi* Roem., *Aequipecten vagans* Sow., *Kutchithyris acutiplicata angulata* (Buckm.) 20—27

2. Известняки черные, плитчатые, глинистые, содержат многочисленные тонкие прослои серых мергелей. Здесь же присутствуют линзы устричных ракушечников 90

3. Мергели зеленовато-серые с *Posidonia buchi* Roem 20—25

4. Известняки черные, плитчатые, глинистые, с многочисленными прослоями черных шламовых известняков 70

5. Мергели светло-серые, с прослоями детритовых известняков. В этом горизонте В. П. Ренгартен (1935) собрал следующие формы батских аммонитов: *Hecticoceras primaevum* Gross., *Perisphinctes* cf. *pseudorjasanensis* Liss 30

Келловейский ярус.

Горизонт мергелистых известняков и мергелей, мало отличимых от батских. Отсудя В. П. Ренгартен (1935) собрал остатки келловейских аммонитов: *Hecticoceras pseudopunctatum* Lah., *H. ironense* Tschich., *Perisphinctes* ex. gr. *moori* Opp. Видимая 50—60

Полоса преимущественно мелководных рифогенных и оолитовых известняков непрерывно протягивается в юго-восточном направлении от верховьев р. Северная Боз-Тере и массива Чакобай (Базардаринский хребет) в бассейн рек Кен-Джилга, Куртеке, Кок-Белес-Джанги-Давансай и далее к юго-востоку вплоть до водораздела Беика и Хан-Юлы (крайний юго-восток района). Рассматриваемая зона хорошо выделяется на местности благодаря преимущественному развитию в ее пределах мощных массивных известняков, образующих скалистые труднодоступные гребни. По направлению к востоку массивные известняки как бы расслаиваются, замещаясь слоистыми глинистыми известняками. На протяжении нескольких километров их мощность сокращается в несколько раз.

Разрезы по Северной Боз-Тере, Чакобаю, Кен-Джилге и Кокбелес-Джанги-Даван-саю сходны (см. фиг. 16, 23, 24, 25, 26 и 17, 25, 26). Здесь развиты отложения, которые слабо меняются в фациальном отношении; отдельные стратиграфические горизонты протягиваются на десятки километров. Поэтому не будем рассматривать каждый из этих разрезов в

отдельности, а ограничимся описанием сводного разреза северо-западной части полосы.

Мощность,
м

Байосский ярус.

1. Горизонт красноцветных конгломератов. Порода представляет собой более или менее крупногалеchnый известняковый агрегат, сцементированный красноцветными полимиктовыми песчаниками. Местами встречаются горизонты углистых сланцев 0—100
2. Известняки темно-серые, слоистые, битуминозные с обильным тонко рассеянным растительным шламом. Встречаются прослои и линзы мелкодетритовых известняков. Брахиоподы *Sphaerodothyris undata* Buckm 40
3. Известняки черные, слоистые, микрозернистые, переслаиваются с зеленовато-серыми, желтыми мергелями и глинистыми известняками. Пелециподы: *Amussiopsis pamirica* Andreeva, *Camptonectes lens* Sow., *Ceratomya concentrica* Sow., *Entolium demissum* Phill 70—90
4. Известняки серые, грубослоистые, водорослевые. Водорослевые желваки часто почти целиком слагают породу, иногда же погружены в микрозернистый кальцит, образуя более или менее значительные скопления. Здесь же присутствуют прослои и линзы органогенно-обломочных известняков (крупные обломки и целые раковины брахиопод, иглокожих, пелеципод, остракод, сцементированных скудным шламовым известняком). Иногда детритовые известняки составляют подавляющую часть разреза пачки. Аммониты *Parkinsonia* sp.; пелециподы: *Amussiopsis pamirica* Andreeva, *Camptonectes lens* Sow. 100—120
5. Мощный горизонт водорослево-оолитовых известняков 300—400

Батский ярус.

- Известняки коричневатого-серые, глинистые, микрозернистые, содержат прослой (20—30 см) детритово-водорослевых разностей. Пелециподы: *Aequipecten vagans* Sow., *Pseudolimea duplicata* Sow., *Ceratomya concentrica* Sow.; брахиоподы: *Kutchithyris acutiplicata angulata* (Buckm.), *Criptorhynchia pulcherrima* (Kitch.) 40—50

Нижекелловейский подъярус.

1. Известняки серые, комковато-сгустковые, тонкодетритовые, с многочисленными мелкими раковинами фораминифер. Присутствуют прослои кремнистых известняков с многочисленными остатками спикул кремневых губок и раковин радиолярий. Пелециподы *Aequipecten fibrosus* Sow. 25—30
2. Известняки светло-серые, массивные, водорослевые, состоят из крупных (от 1—2 мм до 3 см) водорослевых желваков. В изобилии присутствует тонкий раковинный детрит (пелециподы, иглокожие, брахиоподы). Часто водорослевые корочки нарастают на обломки раковин до 300

Среднекелловейский подъярус.

1. Известняки зеленовато-серые, микрозернистые, кремнистые. Многочисленные остатки раковин пелеципод (*Aequipecten subinaequicostatus* Kas.) и аммонитов (*Reineckeia* sp.) 12
2. Мергели зеленовато-серые, с прослоями шламовых глинистых известняков. Аммониты *Reineckeia* sp.; пелециподы: *Aequipecten subinaequicostatus* Kas., *Pholodomya hemicardia* Sow. и др.; брахиоподы: *Kutchithyris caschepaensis* (Moiss.), «*Rhynchonella*» *versabilis* Kitch., «*Rh.*» *subplicatella* Kitch. 19
3. Бурые гидроидные известняки, переслаивающиеся с зеленовато-серыми глинистыми известняками. Аммониты *Reineckeia* sp.; пелециподы *Aequipecten subinaequicostatus* Kas.; брахиоподы: «*Rhynchonella*» *pseudoinconstans* Kitch., «*Rh.*» *fornix* Kitch., *Kutchithyris carvakensis* (Kitch.), *K. baranovi* (Moiss.) 17—18

Верхнекелловейский подъярус.

- Мергели зеленовато-серые. Аммониты: *Peltoceras* sp., *Parapeltoceras* cf. *pseudotorosum* Prieser. 1

Верхнекелловейский и нижеоксфордский подъярусы.

- Известняки светло-серые, массивные или неяснослоистые, водорослевые, иногда водорослево-оолитовые; в бассейне Северной Воз-Тере, в горах Чакобай-Атайды и по Кокбелес-Джанги-Даван-саю — водорослево-коралловые 200—400

Местами рифогенные известняки верхнего келловей и нижнего оксфорда быстро выклиниваются, замещаясь относительно маломощным горизонтом кремнистых, органогенно-обломочных, детритовых и шламовых известняков. Так, например, по правому борту верховьев Кокбелес-Джанги-Даван-сая выше глинистых известняков с *Reineckeia* sp.,

Aequipecten subinaequicostatus Kas. залегают маломощный (20—30 м) горизонт детритовых известняков, которые вверх по разрезу постепенно переходят в детритовые кремнистые известняки (J_3ox_2), содержащие многочисленные остатки аммонитов: *Taramelliceras* sp., *Compylites* sp., *Perisphinctes* sp.

Восточнее сходные отложения прослеживаются от верховьев р. Ничке-Джилга в широтном направлении в пределах гор Чакобай-Атайды и далее к востоку по правому борту устья Караулдындады (см. фиг. 16, 19). Они слагают узкую полосу, чрезвычайно сильно нарушенную многочисленными широтными надвигами. Байосские отложения представлены здесь двумя горизонтами. Нижний образован слоистыми черными микрозернистыми известняками, переслаивающимися с серыми глинистыми известняками (видимая мощность около 100 м); верхний — грубослоистыми и массивными серыми оолитово-водорослевыми известняками (видимая мощность 350—400 м). Батские отложения срезаны по надвигу, нижекелловейские — представлены мощной толщей водорослево-гидроидных, участками коралловых известняков, мощностью до 300 м. Выше рифов залегают горизонт зеленовато-серых мергелей, губковых известняков и детритовых глинистых известняков, содержащих многочисленные остатки аммонитов *Hecticoceras* sp. (мощность около 40 м). Несмотря на неполноту указанного разреза, присутствие в нем мощных рифовых и водорослево-оолитовых известняков позволяет рассматривать его как сходный с разрезом Кокбелеса.

Полоса совершенно других отложений непрерывно тянется к востоку и югу от зоны водорослевых и рифогенных известняков; она проходит от района перевала Найза-Таш, на северо-западе, до Кунтей-сая и Кызыл-рабата, на юго-востоке. Отличительной чертой указанных отложений является резкое сокращение мощности байосских и, наоборот, значительное увеличение мощности батских отложений. Биогермовые известняки развиты сравнительно нешироко. Рифы, встреченные в среднем и верхнем келловее, представлены крупными изолированными телами, мощности которых на незначительном расстоянии меняются от нескольких до 300—500 м.

На северо-западе района наиболее полный разрез был описан в бассейне р. Куртеке (фиг. 16, 21 и 17, 21).

Мощность,
м

Байосский ярус.

1. В основании разреза юры с угловым несогласием выше пермо-триасовых отложений залегают горизонт красноцветных, бурых, серых, полимиктовых, железисто-известковых песчаников, содержащих многочисленные прослои и линзы (до 1 м) красноцветных мелко- и среднегалечных конгломератов. Встречаются линзы (до 3 м) глинисто-углистых пород 40—50
2. Известняки темно-серые, черные, слоистые, доломитистые, микрозернистые или шламовые. В виде тонких прослоев присутствуют детритовые разности. Пелециподы: *Plagiostoma* cf. *alticosta* Chap. et Dewalq., *Amussiopsis pamarica* Andreeva, *Modiolus lansdolet* M. et. L.; брахиоподы *Sphaerodothyris karauldyndalaensis* (Moiss.) 80—100
3. Известняки серые до белых, грубослоистые, оолитовые, реже оолитово-водорослевые 40—45

Батский ярус.

1. Мергели зеленовато-серые, плитчатые, содержащие прослои серых тонкозернистых доломитов. Пелециподы: *Aequipecten vagans* Sow., *Entolium cingulatum* Goldf., *Posidonia buchii* Roem., *Plagiostoma mülleri* Grepp., *Oxytoma münsteri* Goldf.; брахиоподы: *Kutchithyris acutiplicata angulata* (Buckm.), *Cryptorhynchia pulcherrima* (Kitch.); аммониты: *Shnaeroceras* cf. *suevicum* Roem., *Perisphinctes* cf. *rotundatus* Roem. 50—60
2. Горизонт тонкослоистых, коричневатых-серых, глинистых, микрозернистых известняков, содержащих тонкие (1—2 мм) прослои доломитов. Пелециподы: *Pholodomya purchisoni* Sow., *Entolium demissum* Phill., *Ent. rugosum* Andre-

eva; брахиоподы <i>Kutchithyris trifonovi</i> (Moiss.); аммониты: <i>Oppelia costata</i> Roem., <i>Hecticoceras haugi</i> Popov, <i>Zigzagiceras</i> cf. <i>kudernaschi</i> Hatz., <i>Peresphinctes</i> (<i>Proterites</i>) cf. <i>evolutooides</i> Siem.	40—50
3. Известняки бурые, детритовые. Аммониты: <i>Siemiradskia</i> sp., <i>Gracilispinctes</i> cf. <i>fusciacensis</i> (Liss.), <i>Perisphinctes</i> cf. <i>acuticosta</i> Roem.	10—15

Батский ярус и нижнекелловейский подъярус.

Известняки зеленовато-серые, глинистые, микрозернистые, переслаиваются с доломитистыми известняками. Пелециподы: <i>Posidonia buchi</i> Roem., <i>Entolium demissum</i> Phill., <i>Ent. cingulatum</i> Goldf., <i>Aequipecten fibroso-dichotomus</i> Kas., <i>Pholodomya murchisoni</i> Sow., <i>Ph. escheri</i> Agass., <i>Goniomya baysunensis</i> Boriss., <i>Modiolus leckenbyi</i> M. et L.	80—90
--	-------

Нижне- и среднекелловейский подъярус.

Мергели серые, плитчатые, содержащие многочисленные тонкие (2—3 см) прослой доломитистых известняков. Отсюда В. П. Ренгертен (1935) собрал келловейские аммониты: <i>Hecticoceras</i> cf. <i>nodosulcatum</i> Lan., <i>Bonarellia</i> sp. (<i>B.</i> cf. <i>forrix</i> Sow.); мною отсюда собраны аммониты <i>Macrocephalites</i> sp.; брахиоподы: <i>Kutchithyris subingluvia</i> (Moiss.), <i>K. ingluvia</i> (Kitch.), <i>Sphenorhynchia asymmetrica</i> (Kitch.)	35—40
---	-------

Среднекелловейский подъярус.

Известняки светло-серые, грубослоистые, оолитово-водорослевые. Брахиоподы: <i>Ptyctothyris subcanaliculata</i> (Opp.), « <i>Zelleria</i> » <i>abdiensis</i> (Moiss.)	30—40
--	-------

Сходные отложения обнажаются также по ряду невысоких гривок левого склона долины Караулдындады (см. фиг. 16, 20), почти непрерывно тянущихся вдоль ее от устья до перевала Сары-Таш.

Байосский ярус представлен здесь слоистыми черными микрозернистыми шламовыми доломитистыми известняками (брахиоподы *Sphaerodothyris* sp.), перекрытыми мергельным батским горизонтом. Характерно полное исчезновение оолитовых и водорослевых массивных и грубослоистых известняков.

На юго-востоке наиболее полным является разрез Кунтей-сая (см. фиг. 16, 22 и 17, 22). Выше акташских рифогенных известняков и песчаников истыкской свиты здесь с едва уловимым несогласием залегают:

Байосский ярус.

1. Горизонт слоистых черных известняков с рассеянным тонким раковинным детритом (брахиоподы, гастроподы, пелециподы, остракоды). Присутствуют редкие прослой оолитовых известняков. В виде сравнительно многочисленных тонких (10—15 см) прослоев встречаются железистые доломиты. Брахиоподы: <i>Burmihynchia inaequalis</i> Buckm., <i>B. shanensis</i> Buckm., <i>B. hsenwiensis</i> Buckm., <i>B. batgyoensis</i> Buckm., <i>Sphaerodothyris karauldyndalaensis</i> (Moiss)	15—20
2. Известняки светло-серые, массивные, микрозернистые, содержат рассеянные органические остатки; обломки раковин гастропод, пелеципод, брахиопод интенсивно гранулированы и обычно обрастают тонкой корочкой синезеленых водорослей	18
3. Известняки темно-серые, грубослоистые, комковато-оолитовые, образуют пласты толщиной 0,5—3 м. Обычно они разделены прослоями черных мергелей. Брахиоподы <i>Sphaerodothyris karauldyndalaensis</i> (Moiss.)	55—70

Батский ярус.

1. Горизонт плитчатых черных глинистых микрозернистых известняков. Присутствуют многочисленные прослой (10—20 см) черных тонкозернистых пиритизированных доломитов. Обычно встречаются линзы устричных ракушечков. Пелециподы: <i>Aequipecten vagans</i> Sow., <i>Entolium demissum</i> Phill., <i>Ent. cingulatum</i> Goldf., <i>Modiolus gibbosus</i> Sow., <i>Pseudolimea duplicata</i> Sow.; брахиоподы <i>Kutchithyris acutiplicata angulata</i> (Buckm.)	25
2. Известняки черные, микрозернистые, доломитистые	8—10
3. Горизонт пород, аналогичный 1. Пелециподы: <i>Aequipecten vagans</i> Sow., <i>Modiolus gibbosus</i> Sow.	35
4. Известняки микрозернистые, глинистые, переслаивающиеся с тонкозернистыми пиритизированными доломитами	50
5. Известняки оолитово-водорослевые	8—12

6. Известняки черные, микрозернистые, местами шламовые, тонко пересланяются с темно-серыми мергелями. Встречаются крупные обломки раковин пелеципод: *Aequipecten vagans* Sow., *Macrodon balkhanensis* Pčel. 55
7. Известняки желтовато-серые, зеленые, плитчатые, интенсивно глинистые 80—90

Нижне- и среднекелловейский подъярус.

Известняки с прослоями и линзами известняковых песчаников. В изобилии присутствуют обломки скелетов иглокожих, мшанок, кораллов, раковин брахиопод, пелеципод, фораминифер и др. В низах разреза собраны аммониты *Macrocephalites lamelosus* Sow. (данные В. И. Дронова), а также брахиоподы: *Kutchithyris jumarensis* (Kitch.), «*Rhynchonella*» *concinna* Kitch., *Sphenorhynchia asymmetrica* (Kitch.); в верхней части разреза — пелециподы *Aequipecten subinaequicostatus* Kas.; брахиоподы: «*Rhynchonella*» *quadriplicata* Nal., «*Zelleria*» aff. *rostellata* Kitch. 40

Среднекелловейский подъярус.

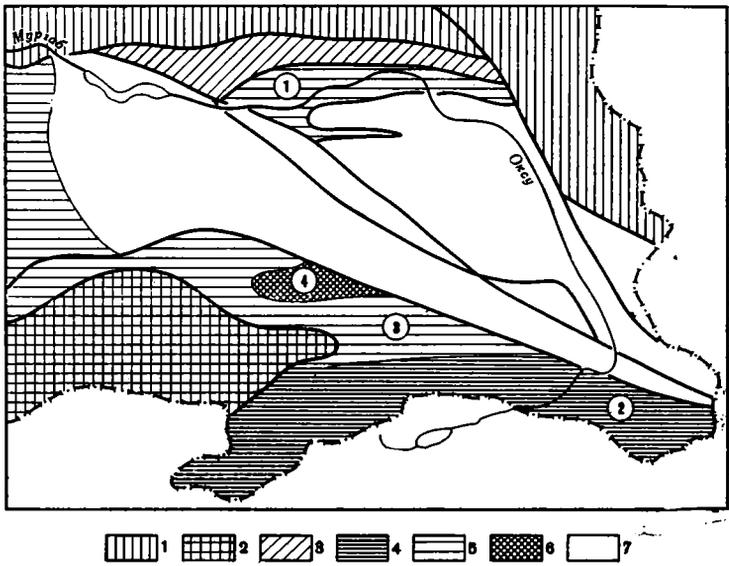
1. Массивные рифовые известняки; риф представляет собой водорослевый каркас, полости которого выполнены шламовым или детритовым материалом. Аммониты *Proplanulites* sp.; брахиоподы: *Kutchithyris piroidea* (Kitch.), *K. časchtchepensis* (Moiss.), «*Rhynchonella*» *quadriplicata* Nal. 0—400
2. В кровле рифа, выполняя отдельные западины, залегают грубые органогенно-обломочные известняки. Аммониты *Reineckeia* sp., пелециподы *Aequipecten subinaequicostatus* Kas.; брахиоподы: *Henia planiconvexa* Kitch., *Kutchithyris subeuryptycha* (Moiss.) 0—30
3. Мергели зеленые, плитчатые. Аммониты *Reineckeia* sp.; брахиоподы *Kutchithyris subeuryptycha* (Moiss.) 50

Фации

Дарбазаташская и кызылбелеская свиты. В результате складчатых и орогенических движений, проявившихся на рубеже триаса и юры, на территории Юго-Восточного Памира, по-видимому, возник расчлененный рельеф. Процессы денудации привели к появлению горизонта красноцветных песчаников и конгломератов, являющихся базальными для юрской толщи. Мощность горизонта изменчива. Как правило, в зонах наибольших мощностей отлагались относительно более грубые, плохо стратифицированные, преимущественно конгломератовые осадки. Местами красноцветные отложения отсутствуют (очевидно, на приподнятых участках) и юрские известняки непосредственно налегают на отложения пермо-триаса. В целом же в пределах Юго-Восточного Памира в период накопления осадков базального горизонта существовали сравнительно однообразные условия размывавшейся гористой области.

Гурумдинская, седекская и мынхаджирская свиты. В нижнем лейасе происходила трансгрессия моря, которое покрывало пока лишь краевые части Юго-Восточного Памира. Во время накопления осадков гурумдинской свиты и, возможно, соответствующих ей нижних горизонтов мынхаджирской свиты существовали две фациальные зоны: область периферического прогиба и центральное поднятие, в пределах которого осадконакопления не происходило. Поднятие орографически было выражено слабо. В итоге в зоне аккумуляции в нижнем лейасе накапливались тонкие карбонатные (известняково-доломитовые) илы.

Обстановка несколько изменилась, начиная с лотарингского века (фиг. 18, 19). По-прежнему центральные районы Юго-Восточного Памира оставались приподнятыми. Однако вдоль юго-западной периферии области (Гурумдинская зона) отлагались сравнительно мощные карбонатные осадки, содержащие значительную примесь глинистого материала. В результате вдоль внешних ее частей (южный склон Салангурской котловины) возникали черные тонкоплитчатые микрозернистые глинистые известняки, мергели, известковистые аргиллиты. По направлению к северо-востоку по мере удаления от краевых частей прогиба количество терригенного материала заметно сократилось. Здесь (северный склон



Фиг. 18. Схема фациальной зональности седекской и мынхаджирской свит (J_{1-2})

1 — Центральный Памир; 2 — Юго-Западный Памир; 3 — 7 — Юго-Восточный Памир:
3 — Пшартская зона, 4 — разрезы салангурского типа, 5 — разрезы узунтауского типа, 6 — разрезы давансайского типа, 7 — область поднятия.

Цифры на схеме — номера опорных разрезов

Фиг. 19. Схема сопоставления разрезов седекской и мынхаджирской свит
1 — песчаники; 2 — аргиллиты; 3 — мергели; 4 — рифогенные известняки; 5 — оолито-водорослевые известняки; 6 — оолитовые известняки; 7 — органогенно-обломочные известняки; 8 — детритовые известняки; 9 — микрозернистые известняки; 10 — кремнистые известняки; 11 — кремни; 12 — доломиты

Салангурской котловины, горы Узунтау, Аличурская долина, Базардаринский хребет) образовались органогенно-обломочные, детритовые, шламовые известняки. В меньшем количестве присутствуют оолитово-водорослевые, водорослевые известняки, пелециподово-брахиоподовые ракушняки, микрозернистые глинистые известняки и мергели. Отмеченный комплекс пород формировался в мелководной зоне, в условиях постоянного перемыва массы органического детрита (обломки раковин пелеципод, гастропод, брахиопод, фораминифер, аммонитов; в значительном количестве встречаются обломки водорослевых микроколоний, оолитов, скелетов кораллов, мшанок, криноидей). Присутствие твердого субстрата и ограниченное поступление терригенного материала создавали условия для появления органогенных образований. Водоросли, как правило, нарастали на детрит, образуя большое количество микроколоний. Повышенная гидродинамика препятствовала, однако, возникновению биогермов. Не успевая закрепляться, водорослевые колонии постоянно перемывались. Лишь в некоторых внутренних участках Гурумдинской зоны появлялись крупные тела мощных гидроидно-коралловых и водорослевых известняков.

На территории Мынхаджирской зоны в это время условия в целом были сходными. Основное отличие заключалось в меньшей степени погружения дна бассейна и незначительном привносе терригенного материала.

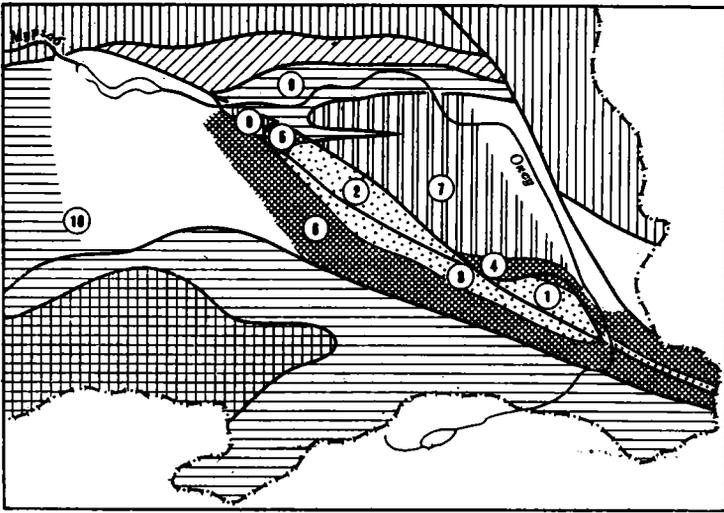
Байосский ярус. В нижнем байосе происходило значительное расширение морского бассейна в пределах Юго-Восточного Памира. Центральное поднятие (Истыкская зона) исчезло. Наоборот, продолжали расти краевые поднятия, поставлявшие в бассейн значительное количество терригенного материала. В результате в Гурумдинской и Мынхаджирской зонах в нижнем байосе образовался горизонт песчаников и аргиллитов.

На большей части Истыкской зоны в это время отлагались тонкие карбонатно-глинистые илы, содержащие примесь алевритового (вдоль периферических частей песчаного) материала, количество которого постепенно сокращается по направлению к центру бассейна. Тонкие хемогенные карбонатные осадки отлагались в условиях слабо прогибавшегося мелководного тихого бассейна, на дне которого обитали сравнительно немногочисленные донные организмы (пелециподы, гастроподы, остракоды, иногда брахиоподы). Местами, однако, располагались пелециподовые банки; временами они выводились в зону волновой абразии, перемывались, поставляя органогенный детрит в более тиховодные участки. В этих случаях, по-видимому, в связи с обогащением илистого дна детритом создавались предпосылки для появления водорослей.

Таким образом, в нижнем байосе выделяются две фациальные зоны: зона терригенной седиментации и зона, в пределах которой накапливались карбонатно-глинистые осадки.

В верхнем байосе фациальная обстановка была иной (фиг. 20 и 21). Терригенные осадки уже к началу верхнего байоса вдоль окраин Юго-Восточного Памира не отлагались. Основным типом седиментации вновь стало накопление хемогенных известковых илов, отлагавшихся в тиховодной, по-видимому, не очень глубокой депрессии. Поступление незначительных порций глинистого материала привело к появлению прослоев глинистых известняков и мергелей. В целом на большей части Гурумдинской и Мынхаджирской зон в верхнем байосе существовала мелководная тихая депрессия с илистым дном, на котором обитали местами немногочисленные, а местами обильные организмы (брахиоподы, пелециподы). Бассейн был населен аммонитами, раковины которых участками буквально переполняют породу.

В верхнем байосе на большей части Истыкской зоны накапливались мощные (400—600 м) оолитовые, оолитово-водорослевые, рифогенные



Фиг. 20. Схема фациальной зональности байосского яруса
Условные обозначения см. фиг. 16

(водорослево-гидроидные) известняки, тесно ассоциирующие с грубообломочными органогенными разностями. Весь набор осадков свидетельствует о повышенной гидродинамике бассейна, его большом мелководье. Следует отметить, что наиболее грубофрагментарные разности (крупно-оолитовые, крупножелваковые водорослевые известняки, водорослево-гидроидные рифы) приурочены к двум отчетливо выраженным поясам: 1) Чакобай — Кокбелес-Джанги-Даван-сай — Иркалды-Джилга — Бейк и 2) Чаш-Тюбе — Игримюиз — Каракуль-Ашу — Хан-Юлы. Ближе к периферическим частям зоны развиты сходные отложения (оолитовые, водорослево-оолитовые). Однако они достигают значительно меньшей мощности (200—300 м); здесь преобладают мелкооолитовые известняки, переслаивающиеся с микрозернистыми и шламовыми разностями.

Отмели окаймляли небольшой участок, сложенный маломощными (60—100 м) известняками — мелкооолитовыми, водорослево-оолитовыми, микрозернистыми (в центральных частях присутствуют только микрозернистые и шламовые известняки). Здесь же встречаются прослой мергелей, пиритизированных доломитов и доломитистых известняков. Указанные осадки накапливались в условиях центральной замкнутой лагуны, сравнительно мелкой и тиховодной. Из области отмелей сюда эпизодически сносился оолитово-водорослевый детрит. Ограниченный водообмен приводил к некоторому осолонению бассейна, вследствие чего здесь образовались доломиты.

Следовательно, для верхнего байоса Юго-Восточного Памира характерны следующие фациальные зоны:

- 1) зона накопления глинистых микрозернистых известняков и мергелей; относительно глубокая тихая депрессия (см. фиг. 20, 9, 10);
- 2) обширная зона мелководного осадконакопления с повышенной гидродинамикой (см. фиг. 20, 7, 8);
- 3) полоса мелководных биогермовых (в том числе и рифовых) образований (см. фиг. 20, 4, 5, 6);
- 4) зона накопления карбонатно-доломитовых илов (внутренняя лагуна, см. фиг. 20, 1, 2, 3).

Батский ярус. На территории Гурумдинской и Мынхаджирской зон в это время образовался горизонт зеленовато-серых мергелей, известковистых аргиллитов, содержащих тонкие прослой полимиктовых пес-

чаников. Кроме того, как непреходящий член разреза здесь присутствуют прослои биогермовых, главным образом брахиоподовых известняков.

На значительной территории внешних частей Истыкской зоны (Карабелес-Баши, Талдыкол и Сор-Джилга, правый борт Караулдындалы) в это время образовался маломощный (50—70 м) горизонт брахиоподово-пелециподовых ракушнякав (раковины обычно обрастают водорослями), переходящих по простиранию в органогенно-обломочные известняковые песчаники и гравелиты, водорослево-оолитовые известняки. Лишь местами в отдельных западинах здесь наряду с органогенно-обломочными известняками присутствуют шламовые разности. Рассматриваемые отложения накапливались в мелководных условиях с повышенной гидродинамикой, вследствие чего здесь максимально распространены прикрепляющиеся организмы (устрицы, брахиоподы, обрастаемые водорослями и мшанками).

К югу и востоку, ближе к центральным частям бассейна, в узкой зоне (Ничке-Джилга — Карасу и Куристык) отлагались более глубоководные глинисто-карбонатные илы. По-видимому, сюда в более интенсивно прогибающуюся зону (мощности 200—250 м) сносился из отмельных областей тонкий глинистый и карбонатный хомогенный материал, а также тонкий органогенный детрит и шлам. Относительная глубоководность, преимущественное развитие рыхлых тонких илов предопределило появление соответствующего комплекса фауны — это преимущественно пелециподы и гастроподы. Лишь местами в периоды временного обмеления здесь возникали тонкие и редкие прослои устрично-брахиоподовых известняков.

Далее, по направлению к центральным частям бассейна, мощности батских отложений вновь сокращаются до 50 м. Здесь развиты тонкозернистые, часто шламовые и детритовые известняки, иногда глинистые известняки и реже мергели, переполненные крупными хорошо сохранившимися раковинами пелеципод и брахиопод. Часто латерально такие известняки замещаются водорослевыми известняками (Кокбелес, Иркалды-Джилга, Чакобай и др.), присутствуют также брахиоподово-пелециподовые ракушнякаи.

В целом рассматриваемая полоса характеризовалась незначительным прогибанием. Она представляла собой отмельный участок, в пределах которого располагались обширные тиховодные депрессии, граничащие с рифогенными известняками.

В пределах центральных частей бассейна (Куртеке, Караулдында-ла, Кунтей, Аю-Джол) накапливались мощные (200—250 м) мергели, микрозернистые известняки, доломиты; шламовые и детритовые известняки присутствуют в подчиненном количестве. Они отлагались в центральной лагуне, окаймленной зоной отмелей.

Таким образом, здесь выделяются четыре зоны (фиг. 22 и 23).

1) зона накопления мергелей и глинистых известняков (внешняя депрессия, см. фиг. 22, 11, 12);

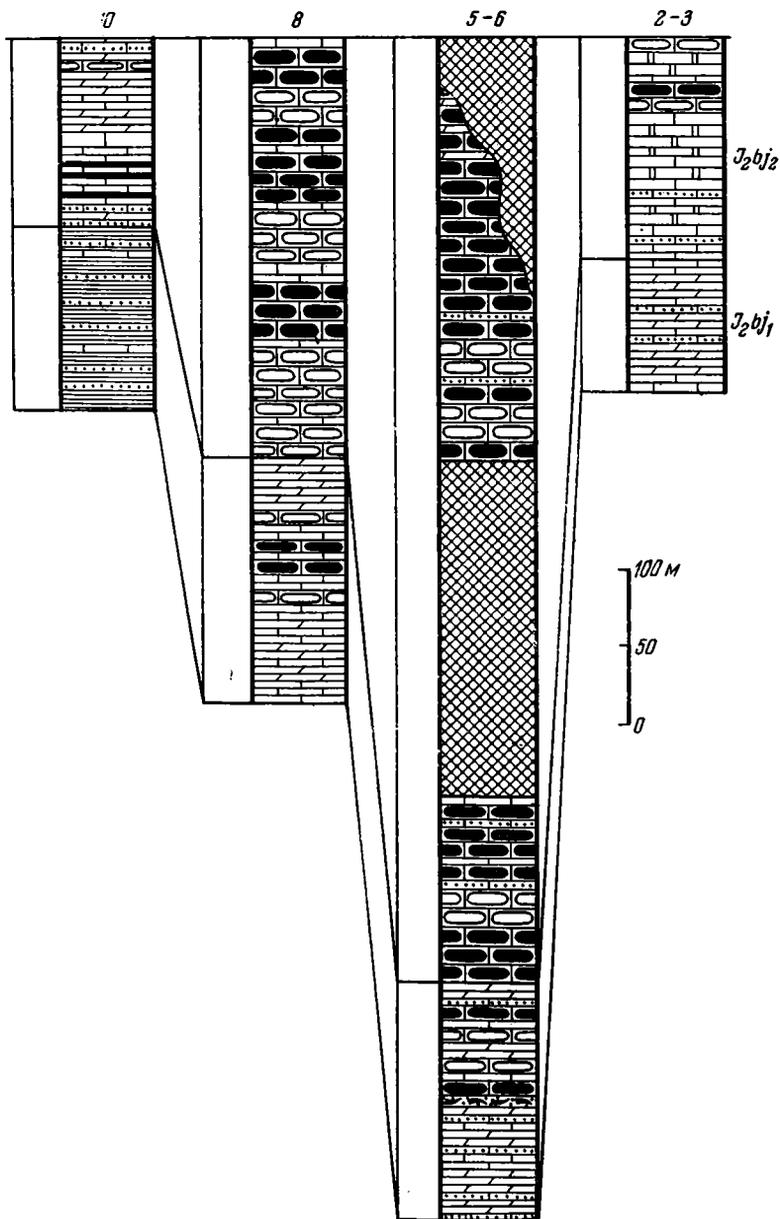
2) зона накопления ракушнякав (внешняя отмель, см. фиг. 22, 9, 10);

3) зона накопления мергелей, известковистых аргиллитов (депрессия Ничке-Джилга — Куристык, см. фиг. 22, 7, 8);

4) зона накопления ракушнякав, водорослевых известняков (внутренняя отмель, см. фиг. 22, 4, 5, 6);

5) зона накопления мергелей, доломитов (внутренняя депрессия, см. фиг. 22, 1, 2, 3);

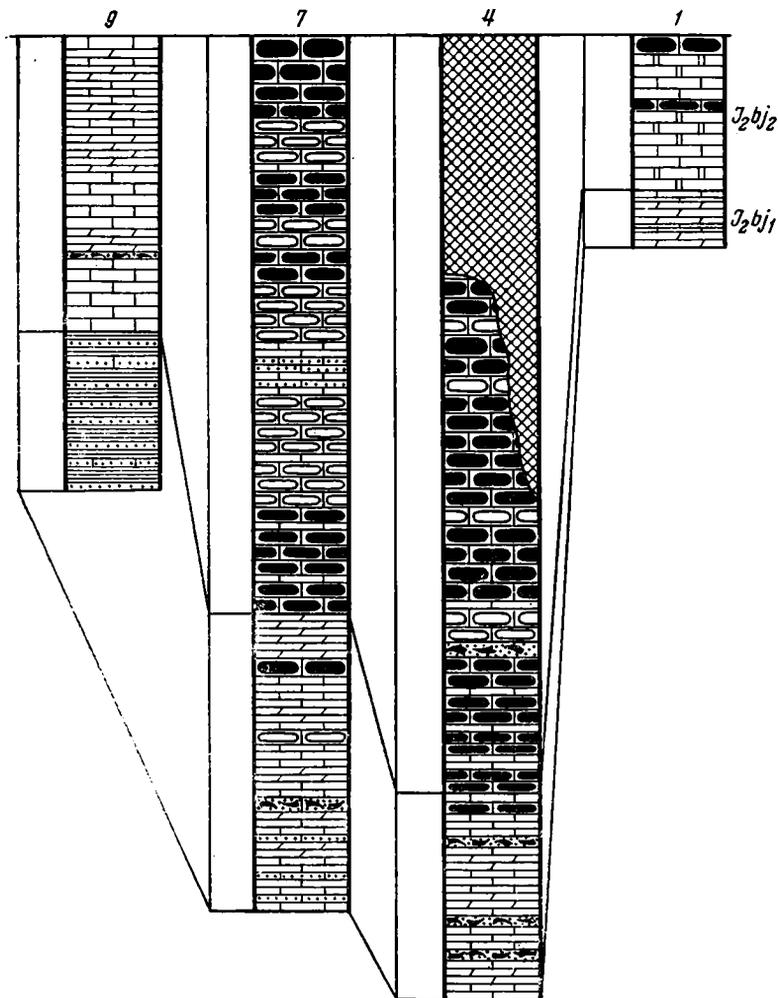
Келловейский и оксфордский ярусы. Нижнекелловейский подъярус характеризуется развитием сравнительно разнообразных комплексов карбонатных пород. В пределах гор Карабелес-Баши и в районе Талдыкола, т. е. по периферии Истыкской зоны, периодические обмеления приводили к образованию оолитовых и водорослевых известняков. В моменты относительного углубления происходило накопление



однородных микрозернистых хомогенных известняков, содержащих примесь органического шлама.

Ближе к центральным частям района возник маломощный (30—40 м) горизонт глинистых известняков и мергелей. Здесь, в условиях тихой, сравнительно глубокой депрессии отлагались тонкие глинисто-карбонатные илы. Лишь эпизодически из расположенных к югу отмелей сюда сносятся органогенно-обломочный материал, местами образующий значительные скопления.

К югу и востоку располагалась полоса преимущественного развития мощных (до 300—400 м) оолитово-водорослевых известняков, местами по простиранию замещавшихся массивными рифовыми известняками. Указанные отложения накапливались в пределах отмелей, протягивавшихся от района Беика на юго-востоке до бассейна Боз-Тере на северо-

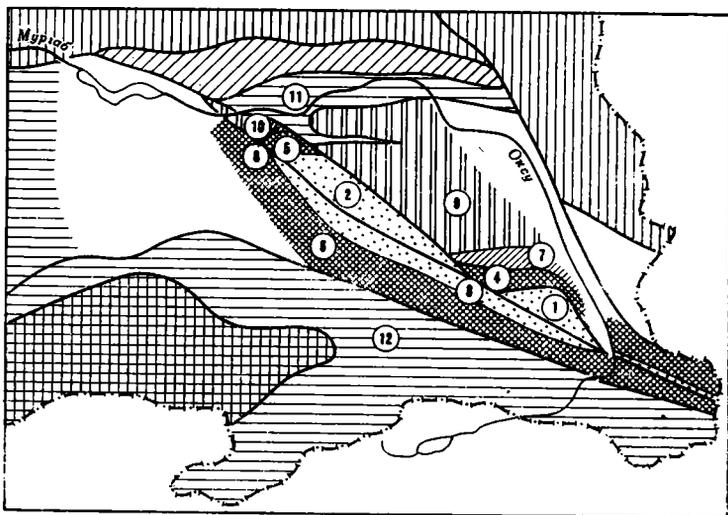


Фиг. 21. Схема сопоставления разрезов байосского яруса
 Условные обозначения см. фиг. 19. Цифры на схеме соответствуют номерам разрезов на фиг. 20

западе. Аналогичные отложения обнажаются в горах Чакобай-Атайды и в урочище Чаш-Тюбе (Сулистык). В бассейне рек Кок-Чаги и Хан-Юлы оолитово-биогермовые известняки замещаются маломощными (70—90 м) кремнисто-детритовыми с многочисленными аммонитами известняками, отлагавшимися в сравнительно тихой мелководной (много водорослевых прослоев) депрессии.

Полоса отмелей окаймляла внутреннюю слабо прогибавшуюся депрессию, в пределах которой отлагались маломощные (20—50 м) мергели, доломиты, доломитистые шламовые известняки, местами переходящие в известняковый песчаник.

Указанные отложения в фациальном отношении неотличимы от подстилающих пород батского яруса. Их формирование происходило в условиях слабо прогибавшейся депрессии.



Фиг. 22. Схема фацальной зональности батского яруса и нижнекелловейского подъяруса

Условные обозначения см. фиг. 16

Таким образом, для нижнекелловейского подъяруса характерны следующие фацальные зоны (см. фиг. 22 и 24):

- 1) зона развития тонких оолитово-детритовых известняков (сравнительно мелководная депрессия, см. фиг. 22, 9, 10, 11, 12);
- 2) зона накопления мергелей, глинистых известняков (относительно глубоководная предрифовая депрессия, см. фиг. 22, 7, 8);
- 3) зона развития крупнофрагментарных оолитово-водорослевых, часто рифовых известняков (отмель, см. фиг. 22, 4, 5, 6);
- 4) зона накопления мергелей, доломитов (внутренняя лагуна, см. фиг. 22, 1, 2, 3).

Отложения байоса, бата и нижнего келловея обладают отчетливо выраженной линейной зональностью. Отдельные зоны в плане образуют петлю, повторяя очертания северо-западного окончания юрского прогиба Юго-Восточного Памира. Впоследствии (альпийские движения) указанные зоны были рассечены системой правых сдвигов, вследствие чего возникла картина, изображенная на фиг. 20 и 22. Однако уже со среднего келловея обстановка постепенно меняется. Северо-восточные районы Юго-Восточного Памира начинают погружаться, в то время как юго-западные остаются относительно приподнятыми (фиг. 25).

В среднем келловее на территории юго-западной части Истыкской зоны возник маломощный (40—60 м) горизонт микрозернистых глинистых известняков, мергелей, с которыми ассоциируют незначительные линзовидные тела гидроидных и губковых биогермов. Тонкий глинисто-карбонатный материал выполнял обширные плоские депрессии, располагавшиеся в пределах рифогенной нижнекелловейской полосы. Отмеченный комплекс отложений, более глубоководный, нежели предыдущий, почти полностью перекрывал нижнекелловейские рифовые отмели.

По направлению к северо-востоку картина меняется. Мощность среднекелловейских отложений увеличивается во много раз. Фацальная обстановка была менее стабильна, в результате чего сформировалась более пестрая ассоциация пород (мергели, рифовые известняки, микрозернистые хемогенные известняки, брахиоподово-пеллециподовые ракушники); гораздо шире здесь представлены органогенно-обломочные и оолитовые известняки. Опускания происходили неравномерно: этапы не-

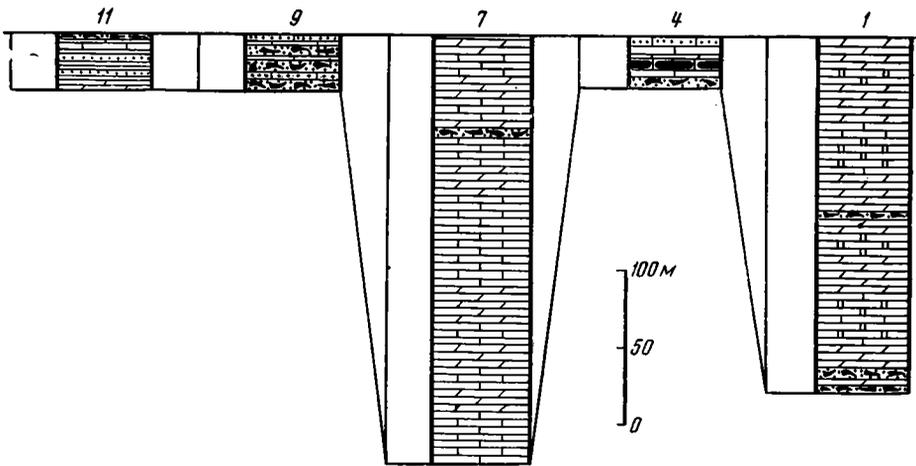
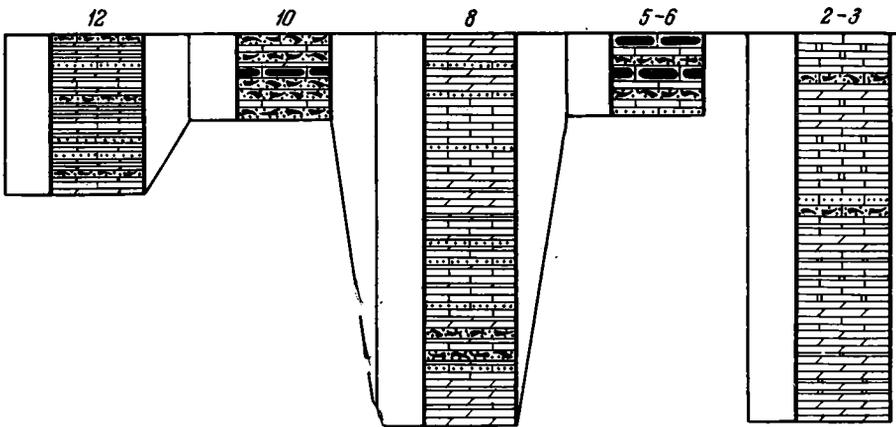
значительного прогибания (маломощные мергели, шламовые, органогенно-обломочные известняки и т. д.) перемежались с периодами резкого усиления опусканий (мощные рифы, оолитово-водорослевые известняки). При переходе от маломощных отложений к мощным расположена особая фациальная полоса. Здесь интенсивно прогибались лишь ограниченные участки, как правило, заполнявшиеся мощными водорослевыми рифами, представлявшими собой крупные (мощность до 400 м) изолированные тела (гора Кальчак). При выклинивании рифы замещаются маломощными (20—30 м) горизонтами мелководных детритово-водорослевых, устричных и оолитовых известняков. Рифы обычно покрываются маломощными глинисто-карбонатными илами.

Далее к северо-востоку и востоку мощный комплекс среднекелловейских отложений развит повсеместно. В самом начале среднекелловейского времени здесь возник относительно маломощный горизонт тонких кремнисто-карбонатных и глинисто-карбонатных илов, которые, по-видимому, отлагались в обширных, тиховодных, сравнительно мелководных (прослой и линзы водорослевых известняков) депрессиях. На севере района (Карабелес-Баши, Зоуташ и др.) низам среднего келловей соответствуют мелководные, органогенно-обломочные, детритовые известняки. Указанные отложения накапливались в более мелководной с повышенной гидродинамикой зоне.

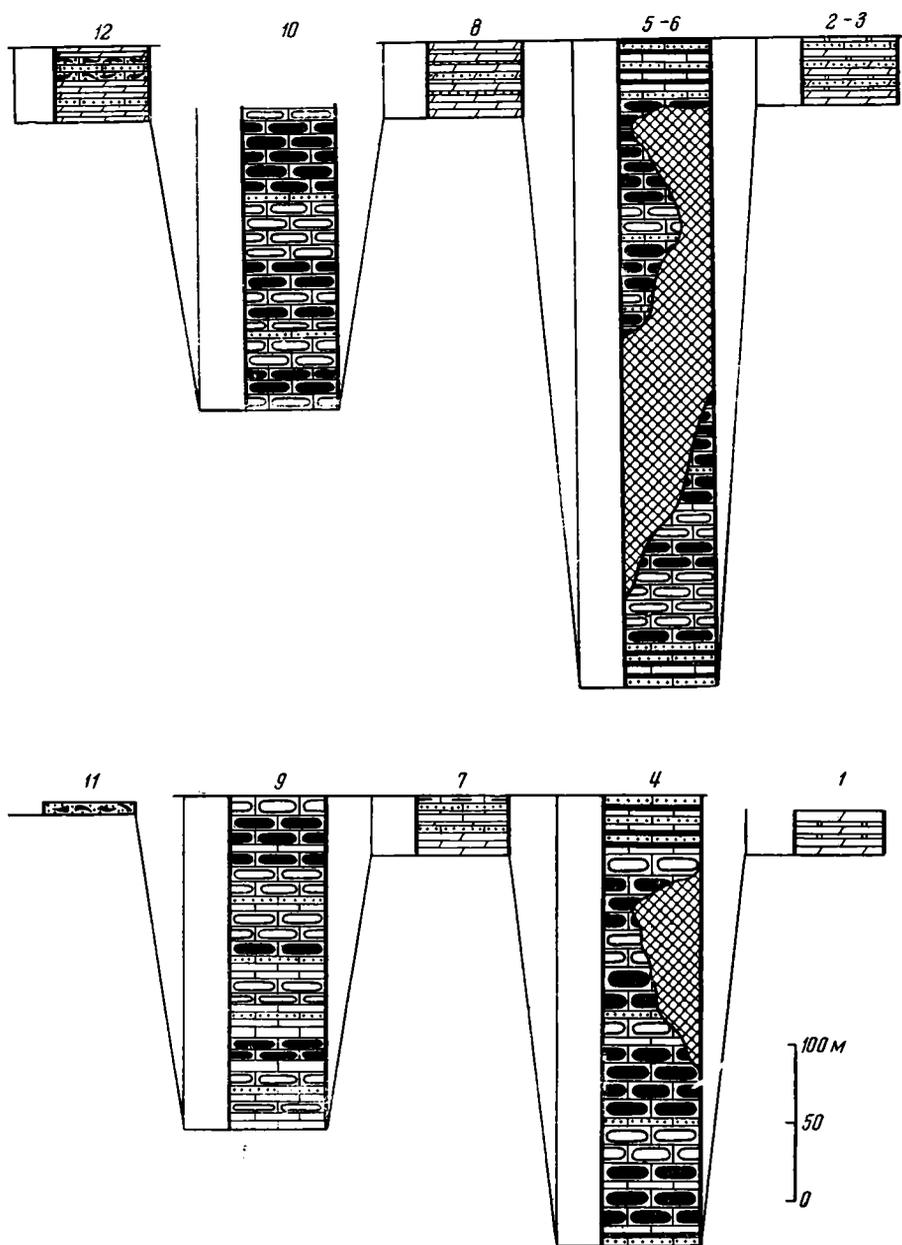
Далее наступило общее прогибание, создавшее предпосылки для быстрого роста рифогенных известняков, которые образуют здесь обширные тела, раздвоенные депрессионными участками. К концу среднего келловей, как и в его начале, в повышенном количестве начал осаждаться глинистый материал. Рифостроители, по-видимому, исчезли. В это время на территории района образовался горизонт карбонатно-глинистых илов, практически совершенно лишенный водорослевых стяжений. В условиях мягкого заиленного дна существовали лишь многочисленные хорошо сохранившиеся пелециподы и брахиоподы.

В верхнекелловейское и нижнеоксфордское время на территории Истыжской зоны существовал единый, лишенный значительных внутренних поднятий и депрессий бассейн. Различия, замеченные в среднем келловее между отдельными его частями, сгладились. Весь бассейн был вовлечен в устойчивое значительное прогибание. В верхнем келловее и нижнем оксфорде повсеместно происходило накопление мощных оолитово-водорослевых, реже детритовых известняков, мощность которых достигает 300—400 м. Основными типами пород являются оолитово-водорослевые известняки. Кроме того, относительно широко представлены мощные рифовые (гидроидно-водорослевые) известняки, образующие изолированные изометричные, реже вытянутые тела. Вследствие большого мелководья (уровень седиментации находился выше базиса действия волн) глинистый материал не отлагался. Основным седиментационным процессом в некоторых местах, однако, было накопление тонких хемогенных карбонатных илов. Обычно они отлагались в межрифовых депрессиях. Известны случаи, когда такие депрессии недостаточно заполнялись осадками. Примером может служить узкая зона, протягивающаяся в полосе главного рифа (бассейн Ункур-Джанги-Даван-сая и Кокбелес-Джанги-Даван-сая). Она достигает ширины 2—4 км и протягивается в северо-западном направлении на 30—40 км. По обе стороны располагались верхнекелловейские мощные (300—400 м) рифовые тела. В пределах же самой депрессии отлагались кремнистые глубоководные известняки мощностью 20—30 м.

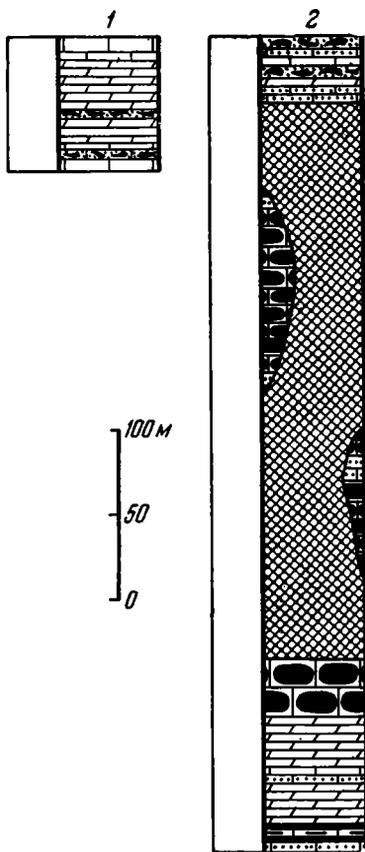
Верхнеоксфордские отложения на территории Юго-Восточного Памира распространены нешироко. Они представлены преимущественно детритовыми, часто грубыми органогенно-обломочными известняками, переслаивающимися с глинистыми известняками, мергелями и кремнистыми известняками. Общее замедление темпов прогибания привело к



Фиг. 23. Схема сопоставления разрезов батского яруса.
 Условные обозначения см. фиг. 19. Цифры на схеме соответствуют номерам разрезов на фиг. 22



Фиг. 24. Схема сопоставления разрезов нижнекеллоуейского подъяруса
 Условные обозначения см. фиг. 19. Цифры на схеме соответствуют номерам разрезов
 на фиг. 22



Фиг. 25. Схема сопоставления разрезов среднекембрийского подъяруса

1 — юго-западная территория; 2 — северо-восточная территория.

Условные обозначения см. фиг. 19

прекращению процессов рифообразования. Рифы попадали в зону абразии, размывались, образуя массу органогенно-обломочного материала, который выносился в депрессионные участки.

Верхнеоксфордские отложения венчают разрез юры. В кимеридже в связи с общим воздыманием территории Юго-Восточного Памира происходит регрессия моря.

Конседиментационные структуры

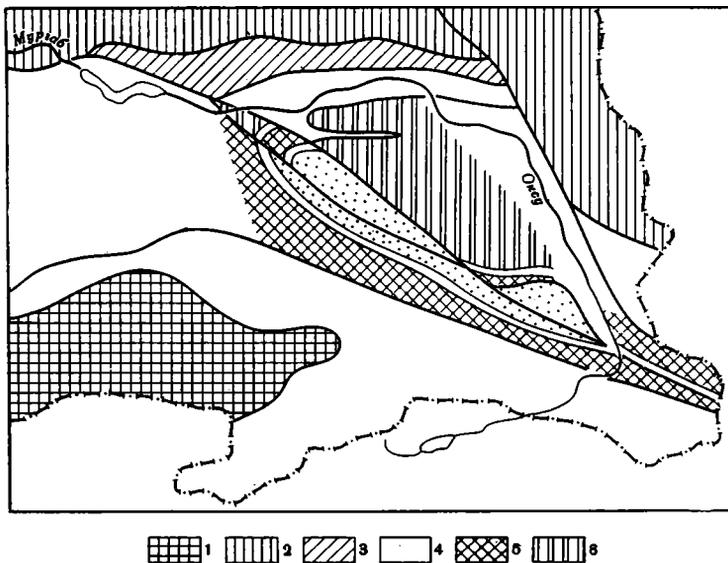
Юрские карбонатные отложения накапливались на территории обширного прогиба, имевшего сложную историю развития. Следует отметить, что в настоящее время юрские осадки, отлагавшиеся в пределах различных структурных зон района, особенно в окраинных его частях, слагают изолированные тектонические клинья и пластины, что затрудняет расшифровку первоначального их положения. Поэтому конседиментационные

структуры, выделяемые по периферии Юго-Восточного Памира, в значительной степени являются гипотетическими.

Как было показано В. И. Дроновым (Дронов, Левен, 1962), формирование юрского прогиба началось в лейасе с образования сравнительно узкой впадины, в виде дуги окаймлявшей центральное поднятие, в пределах которого осадконакопления не происходило. Максимальной мощности (до 400 м) отложения лейаса достигают в Гурумдинской зоне (юго-западная часть Юго-Восточного Памира). На севере района известняки нижней юры мощностью до 40—100 м отлагались в слабо прогибавшейся широтной полосе Каинды — Музду-Булак — Мынхаджир (Мынхаджирская зона). Аналогичное распределение имеют осадки ааленского яруса.

Начиная с байоса, в прогибание была вовлечена вся территория Юго-Восточного Памира. Практически повсеместно осадконакопление компенсировало прогибание. Различия в батиметрии формирования тех или иных типов отложений в силу их незначительности могут не учитываться.

На территории Гурумдинской и Мынхаджирской зон накапливались карбонатные и глинистые осадки мощностью до 400 м. На обширных площадях центральных районов прогиба (Истыкская зона) накапливаются мощные (до 400 м) карбонатные осадки, существенной частью которых являются оолитово-водорослевые известняки. По направлению к югу и востоку мощности байосских отложений быстро увеличиваются, достигая 600—650 м. Узкая полоса максимальных опусканий прослеживается от Беика на юго-востоке до горного массива Чакобай на северо-западе; далее она поворачивает на восток (Чакобай-Атайды, Караулдында-ла). Сходные отложения прослежены по Сулистыку и Игриюизу, а также в бассейне р. Хан-Юлы. Максимально прогнутая зона окаймляет



Фиг. 26. Схема расположения основных конседиментационных структур байосского яруса на территории Юго-Восточного Памира

- 1 — Юго-Западный Памир; 2 — Центральный Памир; 3—6 — Юго-Восточный Памир:
 3 — Пшартская зона, 4 — область центрального поднятия, 5 — область максимального прогибания, 6 — область умеренного прогибания

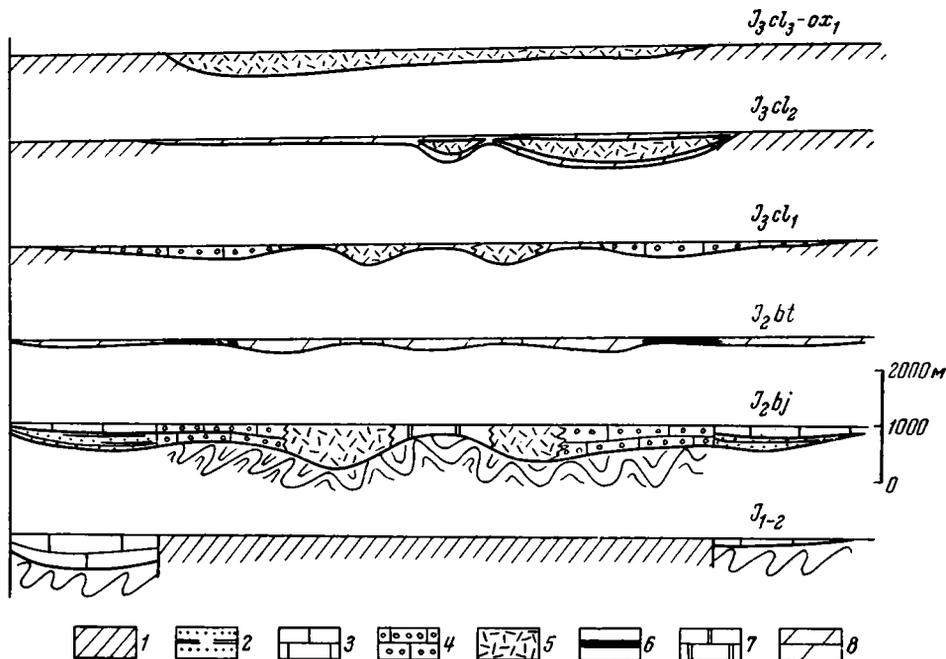
центральное поднятие, где возник маломощный (80—100 м) горизонт известняков.

Структурный план Юго-Восточного Памира, заложенный в нижней юре, продолжал существовать и в байосе. Мы наблюдаем ту же периферическую интенсивно прогибавшуюся депрессию и область центрального поднятия. Специфической чертой байосской структуры является резкое сокращение площади поднятия и расширения территории депрессии, а также усложнение структуры последней (фиг. 26).

В батский век картина меняется; в целом происходило некоторое сокращение темпов прогибания и резкое усложнение структуры прогиба. По его окраинам возник горизонт мергельных сланцев и глинистых известняков мощностью 80—100 м, выполнявших краевую зону опусканий, которая окаймляла область относительных поднятий Карабелес-Баши и Талдыкола (биогермовые известняки мощностью 30—50 м). С юга и, по-видимому, востока это поднятие было ограничено впадиной Куристыка и Ничке-Джилги, в пределах которой мощность батских мергелей и глинистых известняков достигает 200 м или несколько более. Ближе к центральным частям прогиба существовало второе поднятие, на территории которого образовался маломощный (30—60 м) горизонт известняков. Характерно, что это поднятие строго приурочено к полосе максимальных опусканий в байосе. Оно протягивается от Беика до Чакобая, а также установлено в бассейне Сулистыка, Игримюза, Каракуль-Ашу и Хан-Юлы. В центральных частях Юго-Восточного Памира располагалась вторая впадина, выполненная относительно мощными (до 200—250 м) осадками и образовавшаяся на месте центрального поднятия байоса.

Таким образом, в батский век наряду с общим усложнением структурного плана прогиба (единая седиментационная ванна распалась на серию более мелких структур) происходит смена направления движений некоторых участков. Области, являвшиеся в байосе зонами максимального прогибания, становятся поднятиями и наоборот.

В раннем келловее направление движений вновь изменилось, хотя очертания и размеры отдельных зон сохранились прежними. Окраинные



Фиг. 27. Схема развития юрского прогиба Юго-Восточного Памира

- 1 — области суши; 2 — песчаники и аргиллиты; 3 — известняки; 4 — оолитовые известняки; 5 — водорослевые известняки; 6 — ракушечники; 7 — доломиты; 8 — мергели

части прогиба испытывали воздымание. В келловее здесь накапливались маломощные (до 30 м) известняки. Возможно, что в конце келловоя в периферической зоне Юго-Восточного Памира осадконакопление прекратилось. В центральных частях района, на территории батского поднятия Карабелес-Баши и Галдыкола, накапливались сравнительно мощные (до 250 м) известняки, выполняющие обширный нижнекелловейский прогиб. По направлению к югу мощности нижнего келловоя постепенно сокращаются, достигая в бассейне Куристыка и Ничке-Джилги 30—40 м (поднятия, возникшее на месте батского прогиба). Зона максимальных прогибаний прослежена в бассейне Сулистыка, Чакобай-Атайды, Чакобая, Кокбелеса и Беика. Здесь возник мощный (300—400 м) горизонт оолитово-водорослевых известняков. Указанная впадина приурочена к полосе наименее мощных батских отложений. И, наконец, на территории центральной части Юго-Восточного Памира, на месте центрального батского прогиба, сформировался маломощный (до 30—40 м) горизонт мергелей и доломитов, знаменующий существование отчетливо выраженного нижнекелловейского поднятия.

Начиная со среднего келловоя происходит общая перестройка структурного плана Юго-Восточного Памира: северо-восточная его часть была опущена относительно юго-западной. Прогиб, располагавшийся на территории северо-восточных частей района, заложился на различных более ранних структурах, не считаясь со структурным планом средней юры и нижнего келловоя. В среднем келловее в пределах этого прогиба возник сравнительно мощный (до 400 м) комплекс карбонатных пород. На территории расположенного юго-западнее поднятия накопились маломощные (до 50 м) отложения.

Очертания конседиментационных структур в верхнем келловее и оксфорде неясны из-за неширокого распространения этих отложений.

Общая схема развития конседиментационных структур для различных стратиграфических горизонтов юры показана на фиг. 27.

Формации

Для юрского времени выделяются две формации: мынхаджир-гурумдинская и куртекинская.

Мынхаджир-гурумдинская формация образовалась в пределах периферического юрского прогиба (Гурумдинская и Мынхаджирская зоны). Она охватывает стратиграфический интервал: нижний лейас — низы келловей. Основной парагенетический комплекс включает породы смешанного хомогенно-терригенного происхождения: глинистые известняки, мергели, а также хомогенные микрозернистые известняки. Ограниченное значение здесь имеют также биогенные образования: органогенно-обломочные и водорослевые известняки. Кроме того, в разрезе формации встречаются характерные горизонты терригенных пород. Породы эти тесно связаны пространственно. Хомогенно-терригенные осадки приурочены в основном к краевым, биогенные и хомогенные — к внутренним частям прогиба. Неравномерный характер прогибания определил четкую вертикальную стратификацию формации.

Рассматриваемая формация возникла в пределах узкого слабо расчлененного морского бассейна, окаймленного по периферии более или менее четко, а по внутреннему краю слабо выраженной сушей. Периферические поднятия периодически выводились из-под уровня моря и подвергались размыву. Временами поступление терригенного материала было незначительным, временами — весьма существенным.

Тектонические условия образования формации — устойчивое, по большей части не очень значительное прогибание области аккумуляции на фоне воздымания окаймлявших прогиб поднятий. Рост этих поднятий происходил неравномерно: периоды относительной активизации (нижний байос и бат) прерывались периодами, когда такие поднятия были сильно сглажены.

Основным седиментационным процессом, определившим состав формации, было накопление хомогенных карбонатных илов, как правило, значительно разбавленных терригенным материалом. Периодически в связи с активизацией тектонических движений усиливалось поступление терригенного материала, иногда полностью подавлявшего карбонатное осадконакопление. Большое количество терригенных осадков препятствовало появлению биогенных образований. Лишь во внутренних частях прогиба, куда поступление песчано-глинистых осадков было ограничено, биогенные породы распространены более широко.

Куртекинская формация в территориальном отношении соответствует Истыкской зоне. Она охватывает стратиграфический интервал байос — верхний оксфорд и возникла в пределах средне-верхнеюрского прогиба. Основной парагенетический комплекс пород включает хомогенные осадки: микрозернистые известняки, оолитовые известняки, доломиты; биогенные образования — органогенно-обломочные известняки, пелециподово-брахиоподовые ракушники, водорослевые рифы; породы смешанного хомогенно-биогенного происхождения — хомогенные известняки с более или менее обильной примесью органогенного детрита, оолитово-водорослевые известняки; породы хомогенно-терригенного происхождения — мергели, алевритистые известняки. Все указанные породы теснейшим образом связаны, наблюдаются их взаимные переходы как в вертикальном, так и в латеральном направлении. Отчетливо устанавливается приуроченность некоторых типов пород к определенным частным конседиментационным структурам. Прерывистый характер прогибания (периодическое усиление и ослабление темпов опускания) приводит к четкой стратификации формации: чередование мощных и сравнительно тонких горизонтов, причем каждому из них присущ свой парагенез пород.

Рассматриваемый комплекс отложений накапливался в пределах обширного, сравнительно слабо расчлененного морского бассейна (устой-

чивая компенсация прогибания осадками приводила к тому, что отдельные конседиментационные структуры были слабо выражены в рельефе дна). Средне- и верхнеюрский бассейн был окаймлен отмелями и участками слабо геоморфологически выраженной суши. Возможно, что они временами выводились из-под уровня моря и подвергались размыву.

Тектонические условия образования формации — устойчивое, значительное, хотя и неравномерное прогибание области аккумуляции и слабое, неустойчивое воздымание зоны краевых поднятий. Именно с этим связано неширокое развитие в составе формации терригенных пород. Обычно для зон максимального прогибания характерны мощные водорослевые или водорослево-оолитовые известняки, ассоциирующие иногда с микрозернистыми разностями. Наоборот, в области относительных поднятий преобладают глинисто-карбонатные тонкозернистые породы. Устойчивое интенсивное прогибание создавало условия для быстрого роста водорослевых рифов, а также заполнения межрифовых депрессий мощными биогенно-хемогенными осадками. В этом случае терригенный материал разбавлялся карбонатным и существенных скоплений не давал. В зонах слабого прогибания, наоборот, рост биогермовых известняков был ограничен. Терригенный материал в объемном выражении играл значительную роль, вследствие чего здесь появлялись мергели и глинистые известняки. Таким образом, для различных структур прогиба выделяются два парагенеза пород: оолитово-водорослевые мощные известняки (зона сильного прогибания) и глинистые известняки, мергели, детритовые известняки (зоны относительных поднятий). Оба они связаны вертикальными и латеральными переходами, неоднократно чередуясь на площади прогиба и в его разрезе. Устойчивость прогибания приводила к тому, что периоды внутриформационного размыва не играли существенной роли при образовании пород формации.

Основным седиментационным процессом, определившим состав формации, было накопление хемогенных известняковых и глинисто-известняковых илов, а также водорослевых и оолитово-водорослевых известняков. Основной хемогенный и биогенный материал возникал непосредственно в бассейне, аллохтонный терригенный материал имел подчиненную роль. Периоды осаждения хемогенных микрозернистых карбонатных илов, кремнисто-карбонатных и глинисто-карбонатных илов прерывались периодами быстрого роста рифогенных тел и отложений мощных оолитово-водорослевых известняков.

В конце верхней юры территория Юго-Восточного Памира была приподнята. Море отступало, и в течение конца юры и, по-видимому, всего мела здесь существовали континентальные условия. В этот же период имели место и складкообразовательные движения, сопровождавшиеся внедрением массы гранитоидных тел.

Г р а н и т ы

Интрузивные гранитоидные образования широко, но неравномерно распространены на территории Юго-Восточного и прилегающих районов Юго-Западного Памира. Они в основной своей массе приурочены к окраинам Юго-Восточного Памира, обрамляя почти непрерывным кольцом наиболее погруженную центральную его часть, где гранитоидные массивы совершенно отсутствуют.

В последние годы появилось несколько опубликованных в печати работ, посвященных геологии магматических образований Юго-Восточного Памира (Бархатов, 1956, 1963; Буданов и др., 1959, 1960, 1961; Буданов, 1962, 1964; Месхи, 1964; и др.). Обычно в пределах Юго-Восточного Памира выделяются следующие комплексы: джизевско-хиджисский, предположительно юрский, аличурский (γJ_3 — C_{r1}), башгумбезский (γJ_3 — C_{r1}) и памиро-шугнанский (γJ_3 — C_{r1}).

Далеко не для всех интрузивных образований возраст доказан убедительно. Наблюдаемые контакты позволяют лишь говорить о послевержнеюрском их возрасте. Верхняя граница определяется как доверхнемеловая на основании находки В. И. Дроновым гальки микроклинового гранита в конгломератах условно мел-палеогенового возраста (Буданов и др., 1961).

Джизевско-хиджисский комплекс включает серию крупных тел, расположенных вдоль северного края Юго-Восточного Памира. В плане интрузивные массивы этого типа имеют резко удлиненную, вытянутую в широтном направлении форму. При ширине в первые километры (часто 1—2 км) они прослеживаются на десятки километров. На территории изучавшегося района тела джизевско-хиджисского типа расположены в Пшартском хребте, вдоль северного борта долины р. Оксу. Большинство тел имеет более или менее согласную форму, располагаясь в общем по напластованию. Местами, однако, они резко секут вмещающие породы.

Комплекс состоит из двух интрузивных фаз: порфиroidных, вероятно порфиробластических гранитоидов джизевско-пшартского типа и двуслюдяных и мусковитовых гранитов хиджисского типа (Месхи, 1964).

Порфиroidные гранитоиды первой фазы являются гетерогенными образованиями, которые возникли в результате кристаллизации гранодиоритовой магмы и последовавшей затем калиевой фельдшпатизации. Порода подвергалась интенсивному динамометаморфизму, приводящему к появлению сплошной милонитовой массы. Фельдшпатизация выразилась в образовании многочисленных, однако неравномерно распределенных метабластов микроклина. Калиевый метасоматоз по времени был более поздним, чем кристаллизация магмы. Во всяком случае метабласты совершенно не подвержены катаклазу, хотя преимущественно приурочены к зонам интенсивного дробления. А. М. Месхи (1964) отмечает, что гранитоиды пшартского типа в западном направлении в пределах Пшартского хребта переходят в породы джизевского типа.

Гранитоиды второй фазы более пестры по составу (граниты, граносиениты, гранодиориты). Для них характерно широкое проявление процессов грейзенизации.

Аличурский гранодиоритовый комплекс представлен многочисленными массивами. Согласно А. М. Месхи (1964), выделяются породы главной интрузивной фазы, фазы дополнительных интрузий, жильные образования первого и второго этапов.

Породы главной фазы по составу отвечают гранодиоритам. Выделяются следующие разновидности: биотитовые среднезернистые микроклиновые граниты, гранодиориты, биотитово-роговообманковые микроклин-ортоклазовые гранодиориты, биотитовые микроклиновые гранодиориты.

Массивы аличурского типа являются морфологически сложными телами. Они представляют собой крупные межпластовые тела, имеющие ровный согласный лежачий контакт и неровную апикальную часть. А. М. Месхи допускает, что пространственно сближенные массивы этого типа представляют собой фрагменты единого гигантского гранитоидного пласта, который погружается на восток под центральные части Юго-Восточного Памира. Вследствие этого массивы вскрыты неодинаково. На западе массивы вскрыты на всю глубину: обычно удается видеть лежачий контакт с породами основания, а также апикальные части. Ближе к центральным частям области удается наблюдать лишь их апикальные части. Тела аличурских гранитов являются магматическими. Однако в метаморфических породах основания широко распространены гибридные образования, которые, по мнению А. М. Месхи, представляют собой смесь осадочного субстрата и обособлений мобилизованного вещества. Здесь же встречаются бескорневые залежи кварцевых диоритов, постепенно «растворяющихся» во вмещающих породах. В кровле аличурских массивов, наоборот, контакты резкие, секущие. По-видимому, в

кровле происходило внедрение магматического расплава. В то же время в основании имели место явления палингенеза, анатексиса и гранитизации.

Гранитоиды дополнительных интрузий распространены ограниченно. Они представлены порфиридовидными гранитами, граносиенитами.

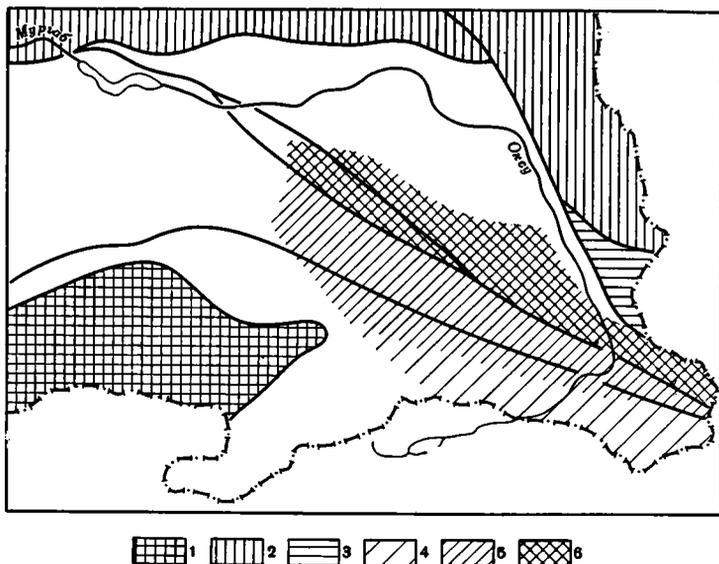
С образованиями главной и дополнительной интрузивных фаз связаны жильные граниты двух генераций: более ранней — порфиридовидных гранитов — и более поздней — аляскитов, турмалиноносных лейкократовых гранитов.

Башгумбезский гранитоидный комплекс объединяет многочисленные сравнительно небольшие (до 150 км²) штокообразные дискордантные интрузивные тела. Они расположены по периферии Юго-Восточного Памира. На территории изучавшегося района располагаются следующие основные массивы: Башгумбезский, Базардаринский, Дункельдыкский, а также несколько более мелких тел. А. М. Месхи (1964) выделяет образования двух фаз: 1) порфиридовидные биотитовые и двуслюдяные граниты, гранодиориты, биотит-роговообманковые граниты и 2) мелкозернистые порфиридовидные и непорфиридовидные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, обычно не слишком многочисленные. В основном это мелкозернистые жильные граниты, реже попадаются пегматитовые жилы.

Наиболее молодыми гранитоидными образованиями юрско-мелового возраста являются ультракислые и нормальнокислые метасоматические породы памиро-шугнанского типа, образующие гигантские пластовые тела на территории Юго-Западного Памира.

Третичные отложения

Отложения этого возраста нешироко распространены на территории Юго-Восточного Памира. Выделяются три зоны, разрезы которых значительно различаются (фиг. 28).



Фиг. 28. Схема структурно-фациальной зональности третичных отложений Юго-Восточного Памира

1 — Юго-Западный Памир; 2 — Центральный Памир; 3 — 6 — Юго-Восточный Памир: 3 — Сарыкольская зона, выполненная морскими и прибрежными карбонатно-терригенными отложениями, 4 — Тешикташская зона, выполненная континентальными вулканогенно-терригенными образованиями, 5 — Тешикташская зона, выполненная преимущественно терригенными континентальными отложениями, 6 — Куртекинская зона — область поднятия (маломощные терригенные отложения, выполняющие приразломные долины)

На востоке района (Сарыкольский хребет) третичные отложения установлены на водоразделе рек Шинды и Акширяк. Как правило, эти отложения имеют тектонические контакты с подстилающими породами. Лишь в районе горы Кызыл-Теке видно, как на юрских известняках несогласно залегают третичные конгломераты.

По данным В. А. Швольмана, разрез третичных отложений Сарыкольского хребта следующий:

	Мощность, м
1. Тузакчинская свита. В основании залегает горизонт фиолетовых полимиктовых песчаников и алевролитов с глинисто-карбонатным ожеженным цементом. Вверх по разрезу все в большем количестве появляются прослой и линзы конгломератов, более чем на 80% состоящих из гальки известняков и кремней	150—160
2. Кызылджилгинская свита. Зеленые песчанистые мергели с прослоями полимиктовых песчаников. В верхней части разреза появляются прослой известняковых конгломератов	До 200
3. Киндыкская свита. Породы этой свиты, залегая несогласно на подстилающих образованиях, представлены конгломератами от мелкогалечных до валунных. Галька известняковая, реже песчаниковая	300

Полоса преимущественно красноцветных пород протягивается в северо-западном направлении от района массива Тешик-Таш и верховьев Оксу до восточных окраин Базардаринского хребта (верховья р. Южная Боз-Тере). Разрез третичных отложений этого типа характеризуется широким развитием разнообразных вулканогенных образований, присутствующих, однако, в различных частях зоны в неодинаковом количестве. В. А. Швольман отмечает, что в бассейне рек Ункур-Даван и Кокбелес-Джанги-Даван-сай на юрских известняках несогласно залегают третичные серые и лиловые вулканомиктовые песчаники с прослоями конгломератов и порфиритов. Мощностью до 200 м.

Полоса третичных отложений прослежена отсюда к юго-востоку в бассейн рек Айдын-Куль и Кызылрабат, где в разрезе в изобилии появляются прослой вулканогенных пород. Наиболее широко вулканогенные образования распространены в массиве Тешик-Таш. Выше юрских известняков здесь с незначительным угловым несогласием залегает толща (свыше 500 м) дацитовых порфиров, кварц-плагиоклазовых порфиров, липаритов, липаритовых дацитов, андезитов, содержащих многочисленные прослой туфов. Несогласно вулканогенные породы перекрыты горизонтом известняковых конгломератов.

Третичные отложения третьего типа образуют узкую, вытянутую в северо-западном направлении зону, приуроченную к системе оксу-мургабских разломов. Эти отложения, по-видимому, выполняли третичные долины. Местами (Караулдын-Дала, Кастанат-Джилга) можно наблюдать красноцветные конгломераты, прислоненные к пермотриасовым или юрским породам.

Фациальная обстановка в период накопления третичных отложений Юго-Восточного Памира отличалась своеобразием. Вслед за регрессией моря в конце юры этот район в течение длительного времени оставался приподнятым. Складкообразовательные движения создали весьма простую структуру. По-видимому, в палеогене начал формироваться орогенный комплекс. Глыбовые вертикальные движения обусловили появление относительно приподнятых и опущенных зон. Море проникало лишь в пределы восточной части района (Сарыкольский хребет), где наряду с мощными конгломератами отлагались известняковые илы. На территории юго-западных частей Юго-Восточного Памира сохранились континентальные условия. Осадки накапливались в изолированных неравномерно прогибавшихся впадинах. Формирование орогенного комплекса сопровождалось здесь системой расколов, служивших подводными каналами для многочисленных вулканогенных образований.

Рассматриваемые отложения образуют орогенный комплекс, который состоит по крайней мере из трех формаций: кызылджилгинской конгломератовой морской, тешикташской эффузивно-конгломератовой и куртекин-ской красноцветной континентальных моласс. Первые две формации в структурном отношении соответствуют обширным наложенным впадинам, возникшим на складчатом мезозойском основании. Третья связана с системой неогеновых (?) долин, расположенных в пределах относительно приподнятой зоны.

Неогеновые щелочные породы

Сюда относятся небольшие интрузивные тела псевдолейцитовых тингуаитов, санидин-пироксеновых сиенит-порфиров, сиенитов и сиенит-порфиров, эссекситов, камптонитов, фергуситов и др. (Дмитриев, 1963, 1964). Они образуют цепочку протяженностью до 15 км. Э. А. Дмитриев (1964) считает, что тела приурочены к крупному разлому. Морфологически это — штоки, трубки, дайки, эруптивные брекчии и кластолавы, свидетельствующие о взрывном характере внедрения, которое происходило в несколько этапов. Установлена следующая последовательность: 1) эссекситы и камптониты; 2) санидин-пироксеновые сиенит-порфиры; 3) фергуситы, фергусит-порфиры, бороланиты, псевдолейцитовые сиениты; 4) щелочные сиенит-порфиры; 5) граносиенит-порфиры (Дмитриев, 1964).

Щелочные породы Сарыкольского хребта являются наиболее молодыми магматическими образованиями Памира (абсолютный возраст 13—17 млн. лет. Дмитриев и др., 1964).

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ПАМИР

Зона Центрального Памира в виде узкой (30—50 км) широтно ориентированной полосы протягивается через весь Памир от Пянджа, на западе, до Сарыкольского хребта, на востоке. Она охватывает северные отроги Рушанского хребта, Язгулемский и Ванчский хребты, южное окончание междуречья Танымас — Кокуйбельсу, Музкольский хребет и горные массивы южнее Ранкульской котловины. На севере Центральный Памир граничит с Северным, на юге — с Юго-Восточным Памиром.

Структурное соотношение Центрального и Северного Памира оценивается различно. Некоторые геологи (Дюфур, 1961; Бархатов, 1963) выделяют на стыке этих зон крупнейший глубинный разлом, разделяющий варисское поднятие Северного и мезозойский прогиб Центрального Памира. Указанный разлом, согласно представлениям этих авторов, на западе проходит вдоль долины Ванча, восточнее протягивается в бассейн рек Танымас, Аиль-Утек и Кокуйбельсу. Еще восточнее он совпадает со сложночешуйчатой зоной Ак-Байтал — Ранг-Куль. В последнее время концепция Акбайтальского глубинного разлома была подвергнута критике (Левен, 1960, 1964; Карапетов, 1962, 1964; Пейве и др., 1964; Руженцев, 1965; Дюфур и др., 1965). Было показано, что разрывные нарушения Ванча — Танымаса, с одной стороны, и Ак-Байтала, с другой, не могут рассматриваться как единая полоса разломов. Сейчас в качестве северной пограничной структуры Центрального Памира выделяется альпийский надвиг (Танымасский), по которому отложения Северного Памира надвинуты на отложения Центрального (Левен, 1960; Карапетов, 1962, 1964; Пейве и др., 1964). Согласно данным С. С. Карапетова (1962), Танымасский надвиг прослеживается по южному склону Дарвазского хребта, далее спускается в долину р. Ванч. Восточнее ледника Федченко он установлен в долине Танымаса, Аиль-Утека, по левому борту долины рек Музкол и Кызыл-Джиик. Далее к востоку Танымасский надвиг откартирован по северному склону хребта Тузген-Терескей.

Уже говорилось, что с юга Центральный Памир ограничен системой региональных альпийских надвигов, по которым на него надвинуты образования Юго-Восточного Памира.

В настоящем разделе будет рассмотрено строение восточной части Центрального Памира.

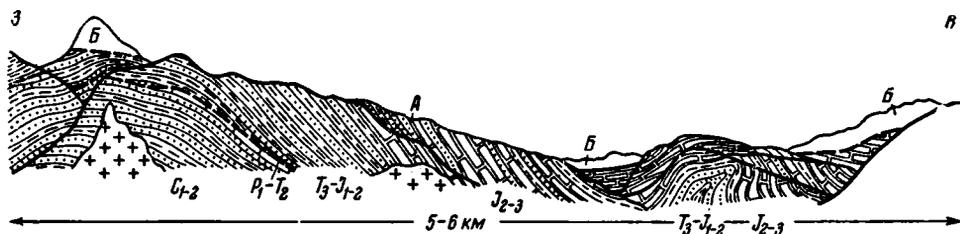
На территории района присутствуют отложения всех систем от кембрия до палеогена включительно. До настоящего времени окончательно не решен вопрос о присутствии в Центральном Памире метаморфических докембрийских образований. Первые исследователи Памира (Наливкин и др., 1932; Хабаков, 1933; Чуенко, 1934; Баранов, 1935) на основании высокой степени метаморфизма отнесли указанные образования к нижнему палеозою. Позднее в метаморфических породах были собраны палеонтологические остатки, при этом нижнепалеозойский (ордовикский) возраст подтвердился только для отложений хребта Тузген-Терескской. Неясным остается возраст метаморфических толщ Музкольского хребта (музкольский комплекс), а также возраст метаморфизованных отложений хребтов Зорташкол и Северный Зорташкол (зорташкольский комплекс). Некоторые авторы (Бархатов, 1963; Пашков, 1962, 1964б; и др.) относят музкольский комплекс к докембрию, а зорташкольский — к синию или нижнему палеозою. Однако сейчас появились новые данные, позволяющие рассматривать указанные толщи как метаморфизованные в кайнозое отложения карбона, перми, триаса и юры (Левен, 1963; Руженцев, 1964; Дюфур, 1964; Дюфур и др., 1965).

Музкольский метаморфический комплекс. Полоса метаморфических пород Музкольского хребта иногда рассматривается (Бархатов, 1963) как поднятие, выступавшее, начиная с палеозоя, в виде обособленной структуры на фоне мезозойских геосинклинальных прогибов. Такие построения предполагали более древний возраст слагающих это поднятие метаморфических толщ по сравнению с окружающими осадочными образованиями. Считалось, что пограничными структурами между этими областями являются крупные глубинные разломы.

В настоящее время разлом, ограничивающий Музкольскую зону с юга, проводится по северному склону долины Кукурт-Джилги и далее к западу в осевых частях Музкольского хребта до бассейна р. Сауксай. Здесь он прослеживается в северо-западном направлении в бассейне р. Боз-Байтал. Считается, что с севера Музкольская зона ограничена Акбайтальским глубинным разломом. Оба эти нарушения соединяются в Зорташкольском хребте.

В 1963 г. автором были осмотрены районы стыка музкольского комплекса и триас-юрских отложений в осевых частях хребта (водораздел Ак-Сай — Белеули, верховья Гурумды и Сассыка), а также в бассейне Боз-Байтала. Необходимо отметить, что к югу от метаморфической полосы отсутствует выдержанная зона дизъюнктивных нарушений. Сторонники выделения Музкольского глубинного разлома для обоснования своей концепции объединяют различные по морфологии и амплитуде разрывы. На водоразделе Ак-Сай — Белеули «глубинный разлом» отождествляется с серией незначительных надвигов и взбросов; местами нарушения здесь вообще отсутствуют. Восточнее (верховья рек Джалан и Северный Сассык) наблюдается серия прерывистых сбросов, многие из которых, начинаясь в зоне «докембрийских» пород, прослежены затем в полосе триас-юрских отложений. Указанные нарушения обладают незначительной амплитудой (редко несколько сотен метров). Они не разграничивают области развития принципиально различных пород — и к северу, и к югу от них обнажаются толщи, особенности метаморфизма которых одинаковы.

В ряде мест разрывные нарушения вообще отсутствуют. Э. Я. Левен (1963) рассматривает геологическое строение бассейна р. Южный Сауксай. В структурном отношении район представляет собой опрокинутую



Фиг. 29. Геологический профиль вдоль правого борта среднего течения р. Боз-Байтал (рисунок по фото)

А — место, где на тектонических картах проводится тектонический контакт между метаморфизованными породами мезозоя (на западе) и музкольским комплексом (на востоке); Б — тектонический покров

к северу антиклиналь, в ядре которой обнажаются черные более или менее сильно метаморфизованные сланцы верхнего триаса, а на крыльях — мраморизованные известняки юры. Степень метаморфизма пород быстро возрастает с запада на восток. Антиклиналь прослеживается в широтном направлении от истоков Сауксай до территории южнее пика Советских Офицеров. Сторонники отнесения музкольского комплекса к докембрию считают, что отложения, вскрытые в западной части антиклинали, являются мезозойскими, а в восточной — нижнепалеозойскими или докембрийскими. Разлом, разграничивающий участки, сложенные этими «разновозрастными» породами, они проводят от излучины Сауксай до верховьев Боз-Байтала. Э. Я. Левен показал, что нет данных, позволяющих выделить здесь разрывное нарушение; тектоническая граница проводится произвольно, отделяя сланцы и известняки западной части единой структуры от аналогичных пород восточной.

Северо-западнее, в бассейне реки Боз-Байтал, метаморфические образования прослежены от пика Музкольского на восток, до верховьев реки. Вдоль обоих склонов долины Боз-Байтала видно (фиг. 29), как моноклинально падающие к востоку песчаники карбона погружаются под мраморизованные известняки и мергели пермо-триаса. Выше залегает мощная толща гранатосодержащих сланцев верхнего триаса¹, которые вверх по разрезу постепенно переходят в горизонт переслаивающихся мраморов, слюдистых песчаников и кварцитов, относимых к нижней юре. Венчается разрез мощной (не менее 700—800 м) толщей мраморов, сопоставляемых с палеонтологически доказанными юрскими мраморами пика Советских Офицеров. Согласно данным Г. С. Воскоянца, именно к горизонту переслаивающихся песчаников и мраморов приурочен глубокий разлом, отделяющий докембрийские образования музкольского комплекса от метаморфизованных отложений верхнего палеозоя и мезозоя. На профиле видно, что восточнее указанного разлома (т. е. в зоне «докембрийских» образований) наблюдается та же последовательность слоев, что и западнее (в зоне метаморфизованных отложений верхнего палеозоя — мезозоя). Здесь ниже толщи мраморов залегает горизонт песчаников и мраморов. В ядре антиклинали, расположенной в излучине Боз-Байтала, вскрыты черные гранатовые сланцы, залегающие ниже песчаников и мраморов и неотличимые от палеонтологически охарактеризованных сланцев верхнего триаса. Более того, здесь нет структурных признаков существования разрывного нарушения.

Таким образом, на западе (Сауксай и Боз-Байтал) отсутствует резкая граница, разделяющая область развития пород музкольского комплекса, с одной стороны, и верхнего палеозоя — мезозоя, с другой. Мета-

¹ Г. С. Воскоянцем и Э. Я. Левеном здесь были собраны остатки верхнетриасовой флоры.

морфические образования музкольского комплекса к западу постепенно переходят в метаморфизованные отложения верхнего палеозоя и мезозоя.

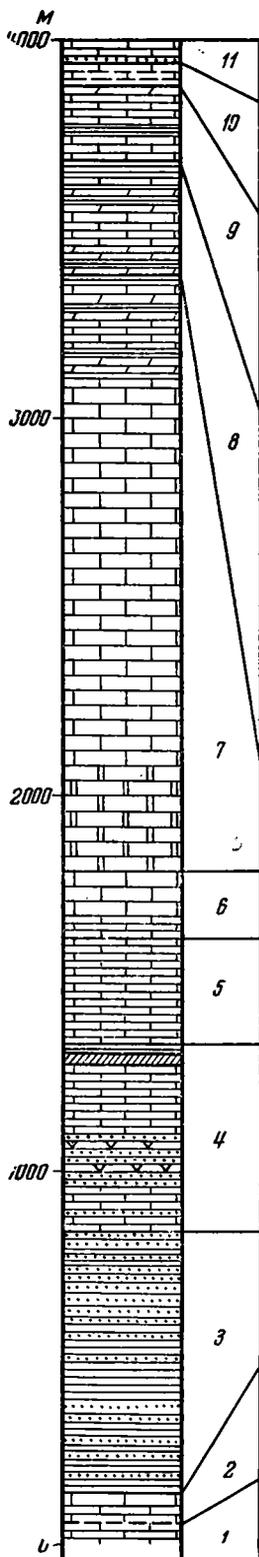
Необходимо остановиться теперь на прямых палеонтологических доказательствах молодого возраста метаморфических толщ. Естественно, что высокая степень метаморфизма пород дает мало шансов геологам палеонтологически обосновать их возраст. Однако специальные работы, проводившиеся в последние годы в Музкольском хребте, позволили Э. Я. Левену, М. С. Дюфуру, Т. И. Кривец и В. А. Поповой собрать в ряде пунктов палеонтологические остатки, доказывающие, что по крайней мере значительная часть музкольского комплекса не может относиться к докембрию.

Кроме отмечавшихся уже находок остатков триасовой флоры, известны другие сборы. Так, например, Э. Я. Левен (1963) в мраморах, содержащих прослой кристаллических сланцев и амфиболитов, по левому борту Кызыл-Джилги (левый приток Северного Сассыка) собрал остатки верхнепалеозойских криноидей *Pentagonocyclicus* cf. *arenosus* Yelt., *Cyclocyclicus circumvalatus* Yelt. По левому борту ручья Кень в области развития метаморфических образований, относимых к докембрию, Э. Я. Левен и С. С. Карапетов собрали остатки члеников криноидей и створки брахиопод, которые, по мнению специалистов, не могут быть древнее силура. Кроме того, М. С. Дюфур отмечает присутствие в углестых сланцах в самом центре Музкольской метаморфической зоны (правый борт Северного Сассыка) остатков листьев *Podozamites* sp. и *Czekanowskia* sp. Тот же автор отмечает присутствие среди «докембрийских» сланцев стеблей хвощовых по левому борту р. Сары-Джилга (южнее озера Ранг-Куль). Здесь же в мраморах обнаружены остатки *Hydrozoa*, а также *Coelenterata* sp. Совершенно аналогичные образования были собраны и в неизмененных отложениях юры.

Следует отметить также, что в ряде пунктов Музкольской метаморфической зоны М. С. Дюфур и его сотрудники отобрали образцы, содержащие более или менее значительное количество спор и пыльцы, указывающих на мезозойский, скорее триас-юрский возраст пород.

Сторонники отнесения музкольского комплекса к докембрию или нижнему палеозою считают время его метаморфизации древним. Еще в 20—30-х годах в период развертывания геологических исследований на Памире высокая степень метаморфизма отложений заставляла геологов условно относить их к докембрию или нижнему палеозою. Но уже тогда появились представления о молодом возрасте ряда метаморфических образований Центрального и Южного Памира. В. А. Николаев (Николаев, Вендланд, 1934; Николаев, 1936) был первым, кто настаивал на необходимости различать две стороны вопроса: время метаморфизма и возраст метаморфизованных толщ. Он первый указал на связь степени метаморфизма с пространственным размещением интрузивных тел. В местах, где палеозойские и мезозойские отложения прорваны гранитами, наблюдаются широкие ареалы гнейсифицированных пород.

Зорташкольский метаморфический комплекс. Западная и центральная части Музкольского хребта, а также бассейн р. Боз-Байтал сложены отложениями карбона, перми, триаса и юры. Обычно предполагалось, что эти отложения в Зорташкольском хребте срезаются разломом, к северу от которого распространены метаморфические образования нижнего палеозоя, выделявшиеся под названием зорташкольского комплекса и относившиеся уже к зоне варисцид Северного Памира. Считалось, что указанный разлом (Акбайтальский глубинный разлом, Главная тектоническая линия Памира и т. д.) пространственно совпадает с полосой акбайтальских чешуй, которые в западной части хребта Зорташкол выклиниваются; здесь разлом представлен единым разрывом, совпадающим с ущельем, получившим название сая Разломного. Автором (Руженцев, 1965) совместно с В. А. Швольманом было установлено,



что в саяе Разломном присутствует лишь небольшой внутриформационный надвиг, пространственно не связанный с полосой акбайтальских чешуй. К северу и северо-востоку от него развиты те же отложения, что и в бассейне р. Боз-Байтал. В бассейне р. Зорташкол степень метаморфизма этих отложений несколько возрастает, что, по-видимому, и послужило причиной выделения их в нижнепалеозойский зорташкольский комплекс.

Молодой возраст пород, слагающих долину р. Зорташкол, доказывается не только непосредственным прослеживанием горизонтов из районов, где их возраст обоснован палеонтологически, но и особенностями самого разреза. Здесь развиты серые песчаники и сланцы (выше 1500 м) сарезской свиты (карбон), слагающие ядра антиклиналей. И. А. Сиверцева (ВСЕГЕИ) в образцах пород, отобранных Г. С. Воскоянцем, установила зерна спор и пыльцы растений скорее всего намюрского возраста. Выше по разрезу залегает горизонт мраморизованных известняков, мергелей и доломитов (100—150 м), условно относимых к пермо-триасу (P_1-T_2). Еще выше появляются черные углистые филлиты, филлитизированные песчаники и сланцы (1500—2000 м) верхнего триаса и, возможно, нижней юры. В образцах черных сланцев, отобранных М. С. Дюфуром и автором, Э. Н. Кара-Мурза (НИИГА) обнаружила остатки пыльцы хвойных мезозойского облика. Пыльца имеет сходство с таковой, встречающейся в отложениях верхнего триаса — нижней юры.

На основании сказанного можно сделать вывод: музкольский и зорташкольский комплексы представляют собой не докембрийские или нижнепалеозойские образования, а метаморфизованные в мезозое или кайнозое каменноугольные, пермские, триасовые и юрские отложения.

В разрезе Центрального Памира выделяется несколько характерных литологических комплексов, каждый из которых отличается преобладанием определенных типов осадков.

Нижне- и среднепалеозойские отложения представлены относительно маломощной толщей преимущественно карбонатных мелководных осадков. Отложения этого возраста (от St_1 до C_3) слагают ряд изолированных участков, крупнейшим из которых является полоса Ак-Байтал — Ранг-Куль. Именно здесь работами Д. В. Наливкина (1926, 1932), А. В. Хабакова (1933), П. П. Чуен-

Фиг. 30. Сводная геологическая колонка палеозойских отложений Ак-Байтала
 1 — нижний кембрий; 2 — зорабатская свита ($St-O_1$); 3 — кызыл'dская свита (O_2-3); 4 — нижний силур; 5 — верхний силур; — нижний девон; 7 — средний девон; 8 — верхний девон; 9 — нижний карбон; 10 — средний карбон; 11 — верхний карбон

ко (1938), М. С. Дюфура (1958), П. Д. Виноградова (1959), В. И. Дронова и др. (1960), С. С. Карапетова (1960, 1961, 1963а, в, 1964), Б. П. Бархатова и Г. Г. Мельника (1961), Б. Р. Пашкова (1961, 1964а), В. И. Дронова (1963) был установлен непрерывный разрез ордовикских, силурийских, девонских и каменноугольных отложений в фациях акбайтальско-го типа (фиг. 30).

Каменноугольные (сарезская свита — отложения карбона в музкольских фациях), пермские, триасовые и юрские отложения образуют единый формационный комплекс, в общем сходный с таковым в пределах Юго-Восточного Памира. Здесь наблюдается чередование мощных терригенных и несравненно менее мощных карбонатных толщ.

Мел-палеогеновые осадки слагают орогенный комплекс, существенной частью которого является мощная палеогеновая моласса.

В настоящем разделе рассматриваются каменноугольные (сарезская свита), пермские, триасовые и юрские отложения, образующие геосинклинальную серию Центрального Памира.

Каменноугольные, пермские триасовые и юрские отложения

Разрез каменноугольных, пермских, триасовых и юрских отложений распадается на четыре неравные по мощности и особенностям слагающих их пород части: 1) мощную песчано-аргиллитовую, флишоидную (C_{1-2}); 2) маломощную карбонатную ($C_3—T_2$); 3) несравненно более мощную терригенную ($T_3—J_2bt_1$); 4) относительно маломощную карбонатную ($J_2bt_2—J_3$).

Нижне- и среднекаменноугольные слои выделяются под названием сарезской, верхнекаменноугольно-пермские — калакташской, нижне- и среднетриасовые — джилгакульской, верхнетриасовые, нижне- и среднеюрские — кокуйбельсуйской, средне- и верхнеюрские — дамаматской свит.

Характеристика разрезов

Каменноугольные и пермо-триасовые отложения широко распространены в горном массиве южнее Рангульской котловины. Наиболее полный разрез верхнего карбона перми, нижнего и среднего триаса обнажается в урочище Калакташ (фиг. 31, 1).

Мощность,
м

Сарезская свита.

Основание склона высоты сложено ритмично чередующимися кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами

Видимая около 200

Незначительное несогласие.

Калакташская свита.

1. Пачка известняков с тонким (0,5—1 м) горизонтом базального конгломерата. Преобладают микрозернистые разновидности. В виде отдельных прослоев и линзочек толщиной до 20 см присутствуют органогенно-обломочные известняки

5—10

2. Известняки темно-серые, органогенно-обломочные, содержащие прослой (до 15—20 см) кораллово-мшанковых разновидностей

35—40

3. Известняки черные, микрозернистые, иногда шламовые

35

4. Известняки темно-серые, микрозернистые, доломитистые

25—30

Джилгакульская свита.

1. Горизонт кирпично-красных, бурых, оранжевых кварцевых песчаников и доломитов

45

2. Доломиты бурые или красные, песчаные, переслаивающиеся с кварцевыми песчаниками

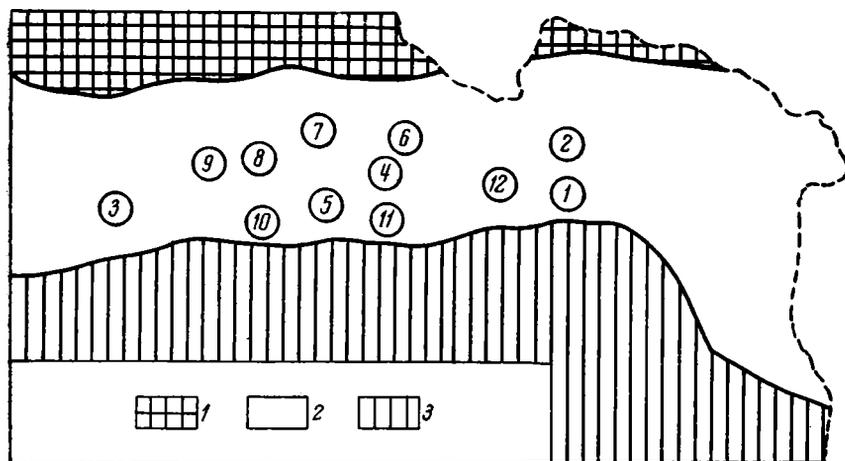
9—11

3. Доломиты бурые, желтовато-серые, железистые. Присутствуют линзы органогенно-обломочных известняков (пеллециподово-гастроподовый дет.)

11

4. Известняки светло-серые, желтовато-серые, красные, глинистые

28



Фиг. 31. Схема расположения рассматриваемых в работе разрезов Центрального Памира

1 — Северный Памир; 2 — Центральный Памир; 3 — Юго-Восточный Памир. Цифры на схеме — номера разрезов

Мощность,
м

- | | |
|---|---------------|
| 5. Песчаники серые, известковистые | 24 |
| 6. Известняки черные, тонкоосложистые, кремнистые, микрозернистые | 12 |
| 7. Известняки черные, доломитизированные, микрозернистые | Видимая 80—90 |

В районе озера Джилга-Куль Б. К. Кушлиным (1963) в отложениях, соответствующих слою 3, собраны остатки нижнетриасовых пелеципод, а в известняках верхней части свиты — пелециподы ладинского яруса среднего триаса.

На известняки пачки 7 надвинуты черные глинистые сланцы козындийской свиты (O_{2-3}).

Верхнетриасовые и нижне-, среднеюрские отложения широко распространены несколько севернее, где слагают водораздел Зор-Абат-Джилги и Бель-Айрыка (см. фиг. 31, 2). Нижние горизонты верхнего триаса здесь срезаны по пологому разрыву.

Кокуйбельсуйская свита (нижняя подсвита).

Мощность,
м

- | | |
|--|-----------------|
| 1. Филлиты черные, кварцевые, серицит-кварцевые алевролиты и рассланцованные песчаники. В средней части разреза присутствует горизонт (1,5—3 м) бурых крупногалечных конгломератов. Порода на 60—70% состоит из гальки мраморизованных известняков, кварца, кварцитов и песчаников, реже биотитовых гранитов | Видимая 350—400 |
| 2. Конгломераты черные, кварцевые. В основании преобладают мелкогалечные, вверх по разрезу появляются грубообломочные, а иногда и валунные разности | До 200—250 |

Слабо выраженное несогласие.

Кокуйбельсуйская свита (верхняя подсвита).

- | | |
|---|------------|
| 1. Горизонт бурых крупногалечных конгломератов. Галька представлена микрозернистыми известняками, глинистыми сланцами нижней подсвиты, кварцитами, кварцевыми песчаниками. По простиранию конгломераты часто переходят в бурые известковистые, известковисто-глинистые, иногда ожелезненные кварцевые песчаники | 60—70 |
| 2. Песчаники бурые, кварцевые, мелко- и среднезернистые, известковистые | 40 |
| 3. Конгломераты, аналогичные слою 1 | 30 |
| 4. Песчаники, аналогичные слою 2, присутствуют многочисленные тонкие (5—10 см) прослои черных кварц-серицит-углистых пород | 50 |
| 5. Песчаники, аналогичные слоям 3 и 4; появляются прослои зеленых туфогенных сланцев | Видимая 15 |

Преимущественно песчаная толща к северу постепенно переходит в пестрый горизонт, состоящий из зеленовато-серых известковисто-глинистых сланцев, мергелей, известняков, переслаивающихся с бурыми и зелеными песчаниками. Конгломераты присутствуют в подчиненном количестве. Кроме того, местами в значительном количестве появляются пласты порфиристов.

Рассмотренные отложения обнажаются на значительных площадях и западнее, в Музкольском хребте. Наиболее полный разрез карбонатного горизонта пермо-триаса составлен Э. Я. Левеном и Б. К. Кушлиным (Левен, 1959б; Кушлин, 1963) и Г.С. Воскоянцем (1963) в районе озера Джилга-Куль (см. фиг. 31, 3).

Выше песчано-сланцевой толщи сарезской свиты несогласно залегают:

	Мощность, м
Калакташская свита¹.	
1. Горизонт кварцевых и песчаниковых конгломератов	0,5—1
2. Андезитовые порфиристы	2—8
3. Желтовато-серые трещиноватые известняки, иногда доломитистые, содержащие раковины нанкинелл и мелких фораминифер	6—8
4. Андезитовые порфиристы	6—8
Джилгакульская свита².	
1. Кирпично-красные, серые, черные туфопесчаники, известковистые кварцевые песчаники. Вверх по разрезу количество карбонатного материала увеличивается. Порода содержит остатки нижнетриасовых пелеципод	30
2. Песчанистые известняки	21
3. Серые мраморы	38
4. Темно-серые известняки	6
5. Серые обломочные известняки, иногда конгломератовидные	2
6. Серые мергелистые известняки	3
7. Черные глинистые известняки	2
8. Серые известковистые конгломераты	24
9. Пестрые мергели, мергелистые известняки, содержащие остатки пелеципод ладинского яруса	25
10. Глинистые известняки	7

Отложения кокуйбельсуйской свиты слагают обширные участки в районе восточного окончания Музкольского хребта. Разрез по р. Ак-Сай (левый приток р. Восточный Пшарт) (см. фиг. 31, 4).

	Мощность, м
Нижняя подсвита.	
1. Основание долины здесь сложено толщей однообразных черных мелко- и среднезернистых песчаников, переслаивающихся с кварцевыми алевролитами и кварц-серицитовыми сланцами Видимая около 150	
2. Толща аналогичных песчаников и сланцев, содержащих многочисленные прослои и линзы бурых конгломератов мощностью от нескольких десятков сантиметров до 5—6 м. Галька хорошо окатана, представлена мраморизованными известняками. Реже присутствуют прослои кварцевых конгломератов. Встречаются отдельные слои измененных диабазов. Согласно Б. К. Кушлину (1963), толща охарактеризована остатками норийско-рэтской флоры	500
3. Горизонт черных кварцевых конгломератов	Около 300
4. Пачка зеленовато-серых песчаников и глинистых сланцев, содержащих остатки норийско-рэтской флоры	60

Верхняя подсвита характеризуется значительным разнообразием состава. В верховьях Ак-Сая, в осевых частях Музкольского хребта широко распространены кварцевые и кварц-полевошпатовые известковистые песчаники, содержащие прослои глинистых сланцев. Разрез подсвиты здесь таков:

	Мощность, м
1. Песчаники серые, известковистые, кварцевые. Встречаются редкие мало-мощные прослои кварцевых конгломератов	150
2. Песчаники бурые, известковистые, кварцевые	200—250

¹ Разрез свиты дается по Э. Я. Левену.

² Разрез свиты дается по Б. К. Кушлину.

Западнее Ак-Сая отложения кокуйбельсуйской свиты обнажены по рекам Моло-Кара-Джилга (левый верхний приток Восточного Пшарта) и Молджуран.

По левому и правому берегам нижнего течения Моло-Кара-Джилги (см. фиг. 31, 5) обнажаются:

Мощность,
м

Нижняя подсвита.

Песчаники черные, кварц-полевошпатовые, кварцевые или кварцево-сланцевые алевролиты, глинистые сланцы, содержащие прослой бурых конгломератов Видимая 700

Верхняя подсвита.

1. Аргиллиты черные с прослоями бурых среднегалечных конгломератов. Галька представлена бурыми песчаниками, кварцитами, мраморизованными известняками и черными глинистыми сланцами 30—40
2. Конгломераты бурые, слоистые, от мелкогалечных до валунных 60—70
3. Мергели темно-серые, с поверхности бурые, содержащие многочисленные прослой полимиктовых известковистых песчаников 40—70
4. Конгломераты темно-серые, кварцевые, среднегалечные 20
5. Песчаники, песчаные мергели, присутствуют многочисленные линзы бурых конгломератов Видимая до 120

Сходный разрез описан Э. Я. Левенем (1963) в бассейне р. Южный Сассык. Здесь также выше черных филлитов верхнего триаса залегает толща переслаивающихся известковистых песчаников и конгломератов.

В северном направлении разрез меняется. В осевых частях и вдоль северного склона Музкольского хребта значительно сокращается количество грубообломочных пород. Так, например, в нескольких километрах севернее верховьев Ак-Сая (верхнее течение рек Зор-Ярчи-чак и Белеули) можно наблюдать сравнительно полный разрез кокуйбельсуйской свиты (см. фиг. 31, 6).

Мощность,
м

Нижняя подсвита.

В основании разреза здесь залегает толща черных глинисто-углистых, кварцево-глинисто-углистых сланцев, кварцевых алевролитов, переслаивающихся с кварцевыми песчаниками. Присутствуют редкие прослой мелкогалечных бурых кварцевых конгломератов Видимая 400—500

Верхняя подсвита.

1. Песчаники серые, интенсивно известковистые, кварцевые. Встречаются многочисленные прослой и линзы песчаных известняков 40
2. Известняки светло-серые, мраморизованные 5
3. Сланцы зеленовато-серые, хлорит-серицитовые или хлорит-серицит-карбонатные, с прослоями черных рассланцованных слюдястых песчаников 60
4. Амфиболиты темно-зеленые 3
5. Сланцы зеленовато-серые до зеленых, хлорит-серицитовые, содержат значительную примесь кварцевого алеврита 70
6. Сланцы, аналогичные слою 5, переслаивающиеся с песчаными глинистыми известняками и измененными порфиритами Видимая 60—70

Западнее, в верховьях Гурумды и Джалана (см. фиг. 31, 7), выше однообразной толщи черных филлитов, рассланцованных песчаников и гранатовых сланцев верхнего триаса залегает мощная толща серых кварц-полевошпатовых известковистых песчаников, содержащая многочисленные линзы песчаных известняков. Здесь же присутствуют прослой серых мелко- и среднегалечных конгломератов. Далее к западу (верховья Северного Сассыка) разрез похожий, однако количество конгломератов заметно сокращается. Здесь же в изолированном тектоническом блоке обнажаются черные гранатовые сланцы, вверх по разрезу переходящие в черные углистые филлиты и филлитизированные песчаники, переслаивающиеся с белыми мраморизованными известняками. В филлитах М. С. Дюфур собрал плохо сохранившиеся растительные остатки мезозойского облика. На этом основании, а также на основании внешнего вида эти породы условно отнесены к верхнему триасу.

Северо-западнее (верховья р. Боз-Байтал; см. фиг. 31, 8) разрез кокуйбельсуйской свиты вновь меняется.

Мощность,
м

Нижняя подсвита.

1. Толща черных гранатовых сланцев, рассланцованных песчаников и филлитов, содержащая растительные остатки верхнего триаса

Видимая несколько сотен

Верхняя подсвита.

2. Мраморы и кварциты. Кварциты присутствуют в подчиненном количестве, иногда вовсе исчезают из разреза

70—90

Выше залегает толща мраморов (400—500 м), которая включает также отложения верхов средней и верхней юры.

К западу и югу от пика Советских Офицеров, по правому борту меридиональной части долины р. Сауксай (см. фиг. 31, 9 и 10) юрский разрез следующий. Выше песчано-аргиллитовой толщи верхнего триаса здесь залегают светлые зеленовато-серые известковистые песчаники, алевролиты, песчанистые мергели, конгломераты, гипсы. Выше появляется горизонт красных песчаников и сланцев. Оба горизонта соответствуют верхней подсвите кокуйбельсуйской свиты. Верхи средней и верхней юры представлены в основании разреза черными глинистыми слоистыми известняками и мергелями, перекрытыми толщей массивных черных битуминозных известняков.

Из долины Сауксая юрские отложения аналогичного типа прослеживаются к востоку, вплоть до правого борта долины р. Молджуран.

Своеобразные разрезы юры установлены в устьевых частях Ак-Сая и Сары-Мулы (см. фиг. 31, 11).

Мощность,
м

Нижняя подсвита.

Аргиллиты, песчаники с многочисленными прослоями бурых конгломератов смяты в серию изоклинальных опрокинутых к северу складок

Видимая несколько сотен

Резкое угловое несогласие

Верхняя подсвита.

1. Бурые крупногалечные конгломераты	30—40
2. Песчаники белесые, зеленовато-серые, сильно известковистые, с многочисленными тонкими прослоями песчанистых известняков, мергелей и гипса	12
3. Аргиллиты черные, известковистые	0,3
4. Песчаники бурые, светло-серые, кварцевые	1
5. Песчаники зеленовато-серые, опгипсованные, кварцевые	7
6. Мергели темно-серые	2
7. Алевролиты черные, известковистые	1,5
8. Песчаники светло-серые до белых, известковистые, с многочисленными тонкими прослоями мергелей и линзами бурых мелкогалечных конгломератов	6
9. Конгломераты зеленые, фиолетовые, иногда темно-красные до бурых, часто сильно рассланцованные. Галька более или менее хорошо окатана, однако слабо отсортирована, представлена белыми и черными известняками, кварцем, разнообразными песчаниками, аргиллитами, основными эффузивами. Конгломераты переслаиваются с горизонтами туфопесчаников	40—80
10. Горизонт фиолетовых и зеленых диабазов, базальтов, лавобрекчий с прослоями и линзами бурых конгломератов	50—60
11. Фиолетовые песчаники и аргиллиты	Несколько десятков

Сходный разрез составлен северо-западнее по левому борту Южного Ак-Байтала (Джамбайская антиклиналь) (см. фиг. 31, 12). Здесь силурийские отложения несогласно с базальными конгломератами перекрыты белесыми, зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами, песчанистыми известняками и мергелями, мощностью до 200 м. Выше залегает мощная толща серых, часто грубогалечных, иногда валунных конгломератов с прослоями песчаников и глинистых сланцев. В средней части толщи присутствует горизонт диабазов. Мощность толщи достигает 300—400 м.

Следует сказать, что отмеченные отложения отнесены к юре условно. Некоторые авторы (Буданов, Дронов, 1964) рассматривают их как палеогеновые на основании находок в конгломератах гальки меловых известняков.

Необходимо учитывать, однако, что в бассейне Саукся, в ряде мест правого борта Западного Пшарта, в долине Моло-Кара-Джилги можно наблюдать согласное, с постепенным переходом налегание характерного горизонта пестрых песчаников, мергелей и гипсов на палеонтологически обоснованные верхнетриасовые отложения. В свою очередь, по данным М. С. Дюфура и В. А. Швольмана, они перекрыты глинистыми известняками средней юры. На этом основании рассматриваемые отложения отнесены к юре.

Уже отмечалось, что в районе пика Советских Офицеров и по правому борту Западного Пшарта отложения кокуйбельсуйской свиты перекрыты палеонтологически охарактеризованными (кораллы, брахиоподы, пеллециподы) более или менее сильно мраморизованными известняками (дамаматская свита), возраст которых охватывает интервал от верхов средней до верхней юры. Обычно здесь выделяются две пачки: нижняя (слоистые мергели и глинистые известняки, глинисто-мергельные сланцы) и верхняя (массивные, грубослоистые, частично коралловые известняки). Мощность нижней пачки достигает 80—90 м, верхней — 200—400 м.

Фации

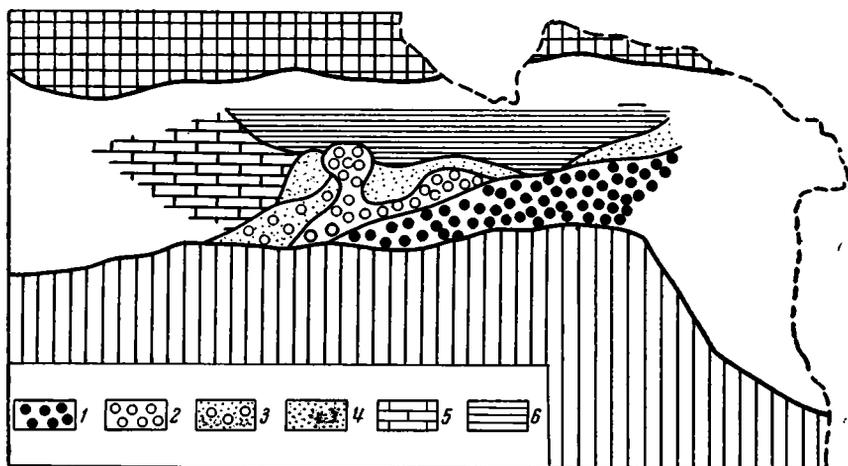
Сарезская свита. В нижнем и среднем карбоне на территории Центрального Памира существовала однообразная фациальная обстановка. Здесь возникла мощная песчано-аргиллитовая толща, лишь изредка содержащая незначительные прослои пелитоморфных известняков. Указанные отложения, по-видимому, формировались в обширном слабо расчлененном бассейне, куда из краевых поднятий в изобилии поступала масса мелкообломочного терригенного материала.

Калакташская и джилгакульская свиты. Условия седиментации резко изменились, начиная с верхнего карбона, когда после кратковременного периода поднятия и локальных складкообразовательных движений территория Центрального Памира была покрыта мелким морем. На всей территории Центрального Памира в верхнем карбоне и перми условия седиментации были сходными: происходило накопление преимущественно микрозернистых известняков. Лишь в пределах отмельных банок отлагались грубообломочные органогенные известняки.

В нижнем — среднем триасе характер седиментации изменился слабо. В нижнем триасе возник маломощный горизонт доломитов, доломитизированных, иногда глинистых известняков, содержащих более или менее обильную примесь обломочного кварцевого материала. Триасовый плоский, слабо прогибающийся бассейн периодически заполнялся осадками. Малейшее ослабление темпов прогибания приводило к появлению лагунных условий, заметному осолонению бассейна, а иногда и «перекompенсации» его осадками, кратковременному осушению и развитию коры выветривания.

Кокуйбельсуйская свита. Наиболее характерной ассоциацией пород нижней подсвиты (отложения верхнего триаса) является тонкое чередование глинистых, обычно интенсивно углистых, пиритоносных сланцев, кварцево-глинистых углистых сланцев, кварцевых алевролитов, кварцевых и кварц-полевошпатовых глинистых песчаников. Глинистые породы обычно содержат примесь кварцевого алеврита. Присутствует обильный растительный детрит. Кроме того, в ряде мест Музкольского хребта наблюдаются многочисленные прослои порфири-тов.

Глинисто-углистые сланцы и кварцевые алевролиты образуют основ-



Фиг. 32. Схема фациальной зональности ниже- и среднеюрских отложений Центрального Памира

1 — зона красноцветных конгломератов, залегающих несогласно на верхнетриасовых породах; 2 — зона конгломератов, залегающих согласно на верхнетриасовых породах; 3 — песчано-конгломератовая зона; 4 — песчаная зона; 5 — известняковая зона; 6 — зона известняков, глинистых сланцев, песчаников, основных, средних и кислых эффузивов. Клетками заштрихована территория Северного Памира, вертикальными линиями территория Юго-Восточного Памира

ной фон разреза, в котором встречаются, однако, прослои бурых мелко-, средне- или крупногалечных конгломератов. Они образуют прослои и линзы, достигающие мощности 10—15 м. Основная масса конгломератов сосредоточена вдоль южной окраины Музкольского хребта. По направлению к северу (осевые части хребта и его северный склон) количество конгломератовых прослоев заметно сокращается. Б. К. Кушлин (1963) отмечает одновременное сокращение роли обломочного материала с востока на запад. Рассматриваемые конгломераты представляют собой образования, резко отличные от тонких углисто-глинистых пород основного фона разреза. Конгломераты, по-видимому, формировались в иной фациальной обстановке, нежели углисто-глинистые сланцы. Возможно, что, возникнув в прибрежной зоне (хорошая сортировка и окатанность), галечный материал эпизодически выносился в область глинистой седиментации (морской пролювий).

В центральных частях Центрального Памира роль терригенного материала несколько падает. Наряду с преобладающими глинистыми породами здесь появляются известняки.

Верхняя подсвета (отложения нижней и средней юры) характеризуется значительной фациальной изменчивостью отложений. Наиболее характерными типами пород здесь являются разнообразные песчаники и конгломераты. В отличие от верхнего триаса глинистые образования присутствуют в подчиненном количестве.

В пределах Центрального Памира выделяются по крайней мере шесть фациальных зон, большинство которых имеет в целом восток-северо-восточное простирание (фиг. 32). Рассмотрим эти зоны по направлению с юга на север.

Вдоль южных окраин Музкольского хребта (южная периферия Центрального Памира) юрские отложения несогласно залегают на песчано-аргиллитовой толще триаса. Они представлены двумя горизонтами: нижним, сероцветным, и верхним, обладающим фиолетовым или красной окраской. Основным типом пород нижнего горизонта являются извест-

ковистые или огипсованные кварцевые песчаники, песчанистые известняки, мергели и гипсы с многочисленными линзами конгломератов. Указанные отложения формировались в прибрежных лагунах, окаймлявших с севера область поднятия, откуда периодически сносился грубый обломочный материал.

В связи с прогрессирующим ростом поднятия обломочный материал постепенно полностью засыпал лагуну. В это время здесь формируется песчано-конгломератовая толща верхнего горизонта.

По направлению к северу юрский разрез не испытывает существенных изменений. В нем также выделяются оба горизонта. Однако юрские отложения связаны постепенным переходом с верхнетриасовыми. Конгломераты низов разреза переслаиваются с черными филлитами и лишь постепенно вытесняют их из разреза. По-видимому, периодически из области поднятия в область прогибававшейся депрессии сносился поступающий все в большем количестве крупногалечный материал, который слагал отдельные выклинивавшиеся к северу линзы.

Юрские отложения, существенной частью которых являются конгломераты, по направлению к западу постепенно замещаются несколькими иными породами. Так, например, в нижнем течении р. Сауксай, в бассейне Южного Сассыка, по правому борту Молджурана в разрезах нижней и средней юры прослеживаются два горизонта: нижний, сложенный белесыми, зеленовато-серыми известковистыми песчаниками, гипсами, мергелями, редко мелкогалечными конгломератами, и верхний, представленный красными песчаниками. Указанные отложения, так же как и осадки первых двух фациальных зон, формировались в прибрежной полосе, в условиях постоянного привноса с юга терригенного материала. Рост краевого поднятия приводил к тому, что в конце нижней юры лагуны были полностью «засыпаны» обломочным материалом. Однако такое поднятие геоморфологически было выражено в различных местах неодинаково. Возможно, что резко выраженный рельеф суши сменялся более сглаженными участками. Это, по-видимому, объясняет, что конгломераты не образуют единой зоны вдоль всей южной периферии Центрального Памира, а слагают лишь отдельные, более или менее обширные участки, приуроченные к местам, где интенсивный размыв поднятия создавал благоприятные условия для образования мощной толщи грубофрагментарных терригенных осадков.

К северу и северо-востоку от зоны конгломератов располагалась область развития преимущественно песчаных пород, которые на юге зоны содержат прослои средне- и крупногалечных конгломератов. Севернее, в центральных частях рассматриваемой зоны, количество конгломератов сокращается. Здесь же песчаники содержат многочисленные прослои и линзы песчанистых известняков.

Удаленные от краевых поднятий районы Центрального Памира характеризуются значительным сокращением в юрском разрезе терригенных пород, особенно конгломератов и грубозернистых песчаников. В нижней и средней юре здесь существовали весьма пестрые фациальные условия. Основной фон разреза составляют известковистые глинистые сланцы, по-видимому, в значительной части представляющие собой разложенные туфогенные породы, песчанистые известняки, мергели и разнообразные эффузивные породы. Указанные осадки формировались в морском бассейне в условиях незначительного привноса обломочного терригенного материала. Лишь местами здесь наблюдаются отдельные прослои мелкогалечных конгломератов. Глинисто-карбонатные породы местами по простиранию замещаются почти исключительно карбонатными породами.

Д а м а т с к а я с в и т а. В конце средней и в верхней юре фациальная обстановка меняется. В это время на территории Центрального Памира возникла толща известняков. В батское и нижнекелловейское время

накапливались глинистые ракушняковые известняки. Иногда ракушняки замещаются тонкозернистыми мергелями, обогащенными тонким раковинным детритом. Рассматриваемый комплекс осадков формировался в тихом мелководном бассейне, на что указывает хорошая сохранность раковин.

В верхней юре, до кимериджского века включительно, на территории Центрального Памира продолжал существовать мелководный тихий морской бассейн. Здесь отлагались хемогенные микрозернистые карбонатные илы, часто содержащие многочисленные кораллы.

Конседиментационные структуры

Сарезская свита. В настоящее время отложения сарезской свиты имеют сравнительно небольшое распространение на территории восточной части Центрального Памира. Вследствие того, что до сих пор нигде не установлены горизонты, подстилающие свиту, а сама она не содержит выдержанных маркирующих горизонтов, не удастся составить отчетливых представлений о конседиментационных структурах. По-видимому, в это время здесь располагался субширотно ориентированный флишоидный трог, который заполнялся однообразными песчано-глинистыми осадками, видимая мощность которых не менее 2 км.

Калакташская и джилгакульская свиты. Вслед за общим поднятием и складкообразованием, которое происходило на рубеже среднего и верхнего карбона, установился совершенно иной тектонический режим. В верхнем карбоне, перми, нижнем и среднем триасе в Центральном Памире существовал прогиб, выполненный маломощными (максимум 400—450 м) преимущественно карбонатными осадками. Детали строения этого прогиба неясны. Очевидно лишь, что на территории Музкольского хребта располагалась относительно приподнятая зона. Отложения верхнего карбона здесь вовсе отсутствуют, а пермские осадки обладают незначительной мощностью (несколько метров). Таким образом, ось каменноугольно-пермо-триасового прогиба несколько погружалась к востоку, западные районы Центрального Памира постепенно вовлекались в опускание, а трансгрессия моря происходила лишь в пермское время. По-видимому, в триасе различия между западными и восточными частями прогиба сглаживались.

Кокуйбельсуйская свита. В верхнем триасе (нижняя подсвита) в связи с резкой активизацией тектонических движений на месте слабо опускавшейся, плоской структуры возник субширотно ориентированный прогиб, заполнявшийся мощными (не менее 2 км) терригенными осадками. По краям прогиб окаймлялся активно размывавшимися поднятиями, поставлявшими массу терригенного, часто крупнообломочного материала.

Детали строения прогиба из-за отсутствия четких маркирующих горизонтов и сильной дислоцированности верхнетриасовой толщи установить не удастся. По-видимому, он представлял собой единую, в целом равномерно прогибавшуюся структуру. Во всяком случае до сих пор в Центральном Памире не удается установить значительное изменение мощностей верхнетриасовых отложений. Лишь в конце триаса заметно начали разрастаться краевые поднятия. В это время южное поднятие возвышалось над уровнем моря. Триасовые слои сминались в его пределах в систему напряженных линейных складок и подвергались значительному размыву. (Юрские отложения залегают местами на силурийских и каменноугольных отложениях.) Однако осевая зона устойчивого опускания сохранилась, вследствие чего здесь продолжали накапливаться осадки.

В нижней и средней юре (верхняя подсвита) прогиб практически полностью унаследовал верхнетриасовый структурный план. Центральная зона максимального прогибания сохранилась приблизительно в том же

виде, что и в триасе. Она располагалась на территории осевых частей и северного склона Музкольского хребта, где мощность рассматриваемых юрских осадков достигает 500—700 м. С юга прогиб окаймлялся субшироко ориентированным поднятием. Однако по сравнению с триасом нижнеюрский прогиб расширялся, в опускание вовлекалось и поднятие, которое, по-видимому, в значительной степени снивелировано. Вдоль его крыльев накапливались относительно маломощные (90—110 м) осадки. По направлению к северу, в сторону осевых частей прогиба, мощность увеличивается примерно до 200—250 м.

К концу нижней и в средней юре намечается усиление контрастности вертикальных движений, хотя общий структурный план Центрального Памира не меняется. В пределах крыльев поднятий отлагаются сравнительно мощные (до 200 м) осадки. Однако следует отметить: здесь наиболее широко развиты грубые красноцветные терригенные породы (в том числе и конгломераты). По-видимому, их накопление происходило в условиях почти полной компенсации или даже перекомпенсации бассейна. Располагавшаяся к югу область поднятия геоморфологически была выражена резко и размывалась энергично.

Дамаматская свита. Очевидно, в это время на фоне значительного прогибания (мощность осадков 500—600 м) полностью или почти полностью исчезли краевые поднятия. Если они и существовали, то лишь как относительно приподнятые, не размывавшиеся участки дна моря. Сглаженностью тектонического рельефа, по-видимому, объясняется присутствие в разрезах юры почти исключительно карбонатных осадков. В это время на территории Центрального Памира располагался обширный плоский прогиб.

Формации

Нижняя терригенная флишоидная формация (сарезская) включает отложения нижнего и среднего карбона. Возможно, что в нее входят и более древние образования.

Рассматриваемый комплекс возник в широком слабо расчлененном относительно глубоководном трого, окаймлявшемся участками не слишком резко геоморфологически выраженной суши. Основным седиментационным процессом являлся равномерный разнос тонкого терригенного материала. Дополнительно происходило накопление крайне маломощных хомогенных карбонатных осадков.

Тектонические условия образования формации — устойчивое значительное прогибание с одновременным ростом периферических поднятий.

Карбонатная формация (калакташская) включает отложения калакташской и джилгакульской свит. Она представляет собой монофациальное весьма однородное маломощное (300—400 м) тело, соответствующее плоской, слабо прогибавшейся структуре. Наблюдающиеся локальные фациальные изменения обусловлены местными факторами и не отражают существенных различий в строении прогиба.

Рассматриваемый комплекс отложений накапливался в пределах плоского, слабо расчлененного морского бассейна. Жаркий климат и периодическое обмеление бассейна способствовали значительному его осолонению. Тектонические условия образования формации определялись неустойчивым и крайне незначительным прогибанием бассейна и еще менее устойчивым воздыманием области суши. Этим объясняется неширокое развитие здесь терригенных пород. Незначительные контрастность тектонических движений и темпы прогибания (максимум 450 м за одиннадцать веков) предопределили возникновение плоской ванны, слабо прогнутой даже в осевых частях.

Терригенная формация (кокуйбельсуйская) — верхнетриасовый кульм Центрального Памира — представляет собой полифациально, однако

сравнительно просто построенное мощное (свыше 2 км) тело, соответствующее резко выраженному прогибу, который был ограничен четкими, активно размывшимися поднятиями. Основной фон разреза кокубельсуйской формации составляют черные интенсивно углистые аргиллиты, кварцевые алевролиты и песчаники, содержащие отдельные покровы диабазов и спилитов, а также прослой кремнистых пород. Рассматриваемый комплекс возник в узком слабо расчлененном относительно глубоководном бассейне, располагавшемся в зоне теплого влажного климата.

Тектонические условия — устойчивое значительное прогибание зоны седиментации с одновременным ростом и усиленным размывом краевых поднятий. Рост поднятий не был равномерным. Периодические усиления и ослабления контрастности движений обусловили появление в составе формации мощных горизонтов грубообломочных терригенных пород. Увеличение количества последних вверх по разрезу указывает на то, что депрессия не сохраняла постоянной глубины. Сравнительно глубокая в начале верхнего триаса, она почти полностью заполнялась грубым обломочным материалом в конце его. Возможно, что на рубеже триаса и юры прогиб был перекомпенсирован.

Основным седиментационным процессом был разнос терригенного преимущественно глинистого или мелкообломочного материала. Гумидный климат и пышная растительность привели к обогащению пород углистым веществом. Дополнительно происходило накопление грубого терригенного материала, периодически выносившегося в виде мощных потоков из области размыва в зону аккумуляции.

Терригенная формация (музкольская), охватывающая отложения нижней и частично средней юры, соответствует узкому субширотному прогибу. В ее составе можно выделить две толщи: южную, соответствующую краевой части прогиба, и, возможно, расположенному уже выше уровня моря склону поднятия и, северную, приуроченную к осевой, наиболее прогнутой части прогиба.

Основной фон разреза южной толщи составляют красные, фиолетовые, бурые и серые конгломераты, гравелиты и песчаники, содержащие покровы полущелочных базальтовых лав. В нижней части разреза обычно присутствует горизонт лагунных отложений.

Рассматриваемый комплекс осадков возник в прибрежной части бассейна. Возможно, что на рубеже триаса и юры морские условия здесь сменялись лагунными. Плоский рельеф, незначительные темпы прогибания привели к отложению маломощных (80—100 м) глинисто-карбонатных илов и гипсов, которые накапливались в изолированных от моря водоемах. Во второй половине нижней юры в связи с общим воздыманием южного краевого поднятия лагуна была «засыпана» грубообломочным терригенным материалом. Перекомпенсация прогиба приводит к установлению континентального режима. Осадки накапливались в условиях континентального аридного климата.

Тектонические условия — устойчивое, хотя и неравномерное прогибание зоны седиментации с одновременным ростом периферических поднятий. Отложения приобретают облик типичной красноцветной молассы.

Основной фон северной толщи составляют бурые известковистые песчаники, алевролиты, песчаные мергели, аргиллиты. Вверх по разрезу в значительном количестве появляются основные, средние и кислые эффузивы, ассоциирующие с туфогенными сланцами и известняками. Местами (верховья Боз-Байтала) известняки почти полностью замещают терригенные породы.

Основным седиментационным процессом являлось осаждение хемогенного кальцита. Карбонатные илы постоянно разбавлялись относительно тонким терригенным материалом, в изобилии поступавшем из более

приподнятых участков. Сюда же периодически выносились массы грубо-обломочного материала, образующего невыдержанные по простиранию линзы (морской пролювий). Одновременно происходили подводные излияния лав различного состава.

По сравнению с образованием южной толщи рассматриваемый комплекс отложений целиком возник в морском бассейне.

Верхняя карбонатная формация представлена сравнительно мощными (600—700 м) известняками. Основной фон разреза составляют глинистые брахиоподово-пелециподовые ракушняковые известняки и микрозернистые известняки, часто переполненные одиночными кораллами.

Для этого периода характерен плоский мелководный морской бассейн. В опускание вовлекались не только прогибы, но и поднятия. Слабая контрастность вертикальных движений на фоне общего прогибания Центрального Памира вообще характерна для верхней юры.

В пределах западной части Центрального Памира выше карбонатной юрской формации залегает толща красноцветных юрско-меловых терригенных отложений. По-видимому, вновь в это время активизировались восходящие движения, которые привели к обособлению отдельных размывавшихся поднятий.

* * *

В нижнемеловое время восточная часть Центрального Памира приподнята. Море на длительный период покинуло его пределы. Мощная толща палеозойско-мезозойских отложений сминалась в серию крупных складок, ориентированных согласно с простиранием основных конседиментационных структур. Преобладали субширотные крупные линейные дислокации. Большое значение приобретали эрозионные процессы. Перерыв в осадконакоплении закончился лишь в верхнем сеноне (по-видимому, маастрихте), когда началась новая трансгрессия моря.

Мел-палеогеновые отложения

Отложения этого возраста слагают в пределах восточной части Памира две полосы: южную (долины Западного и Восточного Пшарта) и северную (Муз-Джилга и Кызыл-Джиик).

Наиболее низкими горизонтами мел-палеогенового разреза Пшартской полосы являются красноцветные песчаники, алевоолиты и сланцы (видимая мощность 70—80 м), подстилающие сенонские (вернее всего, маастрихтские) осадки. Верхнемеловые отложения представлены тонко чередующимися, взаимно переходящими по простиранию, белыми, розоватыми, микрозернистыми, часто органогенными (рудистовыми) известняками. Мощность 60—70 м.

Выше с постепенным переходом залегает мощная (до 1500 м) толща преимущественно красноцветных песчаников и конгломератов палеогена, содержащих прослойки андезитов и андезито-базальтов.

Фациальная обстановка в период накопления мел-палеогеновых отложений Центрального Памира отличалась своеобразием. В верхнем мелу здесь повсеместно формировался маломощный горизонт сравнительно однообразных рудистовых известняков. В это время существовал мелководный теплый морской бассейн, в котором осаждались карбонатные илы, часто ассоциирующие с пелециподовыми ракушняками.

Начиная с конца верхнего мела обстановка постепенно менялась. Плоские обширные структуры распадались на более мелкие. Все это происходило на фоне общего воздымания района и регрессии моря. Центральный Памир был разбит на серию субширотных относительно узких блоков. Некоторые из них активно воздымались, подвергаясь интенсивному размыву. Другие, наоборот, сохранялись в виде относительно опу-

щенных зон. В их пределах начинали накапливаться мощные красноцветные вулканогенно-терригенные толщи. По-видимому, уже в начале палеогена на территории Центрального Памира устанавливались континентальные или же прибрежно-лагунные условия. Масса обломочного, преимущественно грубого материала заполняла впадины, одна из которых располагалась вдоль южных окраин Центрального Памира, другая — Северного Памира.

Мел-палеогеновые отложения, слагающие орогенный комплекс Центрального Памира, состоят из двух формаций: нижней — карбонатной и верхней — красноцветной молассы.

АЛЬПИЙСКАЯ СТРУКТУРА ЮГО-ВОСТОЧНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

В структурном отношении рассматриваемый район представляет собой два мегасинклиория, которые возникли в кайнозое на территории разобобщенных верхнепалеозойско-мезозойских прогибов. Пожалуй, основной особенностью Юго-Восточного и в меньшей степени Центрального Памира является резкое несоответствие их позднеальпийского структурного плана с очертаниями главных мезозойских конседиментационных структур.

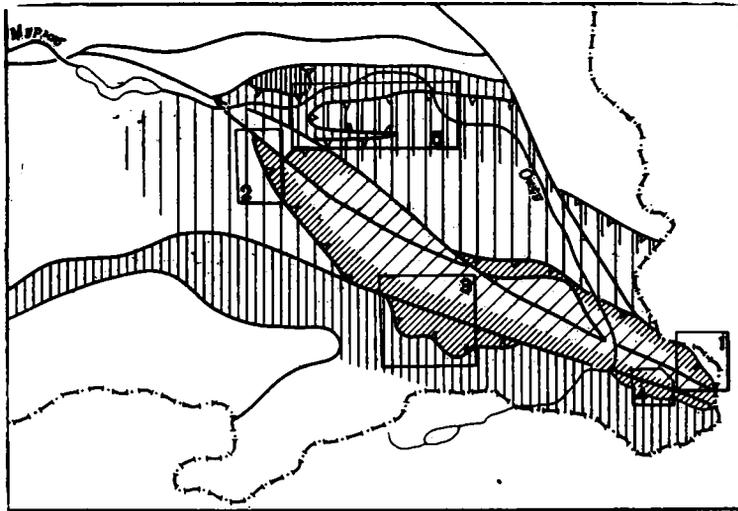
ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР

На территории Юго-Восточного Памира располагалось западное окончание обширного палеозойско-мезозойского прогиба. В соответствии с общей конфигурацией окончания этого прогиба наблюдается плавный, выпуклый к северо-западу, дугообразный изгиб всех фациальных зон и конседиментационных структур верхнего палеозоя и мезозоя. Аналогичное простирание имеют складчатые и разрывные нарушения, возникшие, по-видимому, в палеогене (раннеальпийские дислокации). Позднее (в неогене) подобный структурный план был нарушен в связи с образованием серии правых сдвигов. В это время существенно перерабатывались прежние дислокации, а структура района приобретала ее современный вид (позднеальпийские структуры).

Раннеальпийская структура

Рассматриваемая в данном разделе структура в первом приближении представляет собой систему выпуклых в северо-западном направлении дугообразных сложнадвиговых поясов и разделяющих их участков, на территории которых распространены простые, часто брахиформные дислокации (фиг. 33). Общая конфигурация этих зон совпадает с таковой главных конседиментационных структур верхнего палеозоя и мезозоя.

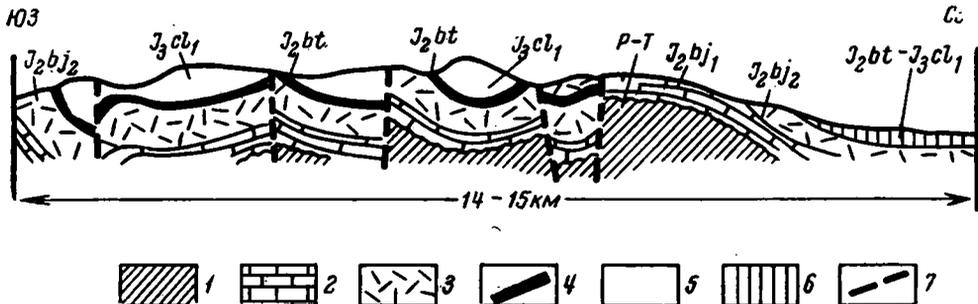
Центральный участок брахиформных дислокаций пространственно приурочен к области центральной юрской депрессии и частично к окаймляющей ее рифовой зоне. Это наиболее погруженная часть мегасинклиория, представляющая собой систему обширных (до 10—20 км) плоских мульд, разделенных более или менее сложно построенными антиклинальными перегибами (фиг. 34). Наиболее простой, по-видимому, была структура центральных частей района, где даже среди позднеальпийских нарушений (особенно в зоне растяжения и «чистого» сдвига, см. стр. 137), как правило, удается различить обрывки простых дислокаций. По направлению к периферическим частям района (при переходе к рифовой полосе) структуры постепенно меняются: здесь появляются линейно вытянутые, сдавленные, часто опрокинутые к северу или юго-западу складки, осложненные многочисленными надвигами и взбросами.



Фиг. 33. Схема раннеальпийской структуры Юго-Восточного Памира

1 — внутренняя зона брахиформных структур; 2 — предрифовая покровно-надвиговая зона; 3 — внешняя зона брахиформных структур; 4—6 — внешняя покровно-надвиговая зона: 4 — висячее крыло Мургабского надвига (пермо-триасовые отложения промежуточного типа, юрские отложения истыкского типа), 5 — система пластин массива Мынхаджир (разрезы мынхаджирской юры), 6 — лежащее крыло Муздубулакского надвига; 7 — надвиги; 8 — прочие разломы

Рамками очерчены участки, более подробно рассмотренные в тексте



Фиг. 34. Геологический профиль правого борта р. Иркалды-Джилга

1 — пермо-триасовые отложения; 2 — нижнебайосский подъярус; 3 — верхнебайосский подъярус; 4 — батский ярус; 5 — нижнекелловейский подъярус; 6 — бат-келловейские отложения; 7 — разломы

Как правило, рифовая полоса надвинута на одновозрастные отложения предрифовой депрессии. Зона надвигов представляла собой целую систему нарушений, хотя основное, по-видимому, проходило по внешнему краю рифов.

Ханюлинский надвиг

На востоке района внутририфовый надвиг отчетливо устанавливается в ряде мест бассейна р. Хан-Юлы (см. фиг. 33, участок 1). Здесь установлен непрерывный разрез байосских, батских и нижнекелловейских отложений в фациях, типичных для рифовой полосы р. Хан-Юлы (см. стр. 57).

Выше залегают:

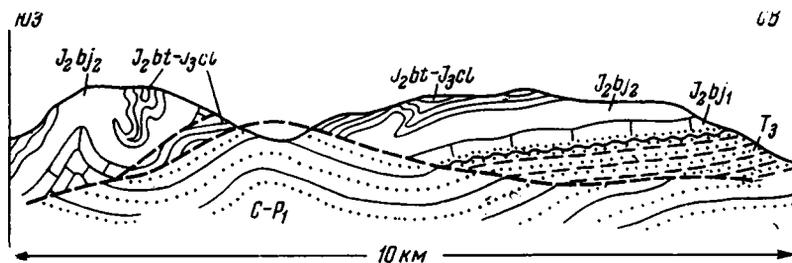
	Мощность, м
1. Зеленые мергели ($J_3cl_2^1$)	30—50
2. Светло-серые оолитово-водорослевые известняки ($J_3cl_2^2$), содержащие брахиоподы: <i>Kutchithyris jooraensis</i> (Kitch.), « <i>Rhynchonella</i> » <i>subplicatella</i> Kitch., « <i>Rh.</i> » <i>varsabilis</i> Kitch.	150—200
3. Зеленые мергели ($J_3cl_2^3$) с аммонитами: <i>Reineckeia</i> sp., <i>Hecticoceras</i> sp.; брахиоподами: <i>Kutchithyris baranovi</i> (Moiss.), « <i>Terebratula</i> » <i>kokkozensis</i> Moiss., « <i>T.</i> » <i>kelheimensis</i> Moiss., « <i>Zelleria</i> » <i>kurtekensis</i> Moiss.; пелециподами: <i>Aequipecten subinaequicostatus</i> Kas., <i>A. fibroso-dichotomus</i> Sow., <i>Pinna</i> cf. <i>lancaolata</i> Sow.	50—70
4. Выше местами на отложениях пачки 2, местами — пачки 3 залегают мергели ($J_3cl_2^1$) с брахиоподами: <i>Kutchithyris eurypiticha</i> (Kitch.), <i>K. breviplicata</i> (Kitch.), <i>K. planiconvexa</i> (Kitch.) и пелециподами: <i>Ceratomya concentrica</i> Sow., <i>Inoperna plicata</i> Sow.	20—30
5. Светло-серые оолитово-водорослевые известняки ($J_3cl_2^2$) с брахиоподами: <i>Kutchithyris jooraensis</i> (Kitch.), <i>K. dhosaensis</i> (Kitch.), « <i>Rhynchonella</i> » <i>subplicatella</i> Kitch., « <i>Rh.</i> » <i>varsabilis</i> Kitch.	200
6. Зеленые мергели ($J_3cl_2^3$) с брахиоподами: <i>Kutchithyris baranovi</i> (Moiss.), <i>K. carvakensis</i> (Kitch.), « <i>Terebratula</i> » <i>kokkozensis</i> Moiss., « <i>Zelleria</i> » <i>kurtekensis</i> Moiss., <i>Aconthorhynchia</i> sp.; пелециподами: <i>Pseudolimea alternocosta</i> d'Orb., <i>Aequipecten subinaequicostatus</i> Kas., <i>Arcomytilus subpamirica</i> Andreeva, <i>Spondilopecten</i> sp. и др.	40
7. Водорослево-оолитовые известняки (J_3cl_3 — ox_1)	До 300

Очевидно, что среднекелловейский разрез района двоек, причем пластичные относительно маломощные горизонты мергелей служили своеобразной «смазкой», способствующей перемещению мощных, массивных, более жестких рифогенных горизонтов. Характерно, что степень дислоцированности слоев в целом незначительна. Отложения повсеместно образуют пологую моноклиналь, в пределах которой слои наклонены к западу под углом 5—25°. Местами глинистые известняки верхов среднего келловей автохтона и мергели низов среднего келловей аллохтона срезаны, интенсивно раздавлены между массивными пластами мощных известняков ($J_3cl_2^2$); часто они образуют характерные сильно перемятые раздувы.

Видимая непосредственно в обнажениях амплитуда Ханюлинского надвига достигает примерно 4,5—5 км; его плоскость в целом согласно с падением слоев полого наклонена к западу. Лишь на востоке, по-видимому, во фронтальной части надвига породы аллохтона смяты в систему субмеридиональных напряженных складок.

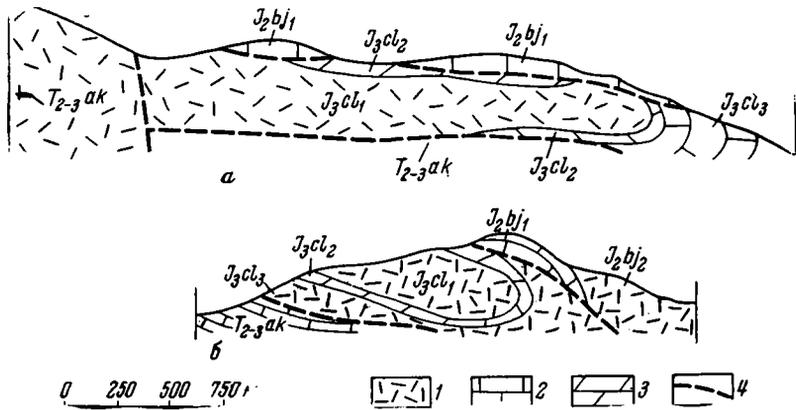
Истыкский надвиг

Система надвигов установлена и северо-западнее, где образует широкую полосу вдоль долины Истыка. Породы базардаринской свиты (С — Р₁) надвинуты на байосские, батские и нижнекелловейские отложения предрифовой полосы Куристыка, которые, в свою очередь, сорваны с пермо-триасового основания (фиг. 35).



Фиг. 35. Геологический профиль через Истыкский надвиг (левый борт р. Истык)

Западнее (левый борт Уч-Джилги) система надвигов срезана Карасуйским сдвигом. Она появляется лишь много северо-западнее в горах Чакобай-Атайды (водораздел Карасу — Ничке-Джилга). Здесь наблюдается серия широтных разрывных нарушений, часто ассоциирующихся с крупными лежащими складками. Так, например, на южном склоне гор Чакобай-Атайды расположена лежащая антиклиналь, ядро которой сложено коралловыми рифами нижнего келловея, а крылья — глинистыми



Фиг. 36. Геологические профили через горы Чакобай-Атайды

а — широтный; б — меридиональный.

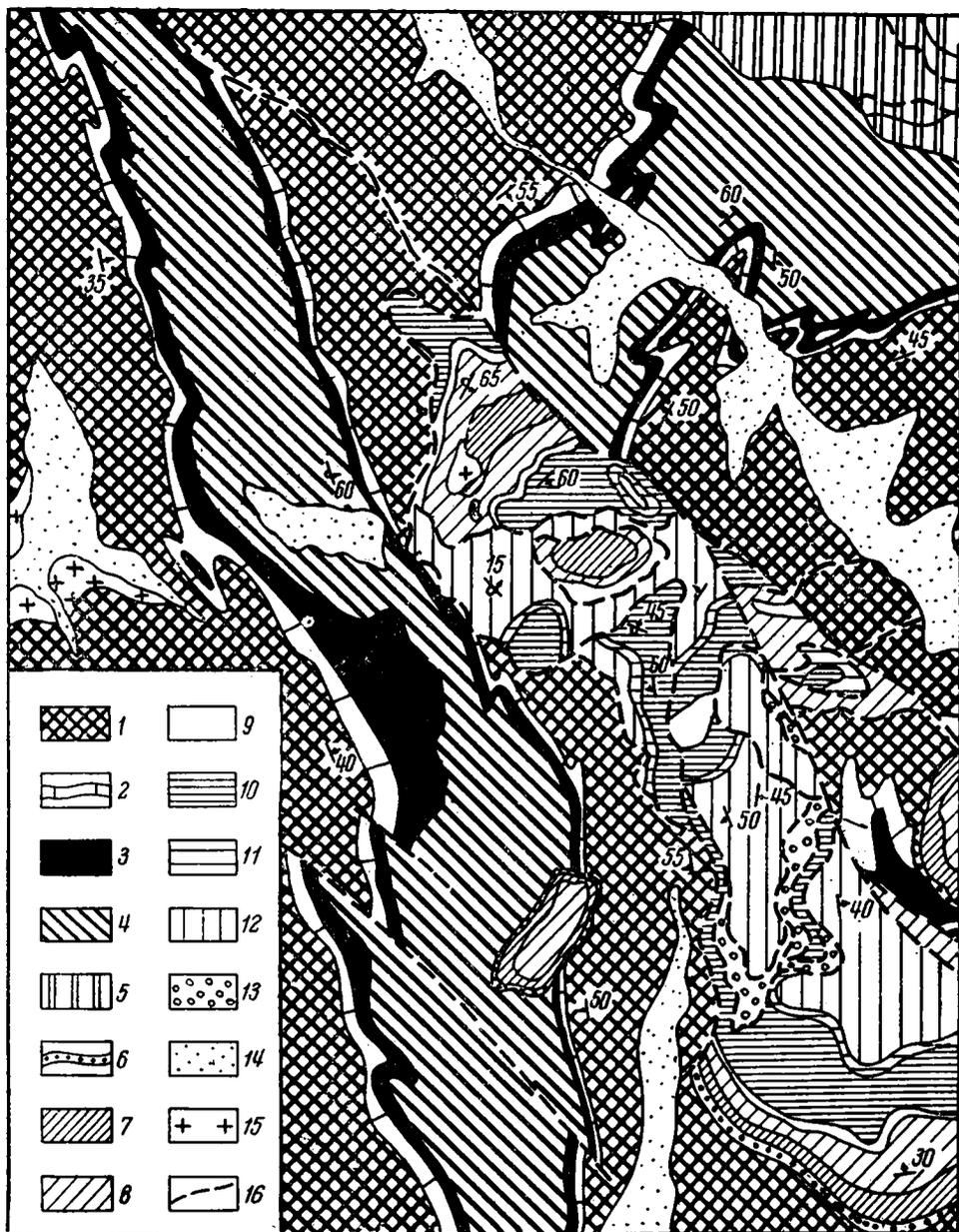
1 — водорослевые рифы; 2 — слоистые известняки; 3 — мергели; 4 — разрывные нарушения

известняками среднего и водорослевыми известняками верхнего келловея. Антиклиналь с юга надвинута на акташские известняки и, в свою очередь, перекрыта байосскими известняками (фиг. 36).

Система надвигов бассейна р. Боз-Тере

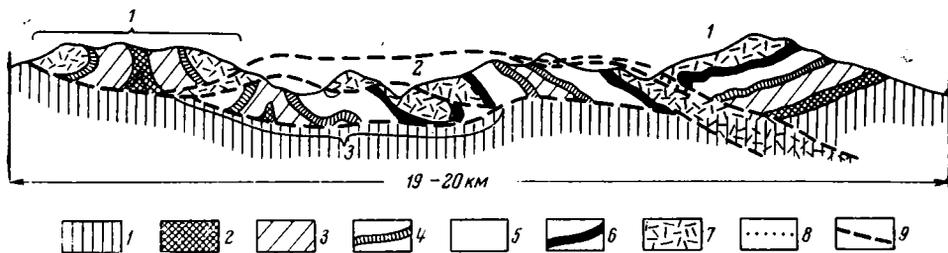
Северо-западнее зона надвигов меняет свое широтное простирание на меридиональное. В бассейне Южной и Северной Боз-Тере обнажается меридиональная покровная антиклиналь (фиг. 37). Наиболее отчетливо детали ее строения могут быть выявлены к северу от горного массива Чакобай (левый борт верховьев Южной Боз-Тере). Массив Чакобай сложен юрскими отложениями в рифовых фациях. Здесь установлен непрерывный разрез байосских (*Amussiopsis pamirica* Andreeva), батских (*Pseudolimea duplicata* Sow., *Modiolus lonsdalei* Mor. et. Lyc.), нижнекелловейских (*Kutchithyris euryptycha* Kitch., *K. breviplicata* Kitch.), среднекелловейских (*Aequipecten subinaequicostatus* Kas.) и верхнекелловейских отложений. Слои образуют простую синклинали. В пределах ее западного крыла они падают на восток под углом 30—35°, восточного — на запад под углом 40—50°. По направлению к северу, примерно в центральной части синклинали, обособляется меридионально вытянутая антиклиналь, шарнир которой постепенно воздымается по направлению к северу.

Из-под известняков среднего и верхнего келловея здесь появляются сначала третичные красные конгломераты, а затем полная (байос, бат, келловей) толща юрских отложений (рифовые фации). Байосские известняки содержат *Parkinsonia* sp., *Chlamys meriani* Grepp., *Ch. dewalquei* Opp., батские глинистые известняки — *Aequipecten vagans* Sow., нижнекелловейские водорослевые рифы — *Kutchithyris euryptycha* (Kitch.), *Sphenorhynchia asymmetrica* (Kitch.), среднекелловейские мергели — *Aequipecten subinaequicostatus* Kas. Крылья складки



Фиг. 37. Геологическая карта бассейна Северной и Южной Боз-Тере (участок 2 на фиг. 33)

1 — базардаринская свита (C_1-P_1a); 2 — кубергандинская, ганская и карабелесская свиты (P_1a-P_2, p_{11}); 3 — кобригенская свита (T_1-3k); 4 — истыкская свита (T_3p-r); 5 — ниже- и среднеюрские сложения мынхаджирского типа; 6 — юрские базальные конгломераты (караулдындалинская свита); 7 — нижнебайосский подъярус; 8 — верхнебайосский подъярус; 9 — батский ярус; 10 — нижнекелловейский подъярус; 11 — среднекелловейский подъярус; 12 — верхнекелловейский подъярус; 13 — третичные отложения; 14 — четвертичные отложения; 15 — меловые граниты; 16 — разломы



Фиг. 38. Продольный профиль через Бозтертинскую покровную антиклиналь

1 — пермо-триасовые отложения; 2 — нижебайосский подъярус; 3 — верхнебайосский подъярус; 4 — батский ярус; 5 — нижнекелловейский подъярус; 6 — среднекелловейский подъярус; 7 — верхнекелловейский подъярус; 8 — третичные отложения; 9 — разломы.
Цифры на профиле: 1, 3 — верхняя пластина (1 — нормальное крыло, 3 — подвернутое крыло); 2 — нижняя пластина

образованы породами юры и кайнозоя. Слои в пределах западного крыла наклонены под углом 50—60°, восточного — 40—50°. Ядро складки сложено также рифогенными породами, обычно смятыми в систему весьма сложных, часто изоклиналильных складок. Таким образом, юрский разрез здесь сдвоен.

Принципиальное строение «антиклинали» показано на фиг. 38.

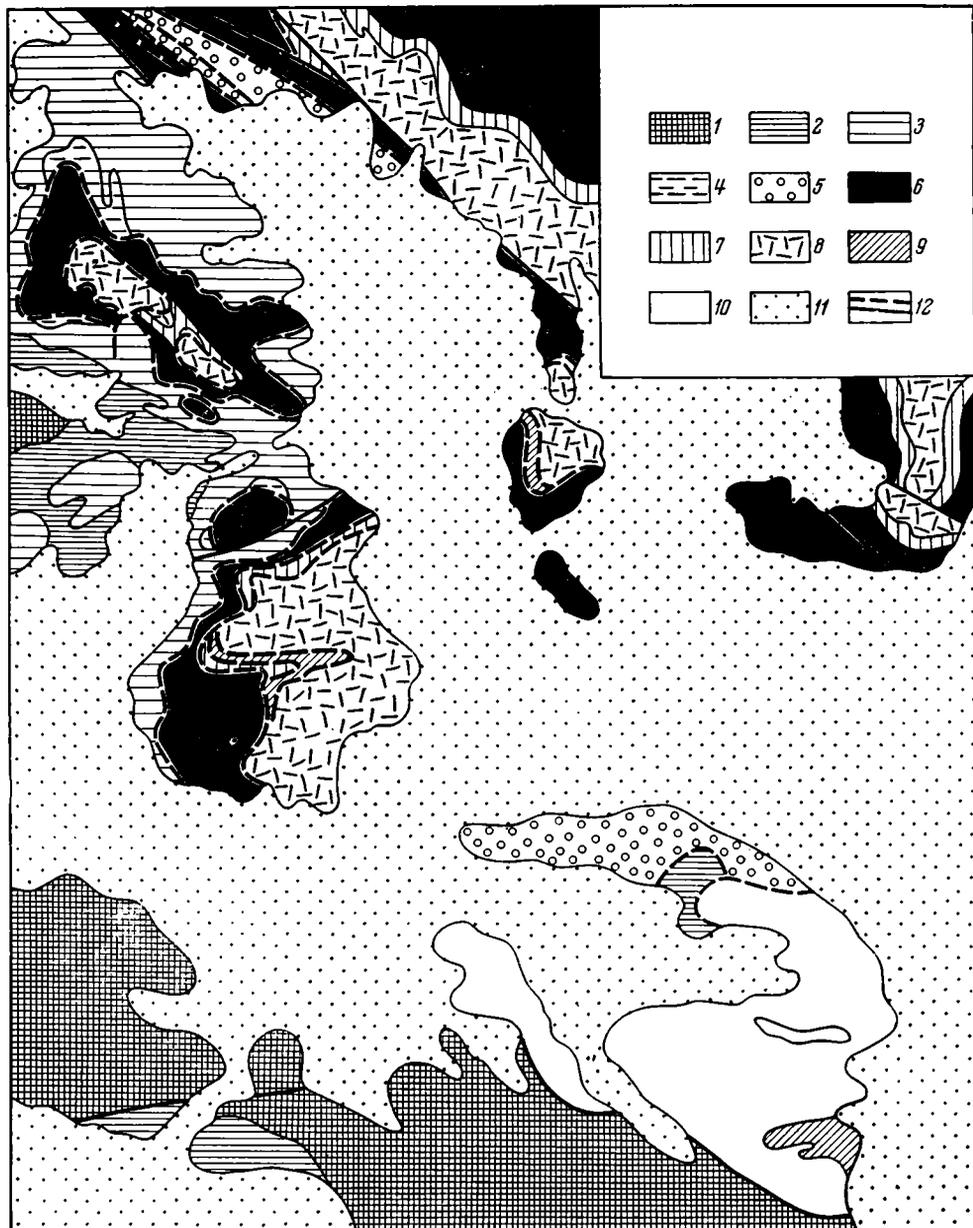
Гурумдинский надвиг

Гурумдинский надвиг, по-видимому, наиболее крупный в рассматриваемой полосе, наблюдался нами в урочище Кокджар-Джанги-Даван, на стыке Гурумдинской и Истыкской зон (фиг. 39). Здесь останцы покрова юрских рифов (Истыкская зона), залегающих на разновозрастных отложениях Гурумдинской зоны, образуют три изолированных выхода. Первый из них расположен в районе высоты 5102 м, основание которой сложено среднеюрскими отложениями. В пределах ее западной части обнажается черная песчано-сланцевая с прослоями известняков толща, содержащая аммониты, пеллециподы и брахиоподы нижнего байоса (мощность около 150 м). Выше залегают тонкоплитчатые черные глинистые известняки и мергели (мощность до 200 м), местами переполненные остатками верхнебайосских паркинсоний¹, а также брахиопод *Sphaeroidothyris karauldindalaensis* (Moiss.). Указанные известняки окаймляют высоту в виде непрерывного кольца; лишь в пределах ее северного окончания выше верхнебайосских известняков согласно залегают зеленовато-серые мергели (видимая мощность 80—90 м), содержащие пеллециподы *Posidonia buchii* Roem., *Entolium demissum* Phill., *Ent. cingulatum* Goldf., *Variamusimum* cf. *nonarium* Quenst., *Pholodomya murchisoni* Sow. и брахиоподы *Cryptorhynchia pulcherrima* (Kitch.), *Kutchithyris acuminata acuminata* (Kitch.), *Kutchithyris euryptycha* (Kitch.), *K. trifonovi* (Moiss.), *Sphenorhynchia pamirica* (Moiss.) батского, возможно, нижнекелловейского возраста.

Указанные отложения смяты в серию морфологически сложных преимущественно северо-восточных складок.

Вершину высоты (фиг. 40, а) образуют светло-серые до белых рифогенные известняки, отделенные от пород основания мощной (10—50 м) зоной ярко-красных брекчий.

¹ Видовой состав байосских аммонитов смотри на стр. 60.



Фиг. 39. Геологическая карта долины Кождjar-Джанги-Даван-сая (участок 3 на фиг. 33).

1—5 — Гурумдинская зона: 1 — седекская свита (J_1-2), 2 — нижнебайосский подъярус, 3 — верхнебайосский подъярус, 4 — бат-нижнекелловейские отложения, 5 — третичные отложения; 6—10 — Истыкская зона: 6 — верхнебайосский подъярус, 7 — батский ярус, 8 — нижнекелловейский подъярус, 9 — среднекелловейский подъярус, 10 — верхнекелловейский и нижнеоксфордский подъярусы, 11 — четвертичные отложения; 12 — разломы

	Мощность, м
1. В основании тектонического покрова выше батских мергелей залегает горизонт известняков верхнего байоса. Аммониты: <i>Oppelia</i> sp., <i>Parkinsonia</i> sp.; пелелиподы: <i>Plagiostoma</i> sp., <i>Amussiopsis</i> sp.	200
2. Выше согласно залегают коричневато-серые глинистые известняки, содержащие остатки батских брахиопод: <i>Cryptorhynchia pulcherrima</i> (Kitch.), <i>Kutchithyris acuminata</i> (Kitch.) и пелелипод: <i>Posidonia buchi</i> Roem., <i>Chlamys ambigua</i> Münster., <i>Entolium rugosum</i> Andreeva	50
3. Серые плитчатые мергели с келловейскими брахиоподами: <i>Kutchithyris euryptycha</i> (Kitch.): <i>K. breviplicata</i> (Kitch.), <i>Phyctothyrus subcanaliculata</i> (Opp.) и пелелиподами: <i>Posidonia buchi</i> Roem., <i>Entolium cingulatum</i> Goldf.	30—32
4. Выше с мощной брекчией в основании местами на рифах байоса, местами на мергелях бат-келловей залегают массивные рифогенные известняки нижнего келловей. В них встречены раковины <i>Kutchithyris subingluwiosa</i> (Moiss.), <i>K. breviplicata</i> (Kitch.), <i>K. euryptycha</i> (Kitch.)	До 150

Отложения аллохтона слабо дислоцированы: они образуют пологую, наклоненную к юго-западу моноклиналь.

Примерно в 2—3 км к югу расположена высота 4913 м, основание которой также слагают песчаники и сланцы нижнего байоса, слоистые известняки и мергели верхнего байоса, батские мергели. Все горизонты хорошо охарактеризованы палеонтологически.

Разрез аллохтона имеет следующее строение:

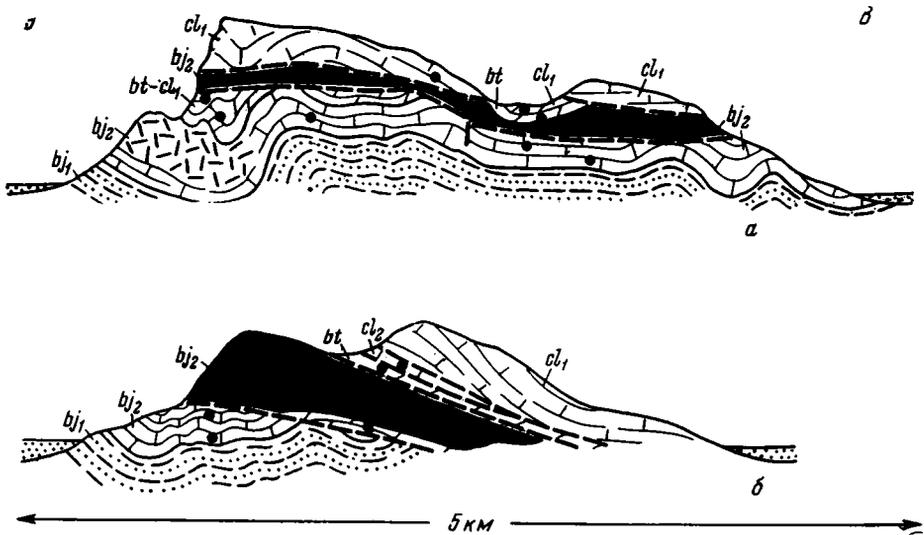
	Мощность, м
1. Массивные рифогенные известняки (J ₂ b ₂) с брекчией в основании, залегающие местами на байосских, местами на батских отложениях цоколя. В пределах северо-восточного окончания высоты рифы содержат прослойки слоистых известняков с аммонитами <i>Parkinsonia</i> cf. <i>parkinsoni</i> Sow.; брахиоподами <i>Burmishynchia shanensis</i> Buckm. и др.	До 300
2. Выше залегает (контакт тектонический) горизонт слоистых глинистых интенсивно перемятых разлинзованных известняков, содержащих остатки пелелипод: <i>Posidonia buchi</i> Roem., <i>Entolium demissum</i> Phill., <i>Ent. cingulatum</i> Goldf., <i>Ent. rugosum</i> Andreeva, <i>Pholodomya murchisoni</i> Sow., <i>Modiolus lonsdalei</i> Mor. et Lyc. (батский ярус)	0—40
3. Местами выше батских мергелей в виде тектонических линз появляются детритовые известняки и мергели с многочисленными остатками среднекелловейских аммонитов: <i>Reineckeia</i> cf. <i>hungarica</i> Till., <i>R. cf. stuebeli</i> (Seim.), <i>R. cf. anceps</i> (d'Orb.) и брахиопод: « <i>Terebratula</i> » <i>dobroglaca</i> Sim., « <i>Rhynchonella</i> » <i>concinna</i> Sow., <i>Kutchithyris caschtepaensis</i> (Moiss.)	0—40
4. Венчают разрез аллохтона мощные рифовые известняки нижнего келловей с <i>Kutchithyris breviplicata</i> (Kitch.), <i>K. euryptycha</i> (Kitch.), <i>K. subingluwiosa</i> (Moiss.)	До 300

Как и в первом случае, слои автохтона сравнительно сильно дислоцированы, в то время как пластины покрова залегают в виде пологой, наклоненной к востоку моноклинали (фиг. 40, б).

В нескольких километрах юго-западнее по правому борту долины Чемсары наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

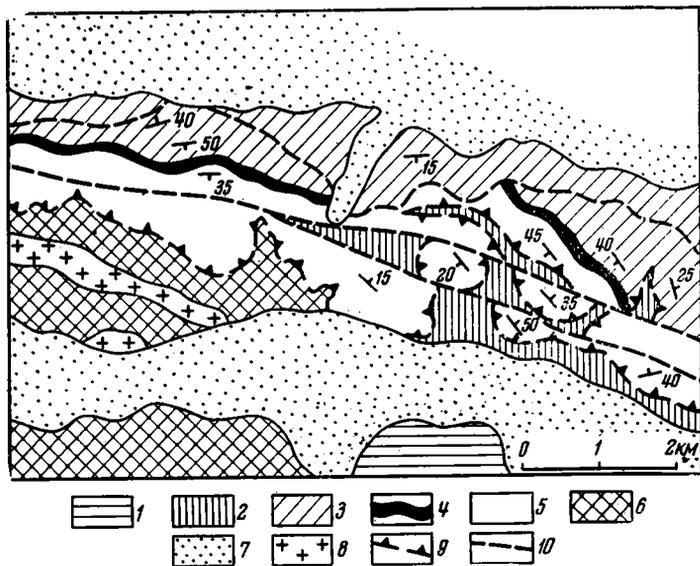
	Мощность, м
1. Третичные красноцветные конгломераты и песчаники	70—80
2. Черные слоистые глинистые известняки верхнего байоса (<i>Sphaeroidothyris karauldyndalaensis</i>) в фациях Гурумдинской зоны	50
3. Рифовые известняки среднего — верхнего келловей и оксфорда (многочисленные аммониты и брахиоподы)	300—400

Здесь также рифовые известняки Истыкской зоны надвинуты на слоистые известняки Гурумдинской зоны. Надвиг юрских отложений истыкского типа на образования Гурумдинской зоны протягивается через весь Юго-Восточный Памир от Кокбелеса на северо-западе до Беика на юго-востоке. На крайнем юго-востоке области покровное налегание отчетливо установлено на водоразделе Беика и Чон-Таша (фиг. 41).



Фиг. 40. Тектонические покровы правого борта долины Кокджар-Джанги-Даван-сай
 а — район высоты 5102 м; б — район высоты 4913 м; черные точки — места сбора фауны

По правому борту долины Бенка практически на всем его протяжении обнажаются черные тонкоплитчатые глинистые известняки, мергели или известковистые аргиллиты верхнего оксфорда (*Peresphinctes (Dichotomoceras) cf. dichotomus* (Buckm.), *P. cf. planula* Hebl., *P. cf. obliqueplicatus* Waag., *P. cf. biplex* Sow., *P. cf. elizabethae* Rjaz., *Ochetoceras* sp.) и эффузивы тешикташской толщи (Pg). Юрские и палеогеновые отложения полого погружаются в северном направлении. Водораздельный гре-



Фиг. 41. Геологическая карта водораздела рек Бенк и Чон-Таш
 (участок 4 на Фиг. 33)

1, 2 — Гурумдинская зона: 1 — истыкская свита (Тп-г); 2 — оксфордский ярус; 3—5 — Истыкская зона: 3 — байосский ярус, 4 — батский ярус; 5 — нижнекекеловейский подъярус; 6 — палеогеновые отложения; 7 — четвертичные отложения; 8 — палеогеновые граниты; 9 — надвиги; 10 — сдвиги

бень и южный склон долины Чон-Таша сложен акташскими известняками (T_{2-3}) и юрскими отложениями истыкского типа. Здесь присутствуют водорослевые известняки верхнего байоса и нижнего келловея, разделенные маломощным горизонтом батских мергелей. В некоторых меридиональных оврагах, пропиливающих южный склон междуречья Беика и Чон-Таша, отчетливо видно, как отложения оксфорда и палеогена полого погружаются под байосские и нижнекелловейские рифы. Плоскость надвига сначала под углом $5-10^\circ$, далее к северу $35-40^\circ$ падает к северо-востоку. Местами аллохтон почти полностью размыт, местами он сохранился достаточно хорошо.

Максимальная устанавливаемая в поле амплитуда Гурумдинского надвига достигает 14 км (Кокджар), минимальная — 3—5 км (Беик). Однако следует помнить, что такая амплитуда является видимой. Учитывая, что покров сильно размыт, можно предположить, что истинная амплитуда первоначально была большей.

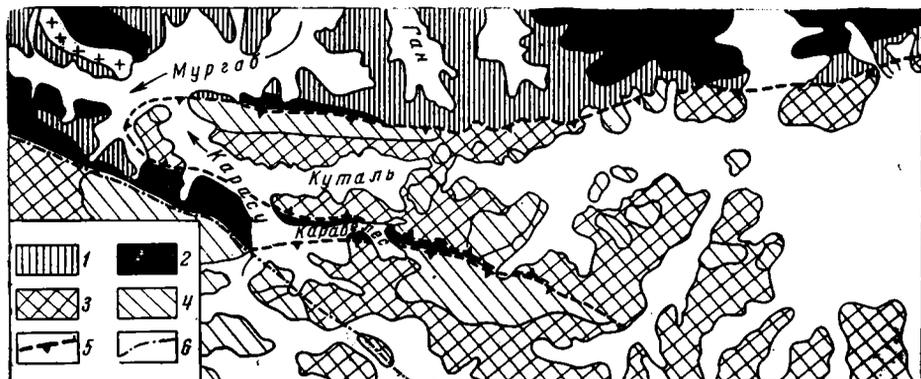
Необходимо отметить также, что на породы Гурумдинской зоны надвинуты непосредственно отложения рифовой полосы. Уже отмечалось, что в Истыкской зоне перед рифом располагались предрифовая депрессия и полоса развития отложений карабелесского типа, общая ширина которых достигает 35—40 км. Если предположить, что эти же зоны первоначально располагались и к юго-западу от рифа и имели приблизительно ту же или даже меньшую ширину, то придется считать амплитуду Гурумдинского надвига значительно больше 14 км. Подобный же вывод можно сделать и из анализа расположения фаций пермо-триасовых отложений. Дело в том, что по Гурумдинскому надвику приведены в соприкосновение отложения окраинной и центральной зон, то есть совершенно перекрыты отложения промежуточной зоны, ширина которой в массиве Ак-Бура достигает около 55 км, а в Базардаринском хребте — 35—40 км. Даже если предположить общее сужение всех пермо-триасовых зон на территории юго-западной части области, необходимо привлечь значительные покровные перемещения для объяснения необычного сонахождения отложений окраинного и центрального типов.

Пластины аллохтона в целом дислоцированы слабо, значительно слабее, нежели отложения автохтона. Вряд ли это можно объяснить относительной пластичностью отложений Гурумдинской и жесткостью пород Истыкской зон. В тыльной части Гурумдинского надвига отсутствуют значительные структуры растяжения. Здесь развиты относительно молодые толщи, выполняющие ядро Истыкского синклинария. По-видимому, мы имеем дело не с надвижением истыкских образований на гурумдинские, а наоборот, пододвиганием последних под первые.

К северу от рассмотренной полосы надвигов располагается обширная территория, в пределах которой юрские отложения залегают полого. Они образуют крупные структуры с наклоном слоев в $5-30^\circ$. Такое строение имеет район от долины Куристыка на юге до Куталь-Карабелеса на севере. В целом очень простая структура несколько нарушена вдоль его северного края, где появляются несколько крупных складок, осложненных круто падающими надвигами и взбросами.

Севернее протягивается вторая широтная полоса, имеющая сложно-надвиговое строение. Переход между обеими структурными зонами незаметный. Еще в районе развития брахиформных складок в ядре антиклинали урочища Карабелес из-под полого залегающих пермо-триасовых отложений промежуточной зоны и юрских известняков карабелесского типа (краевая часть Истыкской зоны) появляются юрские отложения мынхаджирского типа. Примерно в этом месте начинается периферическая зона надвигов, охватывающая территорию широтного отрезка долины Оксу (см. фиг. 33).

В своей работе Э. Я. Левен (1959а) впервые обратил внимание на то, что южнее широтного отрезка долины Оксу пермо-триасовые осадки окраинной и промежуточной зон сближены. Оба типа отложений резко различаются и в фациальном отношении и по мощностям. В Базардаринском хребте между ними существует широкая (15—20 км) полоса переходных отложений. Э. Я. Левен связывал такое сонахождение обоих типов отложений с Мургабским надвигом, по которому пермо-триасовые породы промежуточной зоны были надвинуты к северу на осадки окраинного типа. Позднейшие исследования В. И. Дронова и автора в целом подтвердили правильность этих представлений.



Фиг. 42. Геологическая схема бассейна р. Карасу (участок 5 на фиг. 33)

1, 2 — Мынхаджирская зона: 1 — пермо-триасовые отложения окраинного типа, 2 — юрские отложения мынхаджирского типа; 3, 4 — Истыкская зона: 3 — пермо-триасовые отложения промежуточного типа, 4 — юрские отложения истыкского типа; 5 — Мургабский надвиг; 6 — Карасу́йский сдвиг

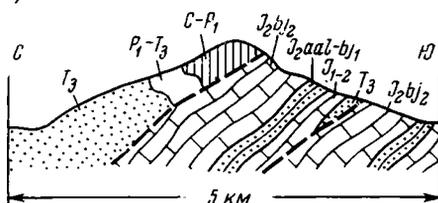
Ранее уже рассматривались пермо-триасовые разрезы Гана и Кызылбелеса и юрские — Мынхаджира. Отложения подобного типа слагают северную периферию Юго-Восточного Памира, протягиваясь от Мынхаджирского массива до северных окраин Зоуташского гребня и далее к западу (фиг. 42). Южнее расположена полоса принципиально иных отложений. Пермо-триас представлен относительно мощными известняками, кремнями и аргиллитами; юрский разрез в отличие от Мынхаджирского начинается с байоса и заканчивается верхним келловеем¹.

Здесь широко развиты мощные горизонты оолитово-водорослевых известняков, слагающих возвышающийся над Мургабом Зоуташский гребень. Пермо-триасовые породы Куталь-Карабелеса и юрские — Зоуташа надвинуты с юга на одновозрастные образования Мынхаджира. Плоскость надвига прослеживается от долины Кашка-Ечки на востоке до устья Карасу на западе. Она падает на юг, местами круто (50—60°, к югу от массива Мынхаджир), местами очень полого (5—15°, верховья Гана и Кызылбелеса). В устье Карасу, по левому ее борту, рассматриваемое нарушение протягивается к северу от горы Кош-Таш, ограничи-

¹ Здесь присутствуют палеонтологически доказанные породы байоса, бата, нижнего и среднего келловеев, аналогичные описанным в разрезе гор Карабелес-Баши. Батские отложения содержат брахиоподы: *Kutchithyris acuminata acutiplicata* (Kitch.), *Cryptorhynchia pulcherrima* (Kitch.); нижнекелловейские — пелециподы: *Aequipecten fibrosus* Sow., *Aequipecten subfibrosus* d'Orb; аммониты: *Hecticoceras pseudopunctatum* Lab., *Macrocephalites* sp., *Peresphinctes curvica* Opp.; среднекелловейские — многочисленные аммониты (*Reineckeia* sp., *Peresphinctes* cf. *subeurigerus* Tiss., *P.* cf. *polonicus* Siemir), брахиоподы и пелециподы.

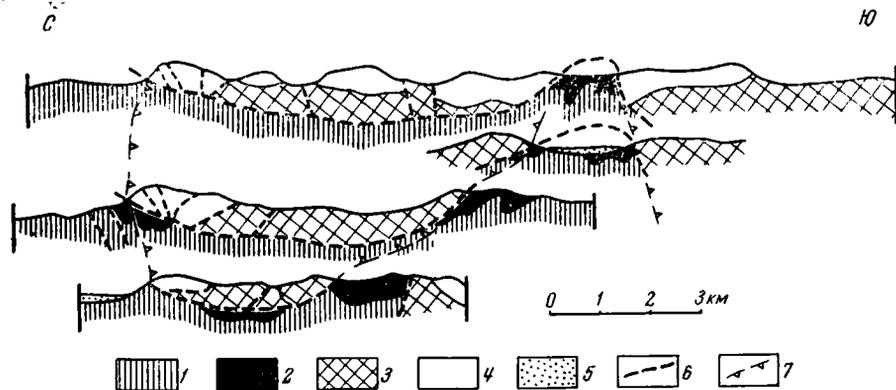
вает с запада поле развития пермо-триасовых отложений промежуточного и юрских истыкского типов. Далее оно прослеживается к юго-востоку в пределы правого борта среднего течения Карасу; здесь плоскость надвига падает уже на север под углом от 25 до 50°. Так, например, по северному склону урочища Карабелес наблюдается следующая картина. Основание скального гребня на водоразделе Карабелеса и Куталья слагают падающие к северу отложения мынхаджирской (J₁₋₂), джарутекской (J₂ aal — bj) свит, верхнего байоса и бата в фациях, типичных для Мынхаджирской зоны юры (фиг. 43). Выше с тектоническим контактом в основании залегают сложно перемятые пермо-триассвые отложения карабелесского типа (см. стр. 21). На них несогласно с базальным горизонтом красноцветных конгломератов в основании залегают байосские отложения истыкского типа (преимущественно мощные оолитово-водорослевые известняки).

Фиг. 43. Геологический профиль правого борта урочища Карабелес



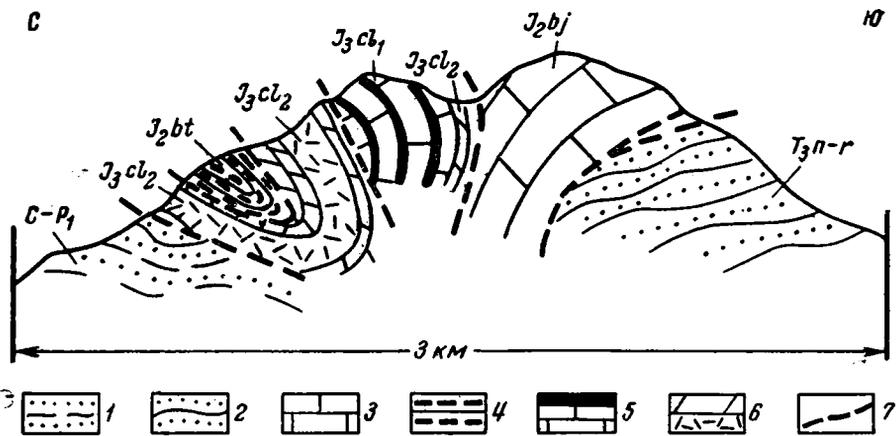
По южному склону долины урочища Карабелес обнажаются отложения джарутекской свиты (песчаники, аргиллиты, в подчиненном количестве известняки), слоистые известняки верхнего байоса (*Sphaeroidothyris karauldyndalaensis* Moiss.) и батские мергели (*Aequipecten vagans* Sow., *Camptonectes annulatus* Sow.), падающие на юг под песчано-сланцевые отложения истыкской свиты (T₃). Плоскость надвига круто (50—70°) наклонена к югу. Песчаники и сланцы истыкской свиты перекрыты мощными юрскими отложениями, слагающими пики гор Карабелес-Баши. Таким образом, полоса юрских пород мынхаджирского типа сбнажается в ядре покроевой антиклинали, крылья которой сложены пермо-триасовыми и юрскими отложениями истыкского типа.

Таким образом, структура полосы сочленения Истыкской и Мынхаджирской зон вкратце может быть определена как крупный, смятый в серию широтных складок покров. В ядрах антиклиналей вскрыты отложения автохтона; в ядрах синклиналей сохранились останцы аллохтона (фиг. 44).



Фиг. 44. Схематизированные геологические профили через Зоуташскую покрывную синклиналь

1, 2 — Мынхаджирская зона: 1 — пермо-триасовые отложения окраинного типа, 2 — юрские отложения мынхаджирского типа; 3, 4 — Истыкская зона: 3 — пермо-триасовые отложения промежуточного типа, 4 — юрские отложения истыкского типа; 5 — четвертичные отложения; 6 — разломы; 7 — границы покрова



Фиг. 45. Геологический профиль через западное окончание Зоуташского гребня
 1 — каменноугольно-пермские отложения; 2 — триасовые отложения; 3 — байосский ярус; 4 — батский ярус; 5 — нижнеюрский подъярус; 6 — среднеюрский подъярус; 7 — разломы

Структура автохтона весьма сложна. Вдоль северной периферии покрова пермо-триасовые и юрские отложения смяты в напряженные, часто изоклиналильные опрокинутые к северу складки. Аллохтон дислоцирован сильно лишь на севере, где он представляет собой сложную систему многочисленных чешуй, разделенных круто падающими надвигами и взбросами (фиг. 45). Создается впечатление, что северный край аллохтона подвергся интенсивному смятию, раздавливанию, в то время как его более южные участки перемещались, не испытывая значительного поперечного сжатия.

Максимальная видимая амплитуда Мургабского надвига, равная расстоянию от северного края современного распространения истыкских фаций юры (Зоуташ) до наиболее южной точки появления юрских отложений мынхаджирского типа, достигает примерно 20—21 км. Истинная амплитуда надвига, по-видимому, несколько превышает эту цифру.

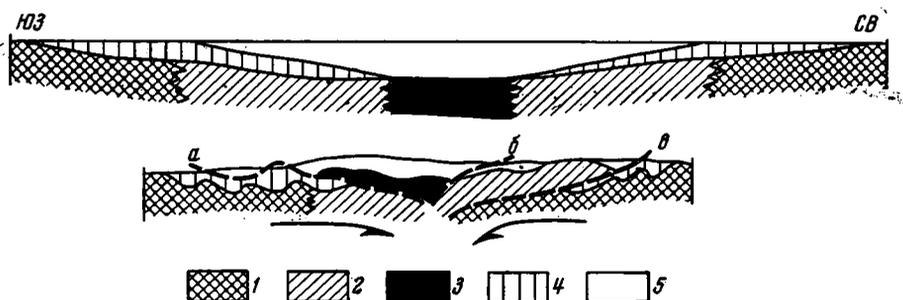
Дислокации массива Мынхаджир

К северу от Мургабского надвига расположена широтная полоса юрских отложений Мынхаджирской зоны, зачастую смятых в систему исключительно сложных напряженных складок, обычно нарушенных многочисленными более или менее пологими надвигами.

Характеризуя в целом полосу юрских отложений Мынхаджир, необходимо отметить, что основным элементом ее структуры является обширная синклинали. На севере она окаймлена серией чешуй, падающих на юг, на юге — аналогичными чешуями, наклоненными к северу. По-видимому, предположительно такая структура может быть объяснена следующим образом. Выше пород основания залегают по крайней мере две пластины: нижняя, состоящая из серии более мелких пластин, и верхняя, более цельная и мощная. Обе они сложены юрскими отложениями мынхаджирского типа. Таким образом, можно предположить, что разрез юры здесь по крайней мере сложен. Указанные пластины впоследствии образовали покровную синклинали. Такая трактовка структуры Мынхаджир является предположительной, так как нижняя пластина в осевой части покровной складки расположена ниже уровня эрозии, и у

нас нет прямых доказательств, что южная и северная зоны сложнослойчатого строения соединяются ниже Мынхаджирской синклинали.

Необходимо остановиться теперь на общей характеристике раннеальпийской структуры Юго-Восточного Памира и ее генезисе. Из приводимой схемы (см. фиг. 33) видно, что отмеченная система нарушений, несмотря на то, что в конце кайнозоя была рассечена правосторонними сдвигами, а отдельные ее отрезки разобщены, имеет дугообразную форму. Некоторые надвиги устанавливаются очень четко; как правило, они же имеют значительную амплитуду (Гурумдинский и Мургабский). Другие выражены слабее, являются внутриформационными и обладают меньшей амплитудой. Однако все они отражают единый процесс регионального сжатия, в результате которого краевые части Юго-Восточного Памира пододвигались под центральные. Веерообразная структура района с ее отчетливо выраженными северной и юго-западной системами надвигов, плоскости которых наклонены к центру синклинория, легче всего может быть объяснена именно таким образом. В пользу этого объяснения механизма формирования структуры Юго-Восточного Памира говорит и тот факт, что в тыловых частях некоторых крупных надвигов развиты наиболее молодые и, как правило, слабо дислоцированные отложения. Здесь отсутствуют значительные структуры растяжения, что делает невозможным привлечь для объяснения формирования этих надвигов механизм гравитационного расползания. Перемещение масс шло не из областей максимально поднятых, а под области наиболее прогнутые (фиг. 46).



Фиг. 46. Профили, иллюстрирующие предполагаемый механизм образования раннеальпийской структуры Юго-Восточного Памира

а — Гурумдинский надвиг; *б* — Истыкский надвиг; *в* — Мургабский надвиг; 1—3 — каменноугольные, пермские и триасовые отложения: 1 — окраинного типа, 2 — промежуточного типа, 3 — центрального типа; 4, 5 — юрские отложения: 4 — гурумдинско-мынхаджирского типа, 5 — истыкского типа

Системы отдельных надвигов не приурочены в пределах различных крыльев мегасинклинория к конкретным структурно-фациальным зонам, хотя простирания тех и других в целом совпадают. Так, например, на севере района наиболее сильно развиты краевые надвиги и гораздо слабее — внутренние (предрифовые). Наоборот, в юго-западной части Юго-Восточного Памира сильнее развит Гурумдинский предрифовый надвиг и незначительно — надвиги краевых частей.

Позднеальпийская структура

Общая характеристика

Позднеальпийская структура Юго-Восточного Памира сложна. Основными ее элементами являются антиклинории и синклинории, рассеченные сложной системой разрывных нарушений и обладающие разно-

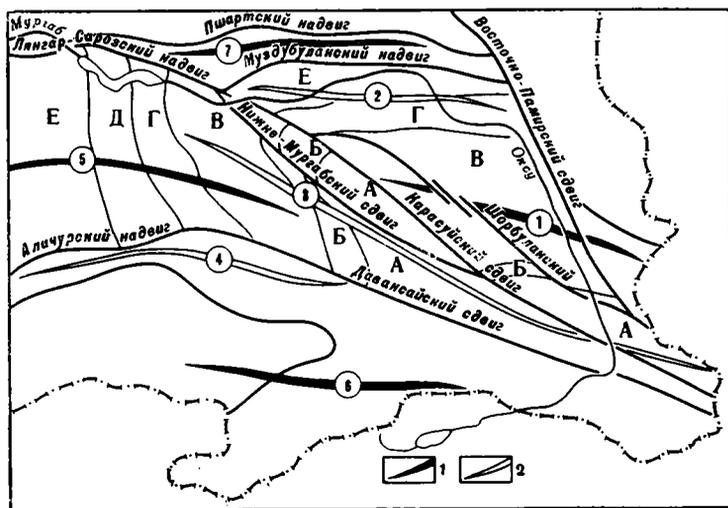
образной морфологией, протяженностью и ориентировкой (фиг. 47). Антиклинории выделяются в зонах преимущественного развития каменноугольно-пермо-триасовых, синклинии — юрских отложений.

Тахтамышский антиклинорий занимает обширную территорию гор Ак-Бура, протягиваясь затем к юго-востоку, в пределы правобережья р. Оксу (бассейн рек Дункельдык и Акширяк). При длине в 70 км он достигает ширины 30 км. Его ось ориентирована в северо-западном направлении (азимут 300—310°) и под углом в 30—35° подходит к Карасуйскому разлому, который ограничивает антиклинорий с запада. На юге (верховья р. Оксу) он постепенно сменяется структурами Истыкского синклиория. На севере Тахтамышский антиклинорий ограничен полосой юрских отложений Зоуташ — Мынхаджир.

Тахтамышский антиклинорий сложен двумя различно дислоцированными комплексами пород. Его ядро образовано отложениями пермотриаса, смятыми в систему широтных и субширотных напряженных складок. Юрские отложения имеют неширокое распространение: в ряде мест они слагают полого залегающие (углы падения 5—40°) нащепки, приуроченные преимущественно к периферическим частям рассматриваемой структуры. В целом же антиклинорий обладает сравнительно простой куполовидной структурой, устанавливаемой по положению залегающих юрских отложений.

Мынхаджир-Зоуташский (Мургабский) синклиний ограничивает Тахтамышский антиклинорий на севере. Он представляет собой сложно построенную покровную синклиналию, приуроченную к северо-восточным окраинам Базардаринского хребта, а также к бассейну широтного течения Оксу.

При ширине 15—17 км синклиний достигает длины 70—80 км. На севере рассматриваемая структура по серии альпийских надвигов и сдвигов граничит с Пшартским антиклинорием, на юге — постепенно

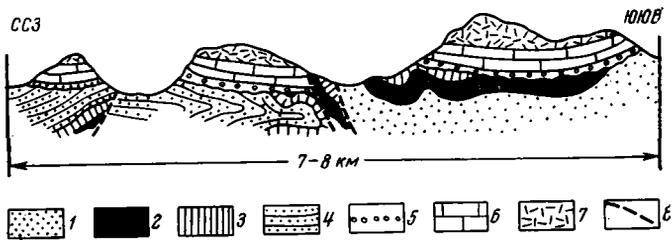


Фиг. 47. Схема расположения основных позднеальпийских структур на территории Юго-Восточного Памира и их соотношение с пермо-триасовыми структурно-фаціальными зонами

1 — антиклинории; 2 — синклинии.

А — центральная зона; Б — переходная зона от центральной к промежуточной; В, Г — промежуточная зона: В — сокращенные мощности, Г — максимальные мощности; Д — переходная зона от промежуточной к окраинной; Е — окраинная зона.

Цифры на схеме: 1 — Тахтамышский антиклинорий; 2 — Мынхаджирский синклиний; 3 — Истыкский синклиний; 4 — Гурумдинский синклиний; 5 — Базардаринский антиклинорий; 6 — Ваханский антиклинорий; 7 — Пшартский антиклинорий



Фиг. 48. Профиль верховьев р. Карабелес, иллюстрирующий характер залегания юрских отложений на южном крыле Мынхаджирского синклинория
 1 — базардаринская свита (C_1-P_{1a}); 2 — кубергандинская, ганская и карабелеская свиты ($P_{1a}-P_{2m}$); 3 — кобригенская свита ($T_{1-3}к$); 4 — истыкская свита ($T_3п-г$); 5 — базальный горизонт юры; 6 — нижнебайосский подъярус; 7 — верхнебайосский подъярус; 8 — разломы

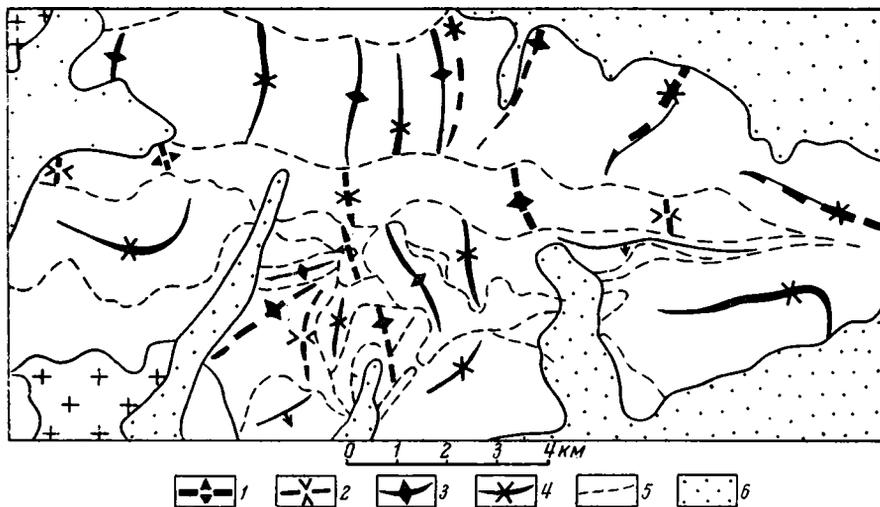
сменяется структурами Тахтамышского антиклинория. В долине Мургаба Мынхаджир-Зоуташский синклинорий срезан Лянгар-Сарезским надвигом.

На территории Мынхаджир — Зоуташ обнажаются два различно дислоцированных комплекса: пермо-триасовый и юрский. Отложения пермо-триаса, вскрытые в районе поселка Мургаб, образуют мелкие интенсивно сжатые вплоть до изоклинальных складки. Выше несогласно залегают гораздо слабее дислоцированные юрские известняки. Морфология структур, сложенных юрскими отложениями, весьма разнообразна. Здесь мы наблюдаем и широкие мульдообразные синклинали с пологими наклонами слоев на крыльях (фиг. 48), и сжатые морфологически сложные дислокации.

Истыкский синклинорий расположен в центральной части Юго-Восточного Памира. В виде узкой полосы юрских отложений он протягивается от бассейна р. Хан-Юлы (крайний юго-восток района) и далее к северо-западу, в пределы восточного окончания Базардаринского хребта. При максимальной ширине 20—25 км Истыкский синклинорий только на территории СССР прослежен более чем на 150 км. Он представляет собой вытянутую в северо-западном направлении структуру, простирающие которой совпадает с ориентировкой основных разломов Оксу-Мургабской и Давансайской зон. Уже отмечалось, что на северо-востоке по Карасуйскому разлому Истыкский синклинорий граничит с Тахтамышским антиклинорием.

Как и Тахтамышский антиклинорий, Истыкский синклинорий сложен двумя различно дислоцированными комплексами пород: пермо-триасовым и несогласно его перекрывающим юрским. Юрские породы покрывают подавляющую часть площади Истыкского синклинория, пермо-триасовые встречаются редко, обнажаясь в ядрах отдельных антиклиналей; сравнительно широко распространены лишь рифогенные доломитизированные известняки верхнего триаса.

Для синклинория характерна сложная альпийская структура. В общем она асимметрична: вдоль северо-западного края и в пределах ее центральных частей протягивается серия круто падающих разломов (Карасуйский, Нижне-Мургабский, Давансайский и др.). Здесь отложения юры дислоцированы сравнительно сильно. Наоборот, на юго-западе юрские отложения залегают полого, образуя обширные (10—15 км) изометричные мульдообразные складки, осложненные мелкими антиклинальными перегибами и разбитые круто падающими, беспорядочно ориентированными, мелкими взбросами и сбросами. Постепенно по мере продвижения на юго-запад из-под известняков юры на все больших площадях начинают появляться отложения пермо-триаса, слагающие северо-восточный склон Ваханского антиклинория.



Фиг. 49. Структурная схема правого борта Аличура

1, 2 — киммерийские структуры: 1 — акклинали, 2 — синклинали; 3, 4 — раннеальпийские структуры: 3 — антиклинали, 4 — синклинали; 5 — разломы; 6 — четвертичные отложения

Гурумдинский синклинорий, сравнительно узкий (7—10 км), вытянутый в широтном направлении более чем на 70 км, расположен в бассейне р. Аличур. Он выделяется в зоне развития юрских отложений, ограничивающих Базардаринский и Ваханский антиклинории.

Структура синклинория проста. На востоке (низовья р. Гурумды, бассейн р. Жанги-Даван-сай) выделяются несколько обширных плоских складок, в пределах которых слои залегают полого. По направлению к западу морфология структур постепенно меняется. Блюдцеобразные синклинали замещаются серией субмеридиональных складок, осевые плоскости которых наклонены на запад. Указанные структуры рассечены серией субширотных надвигов и взбросов. Наблюдается любопытная картина: широтная полоса юрских отложений, ориентировка которой совпадает с простиранием надвигов северного склона долины Аличура, состоит из нескольких субмеридиональных складок (фиг. 49).

Базардаринский антиклинорий занимает территории Базардаринского и юго-восточной части Рушанского хребтов. Он прослеживается в широтном направлении примерно на 180 км, максимальная его ширина достигает 55—60 км. Уже отмечалось, что на востоке и юго-востоке Базардаринский антиклинорий ограничен полосой юрских отложений Истыкского и Гурумдинского синклинориев. На юге по надвигу он граничит с метаморфическими образованиями Юго-Западного Памира. На севере и северо-западе пермо-триасовые отложения, образующие антиклинорий, надвинуты на образования Центрального Памира. Из приводимой схемы (см. фиг. 47) видно, что широтное простирание Базардаринского антиклинория определяется аналогичной ориентировкой двух региональных альпийских надвигов: Лянгар-Сарезского и Аличурского.

Антиклинорий сложен двумя различно дислоцированными комплексами пород. Почти повсеместно в его пределах обнажаются пермо-триасовые отложения, смятые в систему меридиональных линейных (протяженностью до 50 км) узких (2—5 км) сплюснутых складок, осложненных многочисленными мелкими надвигами и взбросами. Юрские отложения имеют неширокое распространение.

Так же как и для западного окончания Гурумдинского синклинория, для Базардаринского антиклинория характерно резкое несоответствие широтного простирания его оси с меридиональной фациальной зональностью пермо-триасовых и юрских отложений, а также раннемезозой-

ских складчатых структур. Некоторая переработка таких структур в альпийское время происходила в зоне региональных надвигов. Лишь здесь иногда появляются широтные сжатые опрокинутые к северу складки пермо-триасовых отложений.

Разрывные нарушения

Относительная простота складок, устанавливаемых по смятию юрских отложений, нарушается в пределах сравнительно узкой зоны круто падающих разломов, ограничивающих серию вытянутых в северо-западном направлении блоков. Указанные разрывы прослежены более чем на 150 км от верховьев Оксу к северо-западу до нижнего течения Мургаба. Зона рассматриваемых разломов, выделяемая под названием Оксу-Мургабской (Руженцев, 1963), состоит из нескольких основных (Шорбулакский, Карасуйский, Нижне-Мургабский, Кокбелесский) и массы мелких нарушений. В бассейне рек Северная Боз-Тере и Северный Ак-Архар круто падающие разломы постепенно переходят в региональный Лянгар-Сарезский надвиг, по которому образования Юго-Восточного Памира надвинуты на отложения Центрального Памира (Пейве и др., 1964).

Юго-западнее прослежена вторая мощная зона круто падающих разломов (Давансайская), приуроченная почти исключительно к полюсе развития юрских отложений. Она тянется на многие десятки километров в северо-западном направлении в бассейне правых притоков р. Гурумды. В долине р. Аличур указанные разломы переходят в серию субширстных надвигов. Наконец, на востоке района, вдоль западных отрогов Сарыкольского хребта, прослежена серия круто падающих субмеридиональных разломов (Восточно-Памирская зона).

Оксу-Мургабская зона разломов

Оксу-Мургабская зона разломов рассматривалась автором как серия крупномасштабных правых сдвигов (Руженцев, 1962б, 1963). Морфология одного и того же разлома в различных местах непостоянна: на севере часто наблюдается отчетливо выраженная взбросовая, на юге сбросовая компоненты. Автором было показано, что сдвиговые перемещения приводили к смещению пермских, триасовых и юрских фациальных зон, определенных систем складок, к образованию характерных присдвиговых структур.

Обоснование сдвиговой природы Оксу-Мургабской зоны разломов.

Известно, что существуют два способа установления сдвигов: 1) определение горизонтальных смещений по сдвигу каких-либо геологических тел, возраст которых древнее этого смещения, и 2) анализ комплекса структур, возникающих в процессе сдвиговых перемещений.

Первый способ установления сдвигов проще, надежнее и, что самое главное, дает возможность с большей или меньшей точностью определить размеры горизонтального смещения. Однако для его применения необходим ряд условий, суживающих возможность его использования. Первым основным условием является следующее: в обоих крыльях должны быть развиты сопоставимые образования. Если, например, одно крыло разлома сильно приподнято и в его пределах либо в силу последующего эрозионного среза, либо в силу того, что здесь не происходило накопление осадков, отсутствуют отложения, которые мы могли бы сравнить с таковыми на территории опущенного крыла, то применение рассматриваемого способа исключено. Использование этого метода чрезвычайно затруднено и в том случае, если в обоих крыльях отлагались осадки в фациальном отношении различные. Иными словами, сдвиговые перемещения не должны сопровождаться значительными, охва-

тывающими обширные площади вертикальными движениями, которые бы привели к уничтожению сравниваемого геологического тела в пределах одного из его крыльев. Второе условие — геологические образования, слагающие крылья разлома, должны иметь в плане зональное строение. Зональность понимается здесь в широком смысле: это и интрузии, окруженные вмещающими породами, и элементы рельефа и фациальные зоны. Третье условие — ориентировка изучающихся геологических образований не должна совпадать с простиранием сдвига, так как в этом случае, каковы бы не были горизонтальные смещения, использование метода невозможно из-за отсутствия в пределах обоих крыльев тел, которые мы могли бы сравнить.

Рассматриваемым способом можно установить смещение геологических тел, образовавшихся ранее сдвига. Сказанное, однако, не означает, что такое геологическое тело должно быть обязательно древнее, чем время зарождения сдвига. Развитие сдвига — явление иногда длительное и прерывистое. На территории, рассеченной разломом, по которому ранее произошло перемещение, возникают различные образования, которые могут быть смещены в результате более поздних движений по сдвигу. Это необходимо учитывать при выяснении истории формирования сдвига.

Второй способ — изучение комплекса присдвиговых структур — может быть использован шире. Однако до сих пор применение этого способа и получаемые с его помощью результаты зачастую оспариваются, так как обычно возникает возможность неоднозначной их трактовки. Кроме того, анализ присдвиговых структур исключает возможность установления амплитуды горизонтального перемещения. Только комплексное применение обоих методов дает положительные результаты. При этом ведущая роль, безусловно, принадлежит первому из них.

При изучении сдвигов Юго-Восточного Памира автором проводилось сравнение в первую очередь фациальной зональности пермских, триасовых и юрских отложений, поясов разнотипных складок, интрузий, когда-то представлявших единое целое и впоследствии разобщенных в результате горизонтальных перемещений.

Смещение пермо-триасовых фациальных зон. В специальном разделе была рассмотрена фациальная зональность пермо-триасовых отложений. Для некоторых свит или отдельных их горизонтов была выделена серия фациальных зон. Соседние зоны связаны постепенным переходом. Поэтому их границы, показанные на схемах, условны. Они представляют собой более или менее широкие пояса. Однако отмеченные специфические комплексы пород позволяют не только уверенно выделять перечисленные зоны, но и проследивать их на всей территории Юго-Восточного Памира. Намеченная зональность может быть использована для диагностики сдвиговых нарушений. Необходимо учитывать, однако, что количество естественных выходов отложений в ряде случаев не позволяет абсолютно точно наметить на местности положение разделов между отдельными фациальными зонами. Вероятная максимальная ошибка может достигать нескольких километров, что, естественно, снижает точность определения амплитуд сдвигов.

Автором (Руженцев, 1962а, 1963; Руженцев, Швольман, 1963) было показано, что отдельные зоны пермо-триасовых отложений, характеризующиеся определенным типом разреза, имеют своеобразное распределение на территории Юго-Восточного Памира. В настоящее время они не образуют плавных дуг, как это считалось ранее (Левен, 1959а; Дронов, Левен, 1962). Серия широтных зон в пределах северо-восточных частей Юго-Восточного Памира срезается оксу-мургабскими разломами; аналогичные зоны, устанавливаемые на территории юго-западной части района, смещены по этим разломам в северо-западном направлении примерно на 90—95 км. Из анализа распределения таких зон на терри-

тории района был сделан следующий вывод: Юго-Восточный Памир разбит на вытянутые в северо-западном направлении блоки, ограниченные правыми сдвигами. Следовательно, каждый такой блок сдвинут на некоторое расстояние к северо-западу относительно соседнего, расположенного восточнее. В результате последующих исследований, проведенных автором, был получен дополнительный материал, позволивший рассмотреть площадное распределение фациальных зон для большинства свит пермо-триаса в отдельности. Исключение составляет базардаринская свита, которая отличается исключительно слабой фациальной изменчивостью.

Ниже остановимся на рассмотрении расположения фациальных зон некоторых стратиграфических горизонтов пермо-триаса на территории Юго-Восточного Памира, а также на их соотношении с альпийскими разломами района.

Шиндыйская свита (P_{1a}). Выделяются три типа отложений: 1) маломощные известняково-глинистые породы; 2) относительно мощные (80—120 м) шаровые спилиты и диабазы, чередующиеся с глинисто-карбонатными породами; 3) грубодетритовые известняки, часто с прослоями известковистых аргиллитов и отдельными невыдержанными по простиранию линзами диабазов. Каждый из этих типов отложений соответствует определенной зоне.

Отложения третьего типа распространены в пределах юго-восточной части района, в бассейне рек Хан-Юлы, Кок-Чаги и Шинды (см. фиг. 3, 1). На западе поле развития этих отложений ограничено серией субмеридиональных разломов Восточно-Памирской зоны (Руженцев, Швольман, 1963). Далее к западу они слагают водораздел Оксу и Кастанат-Джилги, а также бассейн р. Игримюиз (см. фиг. 3, 2), т. е. территорию до Карасуйского разлома. Западнее Карасуйского разлома аналогичные отложения обнажаются в пределах узкого блока, ограниченного на западе Нижне-Мургабским разломом (см. фиг. 3, 3), кроме того, они появляются в ядрах серии куполовидных структур в верховьях долин Северной Боз-Тере, Мамазаир-Булака, Шехте-Сая, Куртеке и др. (см. фиг. 3, 4). Из приводимой схемы видно, что участки, сложенные отложениями этого типа, расположены кулисообразно, причем каждое западное поле смещено на некоторое расстояние к северо-западу относительно более восточного.

Аналогичная картина наблюдается и для отложений других типов. Действительно, шаровые лавы второго типа на крайнем востоке района обнажаются на водоразделе Шинды — Акширяк и в устье Дункельдыка (см. фиг. 3, 5). Восточнее Карасуйского разлома они слагают обширную территорию гор Ак-Бура и северный склон долины Куристыка (см. фиг. 3, 6), появляясь западнее в среднем течении р. Северная Боз-Тере (см. фиг. 3, 7). Далее к западу диабазовые лавы установлены в бассейне рек Элису, Северный и Южный Ак-Архар (см. фиг. 3, 8).

Карбонатно-глинистые осадки распространены в пределах северных окраин Юго-Восточного Памира (см. фиг. 3, 9), появляясь в пределах широтной полосы, которая примерно в 30 км западнее поселка Мургаб срезана Лянгар-Сарезским надвигом. Аналогичные отложения слагают обширные площади в западной части Базардаринского хребта (Базар-Дара, Ак-Джилга, Марджанай; см. фиг. 3, 10).

Кулисообразное распределение отдельных частей упомянутых зон обусловлено правым сдвиговым смещением каждой западной части зоны относительно соседней восточной. Амплитуда горизонтального перемещения, устанавливаемая по сдвигу отложений третьего типа, равна для Карасуйского разлома — 70 км, Нижне-Мургабского — 10—12 км, а по сдвигу отложений второго и первого типа — 45 км.

Общее сокращение размеров смещения по направлению с юго-востока на северо-запад объясняется в основном тем, что меняется харак-

тер разрывных нарушений: в пределах юго-восточных частей района Карасуйский и Нижне-Мургабский разломы представляли собой чистые сдвиги, на территории Базардаринского хребта сдвиг постепенно переходит в сдвиго-надвиг. Именно за счет движений по надвигу несколько сократилась сдвиговая компонента. Кроме того, на территории Базардаринского хребта происходила значительная переработка пермо-триасовых структур альпийскими движениями, выразившаяся в образовании серии сжатых, изоклинальных, часто опрокинутых, возможно сорванных складок, что приводило к заметному сужению площадей распространения отложений первого, второго и третьего типов. Это также заметно влияло на изменение амплитуды сдвига¹.

Кубергандинская свита (P_{1a}—P_{2kb}). Выделяются следующие типы отложений, соответствующие определенным фаціальным зонам: 1) тонкие известняково-глинистые отложения (15—20 м), 2) тонкие известняково-глинистые породы с прослоями грубых органогенно-обломочных известняков (120 м), 3) органогенно-обломочные известняки (70 м), 4) микрозернистые известняки (15—20 м), 5) тонкозернистые аргиллитово-карбонатные породы с прослоями органогенно-обломочных известняков (10—15 м) и 6) органогенно-обломочные известняки (3—10 м).

Органогенно-обломочные известняки шестого типа на крайнем юго-востоке района обнажаются в пределах бассейна р. Хан-Юлы и Шинды (см. фиг. 4, 1). На западе полоса их развития ограничена разломом, западнее которого аналогичные отложения обнажаются на водоразделе Оксу и Кастанат-Джилги (см. фиг. 4, 2). Далее к западу сходные отложения известны в устье Чакобая и районе рабата Карасу (см. фиг. 4, 3). Западнее органогенно-обломочные известняки местами с прослоями глинистых сланцев установлены в ядрах нескольких антиклиналей (см. фиг. 4, 4).

Породы пятого типа известны в пределах широтной полосы, в бассейне р. Игримюиз (см. фиг. 4, 5). Аналогичные отложения прослежены также северо-западнее, в бассейне среднего течения р. Северная Боз-Тере и в бассейне реки Северный Ак-Архар (см. фиг. 4, 6 и 7).

Отложения четвертого типа к востоку от Карасуйского разлома появляются на обширной территории массива Ак-Бура (см. фиг. 4, 8). Западнее этого разлома они представлены в пределах восточной части Базардаринского хребта (см. фиг. 4, 9).

Органогенно-обломочные известняки третьего типа образуют субширотную зону в бассейне р. Карабелес (см. фиг. 4, 10). На западе (левобережье Карасу) она срезается Карасуйским разломом. В Базардаринском хребте аналогичные отложения слабо обнажены. Лишь близ перевала Найза-Таш, а также на водоразделе Элису и Ак-Архара были описаны разрезы, где присутствуют грубые органогенно-обломочные полидетритовые известняки кубергандинской свиты (см. фиг. 4, 11).

Отложения второго типа на востоке обнажаются в пределах широтной полосы Талдыкол—Джамантал-Куталь (см. фиг. 4, 12); в Базардаринском хребте аналогичные породы слагают зону, пересекающую его в субмеридиональном направлении (см. фиг. 4, 13).

Карбонатно-глинистые отложения первого типа покрывают периферию Юго-Восточного Памира, обнажаясь в виде широтной полосы, срезаемой на западе Лянгар-Сарезским надвигом (см. фиг. 4, 14). Аналогичные породы появляются на значительных площадях в пределах западных частей Базардаринского хребта (см. фиг. 4, 15).

Суммарная амплитуда для разломов Оксу-Мургабской зоны равна на юго-востоке (по смещению фаціальных зон 6, 5, 4)—82 км, на северо-западе (по смещению фаціальных зон 3, 2, 1)—45 км.

¹ Все сказанное в равной степени относится и к подсчету сдвиговых амплитуд, устанавливаемых по смещению фаціальных зон других свит.

Ганская свита. В известняково-кремнистом горизонте (P_2m) выделяются типы отложений: 1) аргиллиты, глинисто-кремнистые и глинисто-карбонатные породы (2 м), 2) известняково-кремнистые породы (30—50 м), 3) органогенно-обломочные и тонкозернистые кремнистые известняки (30—35 м), 4) тонкозернистые известняково-кремнистые осадки (10—20 м), 5) органогенно-обломочные известняки (2—5 м), 6) биогермовые известняки (5—10 м).

Распределение различных типов отложений этого горизонта, соответствующих определенным фаціальным зонам, в альпийской структуре Юго-Восточного Памира в целом сходно с таковым для кубергандинской свиты. Здесь также наблюдается последовательное смещение в северо-западном направлении каждого западного поля развития того или иного типа отложений относительно соседнего восточного. Амплитуда смещения достигает для зон 4, 5 и 6 — 82 км, для 1, 2 и 3 — 45 км.

Фиолетово-зеленые горизонты (нижний — P_2m и верхний — P_2pm) имеют сходную фаціальную зональность, поэтому они рассматриваются вместе. Выделяются следующие типы отложений (зоны): 1) аргиллиты, кремнисто-глинистые породы, кремни, кремнистые известняки (мощность 7—10 и 3—5 м); 2) аргиллиты, глинисто-кремнистые породы, мергели, кремнистые известняки (40 и 37 м); 3) мелкозернистые кремнистые известняки и кремни (10—20 м); 4) органогенно-обломочные известняки (5—10 м); 5) биогермовые известняки (до 40 м). Распределение различных типов отложений этого возраста показано на фиг. 7. Здесь также наблюдается последовательное смещение каждого западного отрезка любой зоны относительно соседнего восточного к северо-западу.

Амплитуды смещения, устанавливаемые по сдвигу зон 3, 4 и 5, для Карасуйского разлома равны 70 км, для Нижне-Мургабского — 12 км, в Базардинском хребте их суммарная амплитуда, определяемая по смещению зон 1 и 2, сокращается до 45 км.

Все сказанное в равной степени применимо для отложений карабелеской, кобригенской и истыкской (см. фиг. 7) свит.

Мы рассмотрели современное распространение определенных литофаціальных комплексов пермо-триаса в зависимости от их положения в альпийской структуре Юго-Восточного Памира. Из приведенных схем видны значительные правосторонние сдвиговые смещения отдельных отрезков фаціальных зон в северо-западном направлении. Амплитуды сдвига, устанавливаемые по смещению фаціальных зон всех горизонтов, одинаковы и равны на юго-востоке 80—85 км; на северо-западе в связи с появлением надвигов амплитуды сокращаются до 45 км.

В пользу сдвиговой природы говорит тот факт, что вдоль Карасуйского разлома наблюдается торцовое сочленение широтных фаціальных зон депрессии (зоны 2, 3, 4, 5 кубергандинской свиты; 2, 3, 4 фиолетово-зеленых горизонтов ганской свиты) с ориентированными в северо-западном направлении зонами центрального поднятия (зона 6 кубергандинской и зона 5 ганской свит). При этом область поднятия совершенно не контролирует распределения различных типов осадков в депрессии.

Смещение конседиментационных пермо-триасовых структур. Рассмотренные фаціальные зоны расположены в пределах определенных конседиментационных структур, поэтому смещение первых уже в какой-то степени доказывает смещение вторых. Не будем подробно останавливаться на обосновании сдвига таких структур вдоль оксу-мургабских разломов. Отметим только, что к востоку от Карасуйского разлома с юга на север выделяются следующие широтные ориентированные структурные элементы вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации (см. фиг. 13): область поднятия, депрессия, отвечающая южной части внутреннего прогиба, относительное поднятие бассейна р. Карабелес, зона максимальных прогибаний Джамантал — Куталь, представляющая собой северную часть внутреннего прогиба, и область слабого прогибания, пе-

реходная к краевым поднятиям. Западнее Карасуйского разлома выделяются все аналогичные зоны, при этом область центрального поднятия смещена к северо-западу по Карасуйскому разлому на 70 км, по Нижне-Мургабскому — на 10—12 км. Южные части внутреннего прогиба сдвинуты на такое же расстояние, северные его части и склон краевого поднятия — примерно на 40—45 км, т. е. амплитуда смещения совпадает с амплитудой, определяемой по сдвигу фациальных зон.

Аналогичная картина наблюдается для структур истыкской и акташской формаций. Область относительно центрального поднятия смещена по Карасуйскому и Нижне-Мургабскому разломам примерно на 82 км, зона Истыкского флишoidalного трога приблизительно на 40—45 км.

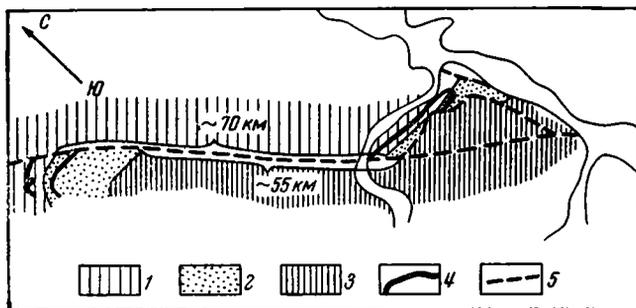
Соотношение мезозойских складок со сдвигами Оксу-Мургабской зоны. Уже говорилось, что на территории Юго-Восточного Памира широко распространены складки, образовавшиеся приблизительно на рубеже триаса и юры. Это доказывается резко несогласным налеганием нижне- и среднеюрских известняков на сложно дислоцированные отложения пермо-триаса (Мынхаджир, Зор-Чурцек, центральные районы Юго-Восточного Памира и др.). В общем выделяются два типа структур. В центральных частях района, в зоне развития главным образом мощных массивных рифогенных известняков, преимущественно распространены обширные, часто изометричные брахиформные складки с незначительным наклоном слоев на крыльях. По периферии область простых структур окаймляется полосой линейных, часто сжатых складок (см. фиг. 15). Наблюдается постепенный переход от структур первого типа к структурам второго. Система линейных складок, сложенных пермо-триасовыми отложениями, непрерывной полосой прослежена в пределах правобережья Оксу (Дункельдык, Акширяк) и далее к западу в бассейне Истыка, в горах Ак-Бура, урочище Рават, бассейне Карабелеса и Талдыкола. В районе восточного окончания Базардаринского хребта складки плавно поворачивают на юг, пересекая его в меридиональном направлении. Характерной особенностью рассматриваемых структур является полное совпадение отдельных поясов складок с фациальной зональностью Юго-Восточного Памира — они как бы повторяют контуры северо-западного окончания верхнепалеозойско-мезозойского прогиба этого района.

В плане рассматриваемого вопроса нас интересует — каковы структурные взаимоотношения этих складок и разрывов Оксу-Мургабской зоны? Рассмотрим некоторые примеры.

В бассейне р. Северная Боз-Тере расположена складка, ориентированная в северо-восточном направлении. Она представляет собой сравнительно широкую (4—6 км) синклинали, ядро которой выполнено отложениями верхнего триаса (см. фиг. 37). Характерно, что вдоль ее северного крыла наблюдается пермо-триасовый разрез промежуточного типа с сокращенными мощностями (см. стр. 29), а в пределах южного — разрез переходный от промежуточного к центральному (см. стр. 30), т. е. эта синклинали имеет четкий отличительный признак, позволяющий выделить ее из ряда остальных структур. Рассматриваемая складка на северо-востоке срезана Карасуйским, на юго-западе — Нижне-Мургабским разломами, которые пересекают ее примерно под прямым углом. К западу от Нижне-Мургабского разлома южная часть складки расположена несколько восточнее русла Северного Ак-Архара. При этом отчетливо устанавливается смещение ее вдоль этого разлома к северо-западу на 10—12 км. Восточнее Карасуйского разлома к рассматриваемой синклинали подходят иные структуры (система чешуй Талдыкол — Джамантал), сложенные совершенно другими отложениями (разрезы промежуточного типа с максимальными мощностями, см. стр. 18). Следовательно, восточнее Карасуйского разлома, в Базардаринском хребте, мы не находим продолжение этой складки. Оно расположено примерно в

70 км юго-восточнее, в долине р. Игримюиз (фиг. 50). Здесь откартирована широтная, просто построенная синклинали, в пределах северного крыла которой обнажаются пермо-триасовые отложения промежуточного типа с сокращенными мощностями, а в пределах южного — пермо-триасовые отложения, переходные от промежуточных к центральным (см. стр. 23).

Второе аналогичное смещение наблюдалось в горах Ак-Бура, где прослежена широтная синклинали, рассеченная серией кулисообразно расположенных разрывов (Шорбулакский разлом, самый восточный из Оксу-Мургабской системы). По крайнему западному разрыву, прослеживающемуся от верховьев ручья Зор-Ак-Бура до урочища Будда-сай,



Фиг. 50. Схема, иллюстрирующая смещение Зортор-Игримюизской киммерийской синклинали вдоль Карасуйского сдвига

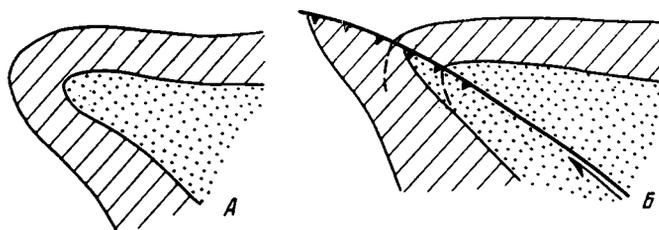
1 — пермо-триасовые отложения промежуточного типа; 2 — пермо-триасовые отложения, переходные от промежуточных к окраинным; 3 — пермо-триасовые отложения центрального типа; 4 — пермо-триасовый карбонатный горизонт, оконтуривающий синклинали; 5 — сдвиг

западная половина синклинали сдвинута на 7,5—8 км к северо-западу относительно восточной. По расположенному восточнее сдвигу величина смещения определена в 1,5—2 км.

Примеры смещения частных складок увязываются с общим расположением пермо-триасовых структур на территории района. Восточнее Оксу-Мургабской зоны разломов брахиформные складки распространены в бассейне р. Шинды, а также на водоразделе Оксу и Кастанат-Джилги. Севернее откартирована полоса широтных линейных складок, прослеженных в бассейне Истыка, Куриотыка и в горах Ак-Бура. Указанные складки под углом 50—55° подходят к Карасуйскому разлому, по которому происходит торцовое их сочленение с областью широкого развития относительно просто дислоцированных пермо-триасовых отложений правобережья Уч-Джилги, Куртеке и Шехте-сая. Подобные структуры обнажаются в пределах вытянутых в северо-западном направлении блоков, которые с северо-запада ограничены системой морфологически сложных, иногда изоклиналильных линейных складок восточной части Базардаринского хребта. Из приводимой схемы (см. фиг. 15) видно, что область брахиформных структур Уч-Джилги и Куртеке сдвинута примерно на 70 км относительно зоны развития аналогичных структур водораздела Оксу—Кастанат-Джилга; точно так же зона линейных складок Базардаринского хребта на такое же расстояние смещена относительно линейных структур Ак-Буры и Истыка.

Смещение юрских фациальных зон. Как и пермо-триасовые, юрские отложения, характеризующиеся определенным типом разреза, имеют своеобразное распределение на территории Юго-Восточного Памира. В плане они образуют дугу, разорванную по системе правосторонних сдвигов.

Гурумдинская, седекская и мынхаджирская свиты. Отложения этого возраста, представленные известняками, глинистыми известняками, выполняют депрессию, в виде плавной дуги окаймляющую область центрального поднятия, в пределах которого осадконакопления не происходило. Следовательно, здесь могут быть выделены две зоны: центральное поднятие и периферическая депрессия. На фиг. 18 показано площадное расположение этих зон в альпийской структуре Юго-Восточного Памира. К востоку от разломов Оксу-Мургабской зоны районы, лишенные нижнеюрских отложений, охватывают территорию верховьев р. Оксу и гор Ак-Бура. Западнее они приурочены к долине



Фиг. 51. Схема, иллюстрирующая современное расположение различных структурно-фациальных зон нижней юры вдоль Карасуйского сдвига

А — положение до сдвига; Б — положение после сдвига.

Косой штриховкой отмечена область седиментации Гурумдинской и Мынхаджирской зон, точками — область поднятия Истыкской зоны

Кокбелес-Джанги-Даван-сая, среднему течению Истыка и большей части Базардаринского хребта. Известняковые отложения нижней юры восточнее отмеченных разломов слагают широтную полосу Каинды — Мынхаджир (см. фиг. 18, 1). В районе устья р. Элису эта полоса перекрыта по Лянгар-Сарезскому надвигу пермо-триасовыми отложениями. Нижнеюрские и ааленские отложения, характеризующиеся, правда, более мощным разрезом, прослежены на западе в бассейне р. Гурумды, а также в западной части Базардаринского хребта (см. фиг. 18, 2, 3 и 4). Если предположить, что указанные отложения накапливались в пределах единого прогиба с мынхаджирскими, то пространственное их расположение может быть объяснено следующим образом: территория Базардаринского хребта была продвинута к северу, вследствие чего отложения широтной полосы Каинды — Мынхаджир были перекрыты, а юрские отложения Базардаринского хребта пришли в торцовое соприкосновение с породами Центрального Памира. Принципиальная схема возникновения подобного структурного рисунка показана на фиг. 51.

Амплитуда перекрытия достигла не менее 20—30 км.

Байосский ярус. Для нижнебайосского подъяруса выделяются два типа отложений: песчано-аргиллитовый (краевая зона) и известняково-мергельный (внутренняя зона). Пространственное расположение зон позволяет заключить, что западные отрезки этих зон смещены к северо-западу относительно восточных.

В верхнебайосском подъярусе выделяются следующие четыре типа отложений: 1) микрозернистые и детритовые известняки, редко биогермовые известняки (периферическая зона, внешний край депрессии); 2) оолитово-водорослевые известняки, шламовые и микрозернистые известняки (внутренняя часть этой же депрессии); 3) водорослевые, оолитово-водорослевые крупнофрагментарные известняки, органогенно-обломочные известняки, мергели (рифовая полоса, зона максимального мелководья); 4) мергели, доломиты, микрозернистые известняки, шламовые и реже оолитово-водорослевые известняки (центральная, внутририфовая лагуна).

Отложения зоны 4 восточнее Карасуйского разлома прослежены в виде узкой полосы вдоль левого борта р. Чон-Таш и далее к северо-западу в долине р. Аю-Джол (см. фиг. 20, 1). Аналогичные разрезы западнее этого разлома установлены по правому борту р. Уч-Джилга и левому — Караулдындады (см. фиг. 20, 2). Западнее Нижне-Мургабского разлома они известны в бассейне Куртеке, Кастанат-Джилги и Кунтея (см. фиг. 20, 3). Из приведенной схемы видно, что по Карасуйскому разлому эти отложения смещены на 48—50 км, по Нижне-Мургабскому — на 10—12 км. Породы зоны 5 установлены в бассейне рек Хан-Юлы и Каракуль-Ашу, далее к северо-западу они прослежены в устье Игримюи-за и в урочище Чаш-Тюбе (см. фиг. 20, 4). К западу от Карасуйского разлома сходные породы установлены в устье р. Караулдындады и в горах Чакобай-Атайды (см. фиг. 20, 5). Западнее Нижне-Мургабского разлома они образуют полосу, протягивающуюся от верховьев р. Боз-Тере к юго-востоку до бассейна р. Беик (см. фиг. 20, 6).

Отложения зоны 2 восточнее Карасуйского разлома покрывали обширные площади в горах Ак-Бура и Карабелес-Баши (см. фиг. 20, 7), западнее его они обнажаются в бассейне верхнего течения р. Талдыкол (см. фиг. 20, 8). Амплитуда, определяемая по смещению южного края этой зоны для Карасуйского разлома, равна примерно 50 км. Аналогичные отложения в Базардаринском хребте почти повсеместно размыты, вследствие чего здесь невозможно установить амплитуду сдвига.

Отложения зоны 1 установлены в полосе Каинды — Мынхаджир (см. фиг. 20, 9), а также в бассейне Гурумды и Марджаная (см. фиг. 20, 10). Из-за недостаточного площадного развития этих отложений истинную амплитуду установить трудно, но, по-видимому, она несколько сокращается по сравнению со смещениями, определяемыми для зон 3 и 4.

Б а т с к и й я р у с. По направлению от внешних к внутренним частям бассейна выделяются пять типов отложений (зон): 1) мергели, микрозернистые глинистые известняки, шламовые известняки (внешняя относительно глубоководная депрессия); 2) брахиоподово-пеллециподовые ракушняки, водорослевые известняки (отмели); 3) мергели, глинистые известняки, детритовые известняки (внутренняя депрессия); 4) глинистые известняки, местами переходящие в водорослевые рифы (внутренняя полоса отмелей); 5) мергели, доломиты, глинистые микрозернистые известняки, шламовые известняки (центральная депрессия).

Отложения зоны 5 прослежены восточнее Карасуйского разлома, в бассейне Чон-Таша и Аю-Джола (см. фиг. 22, 1), западнее они слагают долину Караулдындады (см. фиг. 22, 2), кроме того, они же обнажаются в полосе Куртеке — Кунтей (см. фиг. 22, 3).

Породы зоны 4 тянутся из верховьев Хан-Юлы до урочища Чаш-Тюбе (см. фиг. 22, 4), образуя сравнительно узкий пояс, ограниченный на западе Карасуйским разломом. Аналогичные отложения, смещенные значительно к северо-западу, слагают полосу в горах Чакобай. Отсюда они поворачивают к юго-востоку, прослеживаясь на водоразделе Куртеке и Кокбелеса, а также Беика и Чон-Таша (см. фиг. 22, 5, 6).

Аналогичное распространение имеют отложения и остальных трех зон (см. фиг. 22, 7, 8, 9, 10, 11, 12).

Из приведенной схемы видно, что отрезки перечисленных фациальных зон имеют кулисообразное расположение, причем каждый западный смещен относительно соседнего восточного по Карасуйскому сдвигу на 50 км, а Нижне-Мургабскому — на 10—11 км.

К е л л о в е й с к и й я р у с. В нижнекелловейском подъярусе выделяются пять типов отложений (зон): 1) микрозернистые известняки (внешний край депрессии); 2) микрозернистые и оолитово-водорослевые известняки (внутренний более мелководный край депрессии); 3) мергели, микрозернистые известняки (зона сравнительно глубоких предрифовых депрессий); 4) водорослевые, оолитово-водорослевые известняки, по

простирающуюся переходящую в детритово-кремнистые и шламовые известняки (рифовая полоса); 5) мергели, доломиты, микрозернистые и шламовые известняки, детритовые известняки (внутренняя лагуна).

Не будем подробно останавливаться на описании площадного распределения этих зон, так как оно в целом сходно с таковым в бате. Отметим только, что, так же как и для батского яруса, по Оксу-Мургабской системе сдвигов западные части фациальных зон смещены к северо-западу относительно восточных. Суммарная амплитуда горизонтального смещения достигает 60 или несколько более километров.

Уже отмечалось, что в связи с вертикальными подвижками вдоль оживившихся в верхней юре северо-западных разломов происходит изменение фациальной зональности. Отдельные фациальные зоны приобретают северо-западную ориентировку, вследствие чего отложения среднего и верхнего келловоя, а также оксфорда не могут быть использованы для обоснования горизонтальных перемещений, так как граница этих зон в общем совпадает с рассматриваемой системой сдвигов.

Смещение юрских конседиментационных структур. Каждой структуре любого возраста, до нижнего келловоя включительно, расположенной восточнее Карасуйского сдвига, соответствует аналогичная структура западнее его, причем каждая из восточных отделена от соответствующей западной приблизительно на 60 км (50 км по Карасуйскому, 10—12 км по Нижне-Мургабскому сдвигам).

Для батского яруса, например, наблюдается следующая картина. Отложения центральной впадины (мощность осадков 200—250 м) расположены к востоку от Карасуйского сдвига в бассейне Чон-Таша и Аю-Джола. Западные сдвига они прослежены в долинах Уч-Джилги и Караулдындыалы. Осадки зоны внутреннего поднятия (мощности 30—50 м) расположены в бассейне Хан-Юлы, Каракуль-Ашу и Сулистыка, где срезаны Карасуйским сдвигом. Западные их продолжение установлено в горах Чакобай, в бассейнах Кокбелес-Джанги-Даван-сая, Иркалды-Джилги и Беика. Отложения внутреннего прогиба (200—250 м) и ограничивающей его с севера зоны поднятия (до 50 м) имеют аналогичное распространение. На основании расположения осадков отдельных частей перечисленных конседиментационных структур видно, что когда-то единые они затем были рассечены серией правосторонних сдвигов с амплитудой приблизительно в 60 км (здесь не учитывается амплитуда Шорбулакского сдвига, так как он целиком расположен в пределах одной зоны).

Аналогичное расположение имеют и конседиментационные структуры нижнекелловейского подъяруса.

Соотношение раннеальпийских складок со сдвигами Оксу-Мургабской зоны. К указанным структурам относятся более или менее в морфологическом отношении сложные дислокации, образованные породами юры, а иногда и палеогена (?). Возможно, что они формировались в течение мела и палеогена; однако очевидно, что они же были в значительной мере усложнены в позднем кайнозое, в период общего усложнения первоначальной структуры Юго-Восточного Памира. Крайне неширокое распространение третичных отложений на территории района затрудняет выделение раннеальпийских дислокаций. К рассматриваемому типу структур отнесены лишь те из них, которые обладают специфической морфологией, имеют в плане дугообразную форму, аналогичную с юрскими конседиментационными структурами.

Уже отмечалось, что на больших площадях Юго-Восточного Памира юрские отложения залегают в целом полого, образуя обширные, часто изометричные складки. Исключением, причем в плане рассматриваемого вопроса очень важным, является полоса чрезвычайно сильно дислоцированных юрских пород, осложненная многочисленными надвигами и тектоническими срывами. Указанная полоса прослежена внутри зоны

простых брахиформных структур, вследствие чего отчетливо вырисовывается на геологических картах. В плане она образует разорванную дугу. Восточнее Карасуйского разлома зона сложно дислоцированных юрских отложений прослеживается в долине Хан-Юлы и Сулистыка, далее она проходит по водоразделу Сулистыка и Данге-Куристыка, срезаясь по левому борту Уч-Джилги Карасуйским разломом (см. фиг. 33). Аналогичные структуры прослежены северо-западнее, уже к западу от этого разлома, в горах Чакобай-Атайды и верховьях Ничке-Джилги. Западнее Нижне-Мургабского разлома система сложнейших покровных складок откартирована в верховьях Северной и Южной Боз-Тере. Из приводимой схемы видно, что когда-то единая полоса дислокаций, резко отличающаяся по своей морфологии от ограничивающих ее с севера и юга, запада и востока простых структур, разорвана на серию отрезков, имеющих кулисообразное расположение. Каждый западный отрезок смещен к северо-западу относительно восточного. Суммарная амплитуда смещения равна 60 км. Сказанное подтверждается также и тем, что в отнесенной сложно дислоцированной зоне обнажаются вполне определенные отложения юры, соответствующие внутреннему краю предрифовой депрессии и внешнему — рифов. Общее смещение этих отложений по Карасуйскому и Нижне-Мургабскому сдвигам примерно равно 60 км, что хорошо увязывается с данными, полученными из анализа расположения позднемезозойских и раннекайнозойских складчато-разрывных нарушений.

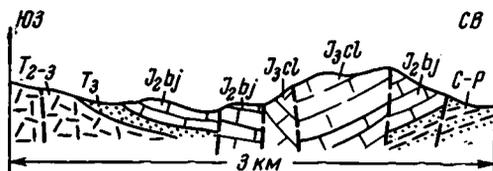
Структура Оксу-Мургабской зоны разломов. Зона состоит из четырех основных (Шорбулакский, Карасуйский, Нижне-Мургабский и Кокбелесский) и множества мелких разрывных нарушений. Преобладают разломы северо-западного направления (азимут 310—320°). Кроме того, встречаются многочисленные более или менее крупные оперяющие нарушения, группирующиеся в системы и имеющие определенное положение в структуре зоны.

Наиболее крупный — Карасуйский разлом прослежен от верховьев р. Хан-Юлы до восточного окончания Базардаринского хребта. На юго-востоке (Хан-Юлы) он представляет собой серию разломов, расположенных в полосе шириной в 7—8 км. Как правило, каждый из разломов отчетливо устанавливается на местности по мощной (20—50 м) зоне крупнообломочной брекчии, обладающей красновато-бурой окраской. Порода состоит из угловатых обломков размером до нескольких десятков сантиметров, сцементированных более или менее обильным мелкозернистым карбонатным цементом (катаклазированные растертые зерна кальцита и редко слюды). Брекция выполняет круто падающие зияющие полости, прослеживаемые иногда вдоль разлома на многие километры. Довольно часто она размыта; в этом случае, особенно в массивных известняках, обнажаются две отполированные стенки, покрытые коркой кирпично-красных, бурых ожелезненных карбонатных пород. В десятках наблюдавшихся обнажений на такой корке различается горизонтальная штриховка; лишь в двух-трех случаях штриховка имеет значительную вертикальную составляющую. Обычно различаются несколько генераций штрихов от старых, сильно замытых до совершенно свежих, блестящих на поверхности. Часто горизонтальные штрихи в северо-западном направлении переходят в серию обращенных вверх «завитушек», возникших, по-видимому, при затухании горизонтального смещения вдоль трещины.

Северо-западнее Карасуйский разлом представляет собой узкую зону нарушений, к которой приурочена очень характерная, заложившаяся еще в неогене система северо-западных долин Кастанат-Джилги, Уч-Джилги и Караулдындалы. Линия сместителя обнажена здесь далеко не всегда. В тех же случаях, когда мы можем ее наблюдать (верховья Кунтея, правый борт Кастанат-Джилги, устье Куристыка, Шор-Джилга),

она представляет собой мощную зону брекчированных пород, аналогичную рассмотренным выше. В ряде мест вдоль Карасуйского разлома появляются узкие (100—200 м) небольшие тектонические клинья. В целом же Карасуйский разлом лишь иногда бывает представлен единой тектонической линией, чаще он наблюдается в виде системы ветвящихся, ограничивающих отдельные клинья разрывов, группирующихся в зону шириной до 1—2 км. Плоскость сместителя имеет крутые углы падения (75—90°), местами она падает на северо-восток, местами — на юго-запад (фиг. 52).

Далее к северо-западу ориентировка Карасуйского разлома становится иной. Если на юго-востоке (Кастанат-Джилга, Уч-Джилга, перевал Сары-Таш) азимут его простирания равен 310°, то в устье Караулдындалы и в Базардаринском хребте простирание постепенно изменяется и становится субширотным (290—300°). Разлом, имевший крутые углы наклона плоскости сместителя и характеризовавшийся мощной зоной дробления, в Базардаринском хребте переходит в Лянгар-Сарезский



Фиг. 52. Поперечный профиль через зону Карасуйского сдвига в районе верховьев р. Караулдындалы

надвиг, плоскость которого падает на юго-юго-восток или на юг под углом сначала 60°, а в бассейне Ак-Архара и Элису — 45°. Изменяется и морфология нарушения. В Базардаринском хребте отсутствуют зоны брекчирования; оба крыла надвига имеют притертый контакт.

Нижне-Мургабский разлом ответвляется от Карасуйского в устье Уч-Джилги, откуда протягивается к северо-западу до долины р. Мургаб (Базардаринский хребет). В юго-восточной части рассматриваемый разлом представлен зоной брекчированных пород, по которой известняки верхнего триаса взброшены относительно третичных красноцветных конгломератов. В Базардаринском хребте Нижне-Мургабский разлом представляет собой круто падающий взброс, смыкающийся с Лянгар-Сарезским надвигом.

Кокбелесский разлом по существу представляет собой серию (до пяти-шести) разрывов, ограничивающих узкие, вытянутые на десятки километров в северо-западном направлении блоки. Их морфология и ориентировка мало чем отличаются от ранее рассмотренных структур: на юго-востоке обычно наблюдается сбросовая компонента. Разрывы устанавливаются по мощным тектоническим брекчиям. В долине Кокбелес-Джанги-Даван-сая указанные разломы имеют взбросовую компоненту, однако плоскости сместителя, как правило, наклонены очень круто (70—90°). В бассейне Ункур-Даван-сая Кокбелесская система разломов смыкается с серией широтных надвигов, оперяющих Нижне-Мургабский разлом.

Лянгар-Сарезский надвиг откартирован на расстоянии более чем 200 км от северных окраин Базардаринского хребта на востоке до Хорога на западе (данные И. О. Гусева, В. П. Булина, В. И. Дронова и др.). Он образует гигантскую плавную выпуклую к северу дугу; плоскость его падает на юг под углом от 10—20 до 60—70°. В пределах рассматриваемого района в виде четко выраженного взброса он установлен в долине нижнего течения Мургаба по надвиганию пермо-триасовых и юрских отложений на башгумбеские и аличурские граниты (γ J_3 — Cr_1). Далее на запад он установлен Г. С. Восконянцем (надвигание каменноугольных и пермо-триасовых отложений Юго-Восточного Памира на каменноугольные — Центрального Памира).

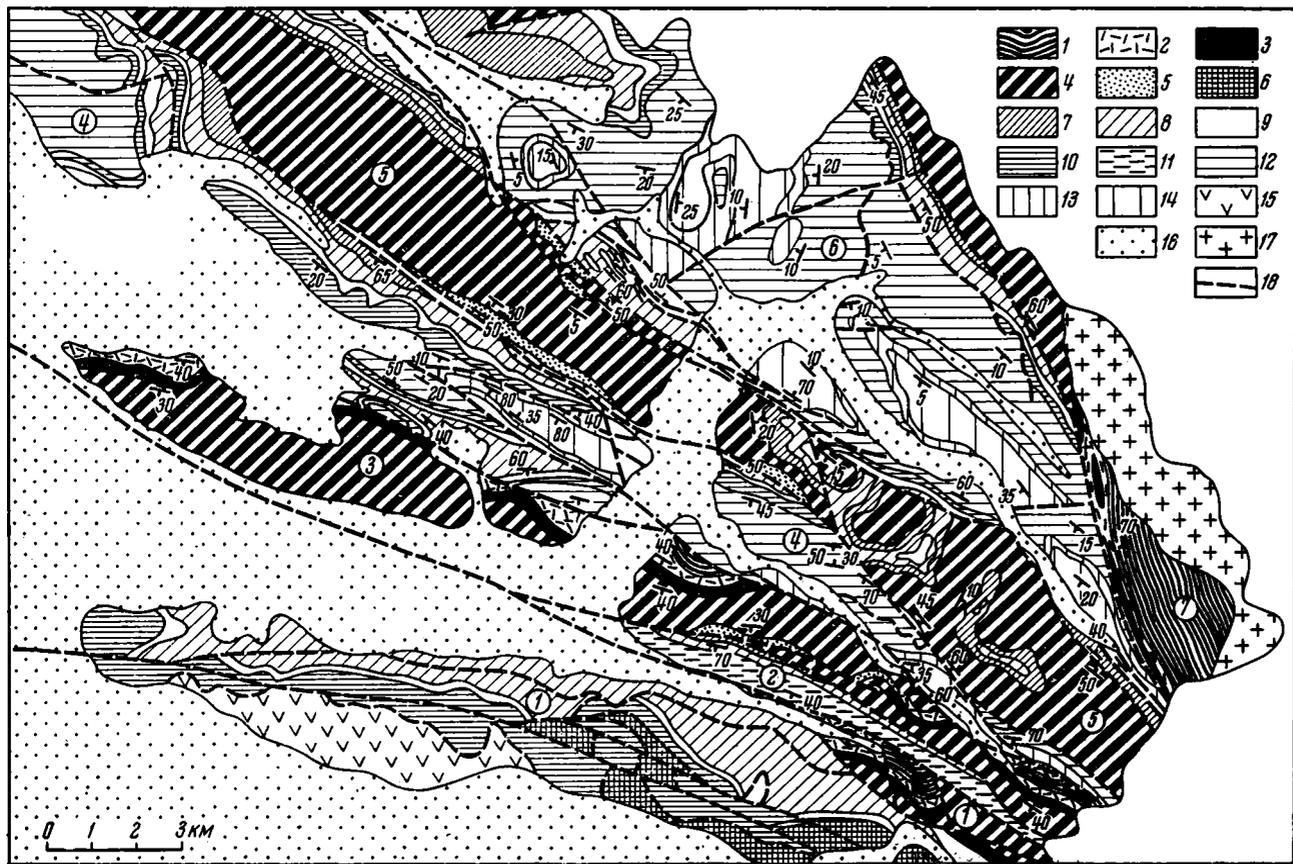
Уже отмечалось, что приразломная зона оксу-мургабских сдвигов имеет асимметричное строение: на юго-востоке преимущественно распространены сравнительно просто построенные, вытянутые на десятки километров, часто коробчатые горстовые и грабеновые структуры, в центральных частях брахивидные, мульдобразные, близкие к изометричным складки и лишь на северо-западе, в зоне затухания сдвигов и перехода их в надвиги, появляются сжатые, осложненные надвигами структуры. Рассмотрим некоторые примеры.

Структура бассейна Каракуль-Ашу и Хан-Юлы. В пределах рассматриваемой территории расположено пять горст-антиклиналей и четыре грабен-синклинали (фиг. 53). Горст-антиклинали сложены преимущественно рифогенными акташскими доломитами, образующими узкие (2—5 км), вытянутые на десятки (20—40) километров в северо-западном направлении полосы. Грабен-синклинали выполнены юрскими отложениями. Обычно присутствуют более или менее узкие (1—3 км), рассеченные многочисленными разломами структуры. Однако одновременно здесь наблюдаются и более широкие, просто построенные грабен-синклинали, обладающие широкими плоскими днищами и флексуобразными крыльями.

Не будем рассматривать все расположенные здесь структуры, так как большинство их однотипно, имеет в целом одинаковые размеры и сходную ориентировку; остановимся лишь на некоторых характерных примерах.

Акташская горст-антиклиналь представляет собой ориентированную в северо-западном направлении узкую (2—4 км) структуру, которая, почти не меняя своей ширины, тянется от верховьев р. Ак-Сай до долины р. Оксу примерно на 35 км. Ось складки ундулирует слабо. Антиклиналь сложена практически только массивными известняками верхнего триаса; лишь кое-где на сводах они перекрыты полого залегающими нашлепками юрских отложений. Морфология структуры проста: коробчатая антиклиналь с плоским, относительно широким сводом, в пределах которого слои залегают горизонтально, и резкими флексуобразными крыльями. Здесь слои дислоцированы гораздо сильнее, их наклон достигает 60—70°, часто они стоят на голове, местами можно наблюдать появление мелких сжатых складок. Переход от свода к крыльям резкий. Вдоль обоих крыльев во всю длину складки прослеживается система круто падающих сбросов, несколько наклоненных в сторону от ее оси. Местами это — единое нарушение, местами же — серия многочисленных разрывов (фиг. 54).

Северо-восточнее Акташской горст-антиклинали расположена Аксайская грабен-синклиналь. Она прослежена от верховьев р. Ак-Сай до среднего течения р. Кок-Чаги на расстояние 23—25 км. На юго-востоке ее ширина равна 1 км; северо-западнее (район водораздела Хан-Юлы и Кок-Чаги) она достигает 7—8 км. В плане синклиналь имеет форму удлиненного треугольника с обращенным к северо-западу основанием. В ее пределах наблюдается наиболее полный для этих мест разрез юрских отложений (J_2bj — J_{3ox_2}). В верховьях Ак-Сая синклиналь представляет собой три узкие круто падающие тектонические клина юрских отложений, зажатые между полями развития пермо-триасовых пород. Слои наклонены круто (70—80°), согласно с падением плоскостей разрывов. В северо-западном направлении по мере расширения площади развития юрских отложений структура становится проще. Вместо отдельных узких клиньев появляется простая симметричная синклиналь, которая далее к северо-западу переходит в простую коробчатую структуру. В пределах широкого плоского днища слои залегают полого, редко их наклон превышает 15—20°, обычно же он равен 5—10°. Вдоль северо-восточного крыла слои наклонены на запад-юго-запад под углом 60—70°. Переход от крыла к центральным частям резкий. В районе перевала



Фиг. 53. Геологическая карта бассейна р. Хан-Юлы

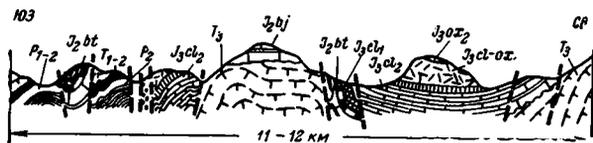
1 — базардэринская свита (C_1-P_{1a});
 2 — кубергандинская, ганская, карабелесская свиты (Pm_2-rm);
 3 — кобригенская свита (T_1-2);
 4 — акташские доломиты (T_2-T_3k);
 5 — истыкская свита (T_3-r); 6 — седьская свита (J_1-2); 7 — нижнебайосский подъярус; 8 — верхнебайосский подъярус; 9 — батский ярус; 10 — нижнекелловейский подъярус; 11 — батско-келловейские отложения нерасчлененные; 12 — среднекелловейский подъярус; 13 — средне-, верхнекелловейский подъярусы; 14 — верхнекелловейский и нижнеоксфордский подъярусы; 15 — палеоген; 16 — четвертичные отложения; 17 — меловые граниты; 18 — разломы.

Цифры на карте: 1 — Беикская антиклиналь; 2 — Чонташская синклиналь; 3 — Каракульская антиклиналь; 4 — Пустанская синклиналь; 5 — Акташская антиклиналь; 6 — Аксайская синклиналь; 7 — Жеркопчальская антиклиналь

Кичик-Хан можно видеть, как круто падающие известняки и мергели бат-келловея буквально на расстоянии нескольких десятков метров вы-полаживаются (падение на запад, углы 5—20°). Юго-западное крыло Аксайской грабен-синклинали построено в целом сходно. Слои наклонены к северо-востоку под углом 70—80°.

В северо-западном направлении юрские отложения постепенно выклиниваются. Водораздел рек Кок-Чаги и Шинды сложен массивными акташскими доломитами (Т₂₋₃), выше которых в виде отдельных нашлапок залегают байосские отложения. Таким образом, Аксайская синклиналь представляет собой асимметричную структуру с максимально опущенным юго-восточным и приподнятым северо-западным окончанием.

Мы рассмотрели характерные примеры структур юго-восточной части Истыкского синклиория. Он представляет собой серию блоков, разделенных круто падающими разломами с отчетливо выраженной сбросовой вертикальной компонентой. Указанные разломы не всегда контролируют простирание складчатых структур. Иногда они имеют секущий характер, примыкая к осям складок под более или менее острыми углами



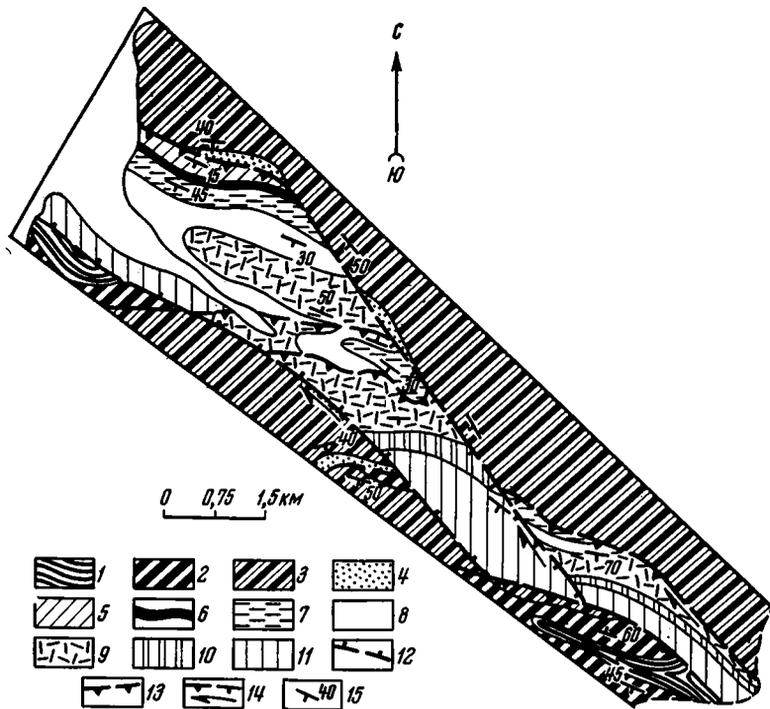
Фиг. 54. Поперечный профиль через Акташскую горст-антиклиналь и Аксайскую грабен-синклинали

(фиг. 55). Следует отметить, что горсты в структурном отношении мало меняются по простиранию. Наоборот, грабены, резко суженные на юго-востоке, быстро расширяются на северо-западе, одновременно упрощается их морфология. Усложнение структур некоторых грабен-синклиналей, по-видимому, связано с последующим раздавливанием осевших блоков.

Структура Кызылрабата, Кунтея и Аю-Джола. Уже говорилось, что к северо-западу юрские отложения бассейна Хан-Юлы частично размыты, на обширных площадях здесь обнажаются массивные рифовые известняки верхнего триаса. Юрские отложения сохранились в отдельных разобщенных синклиналиях (фиг. 56).

Кунтейская грабен-синклиналь расположена в бассейне р. Кунтея (район горы Кальчак). На юго-западе она ограничена просто построенной антиклиналью, близкой по форме к коробчатой, сложенной отложениями верхнего триаса, которые полого погружаются к северо-востоку под углом 5—20°. Примерно в среднем течении р. Кунтея видно, как триасовые породы перекрыты известняками и мергелями юры. Байосские и нижнебатские слои залегают полого (падение на северо-восток под углом 15—30°), верхнебатские и нижнекелловейские имеют более крутые наклоны — 45—50°, массивные рифы и мергели среднего келловея падают под углом 30—35°. На северо-востоке Кунтейская синклиналь ограничена Карасуйским разломом, по которому акташские известняки взброшены (плоскость разлома падает на северо-восток под углом около 70°) относительно келловейских.

Северо-Восточнее Кунтейской синклинали прослеживается коробчатая антиклиналь, сложенная триасовыми рифами. В верховьях р. Аю-Джол отложения триаса сменяются юрскими, образующими обширную Аюджольскую грабен-синклиналь, ориентированную в общем согласно с Кунтейской. В плане она имеет форму треугольника, основание которого обращено к северо-западу, в этом же направлении происходит замещение юрских отложений триасовыми. В пределах ее юго-западного крыла нижнебайосские мергели и известняки с небольшим несогласием залегают на верхнетриасовых. Слои падают на северо-восток



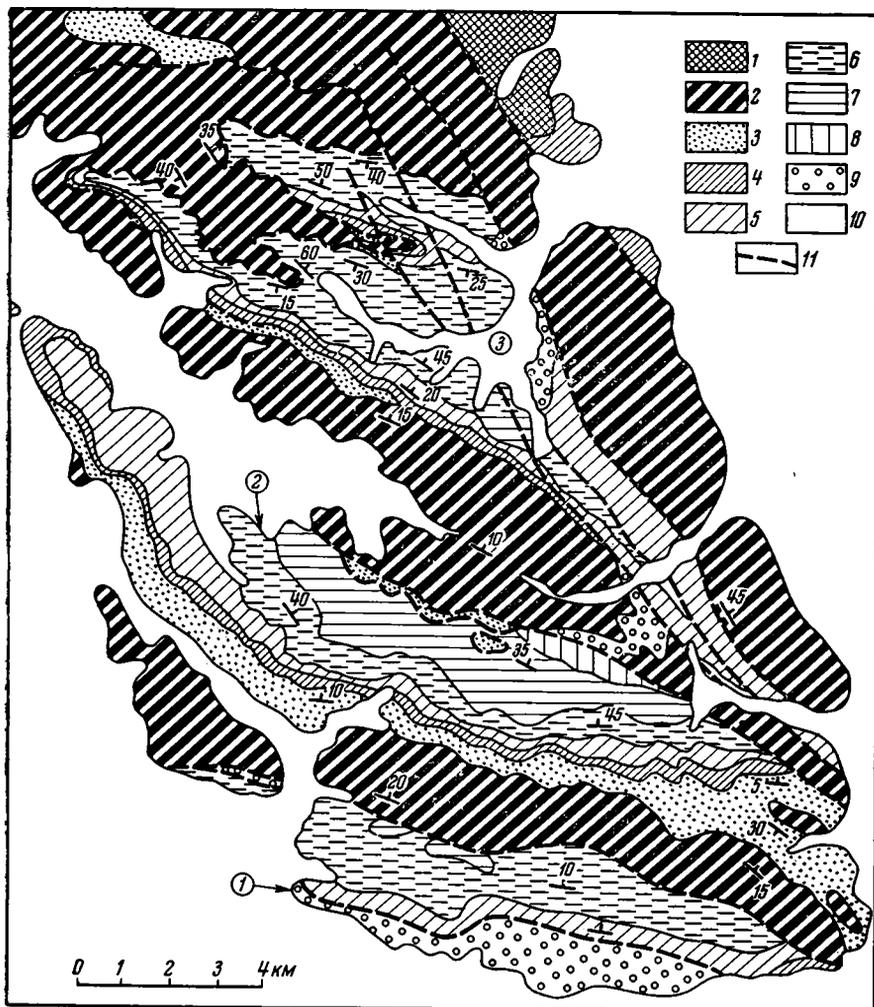
Фиг. 55. Геологическая карта Пустанской грабен-синклинали

1 — базардаринская свита (C_1-P_1a); 2 — кубергандинская, ганская и кобригенская (T_1 -зап) свиты; 3 — акташская подсвита ($T_2-з$); 4 — истыкская свита ($T_{3п-г}$); 5 — верхнебайосский подъярус; 6 — батский ярус; 7 — нижнекелловейский ярус; 8, 9 — среднекелловейский подъярус; 8 — горизонт мергелей, 9 — горизонт рифогенных известняков; 10 — среднекелловейский и верхнекелловейский подъярусы; 11 — верхнекелловейский и нижнеоксфордский подъярусы; 12 — сбросы; 13 — взбросы и надвиги; 14 — сдвиго-взбросы и сдвиго-сбросы; 15 — элементы залегания

под углом 5—25°. Далее к северо-востоку углы наклона становятся круче, достигая 40—50°. Ядро синклинали, выполненное батскими и нижнекелловейскими мергелями, смято в серию причудливых мелких складок. Местами в ядрах таких структур из-под бат-келловейских отложений появляются акташские известняки (T_3). На северо-востоке Аюджольская синклинали ограничена круто падающим сдвиго-взбросом (плоскость наклонена на восток-северо-восток под углом 70—80°), по которому на отложения юры надвинуты акташские рифогенные известняки. Серия аналогичных сдвиго-взбросов рассекает Аюджольскую синклинали. Указанные взбросы в устье Аю-Джола затухают, переходя в серию мелких субширотных надвигов, ограничивающих синклинали с севера.

В отличие от структур бассейна р. Хан-Юлы, где преимущественно развиты были двусторонние блоковые структуры, ограниченные сбросами, в районе Кунтея распространены односторонние грабен-синклинали и горст-антиклинали, разграниченные круто падающими взбросами.

В предыдущих разделах было показано, что протягивающиеся в северо-западном направлении разломы представляют собой правые сдвиги, ограничивающие серию блоков, каждый западный из которых смещен к северо-западу относительно соседнего восточного. В рассматриваемом районе четко выделяются две системы разломов, ориентированных по азимуту 290—310 и 330—340°. Первая система разломов является юго-восточным окончанием Оксу-Мургабской зоны, вторая — опережающая — примыкает к первой с севера. Указанные нарушения ограничива-

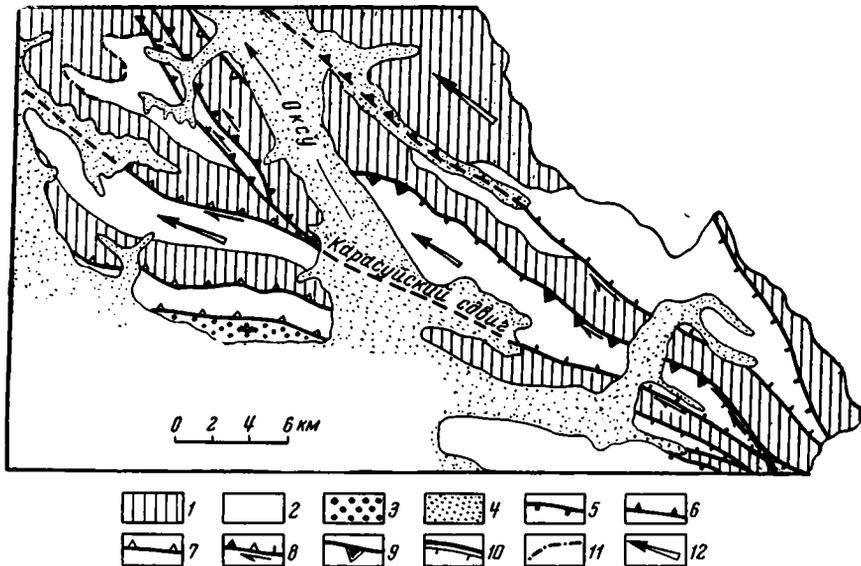


Фиг. 56. Геологическая карта Кунтея и Аю-Джол

1 — базардаринская свита (C_1-P_1a); 2 — акташская подсвита (T_2-3); 3 — истыкская свита (T_2p-r); 4 — нижнебайосский подъярус; 5 — верхнебайосский подъярус; 6 — батский ярус и нижнекелловейский подъярус; 7 — среднекелловейский подъярус; 8 — верхнекелловейский подъярус; 9 — третичные отложения; 10 — четвертичные отложения; 11 — разломы. Цифры на карте: 1 — Кызылрабатская синклиналь; 2 — Кунтейская синклиналь; 3 — Аюджольская синклиналь

ют блоки, в первом приближении имеющие треугольную форму в плане: суженные юго-восточные части таких блоков максимально опущены. Разломы Оксу-Мургабской зоны (азимут $290-310^\circ$) являются шарнирными: на юго-востоке (Хан-Юлы) это, как правило, сдвиго-сбросы, на северо-западе (Кунтея) — сдвиго-взбросы. Аналогично, разломы с азимутом $330-340^\circ$ в Сарыкольском хребте, по-видимому, чистые сбросы (сдвиговая амплитуда здесь не установлена), в Кунтее и Аю-Джоле — сдвиго-взбросы (сдвиговая амплитуда, определяемая по смещению осей отдельных складок, не превышает 1—2 км) (фиг. 57).

Возникновение подобного структурного рисунка может быть объяснено следующим образом: при смещении каждого из блоков в северо-западном направлении горизонтальные перемещения происходили лишь на некотором отрезке сдвига. Естественно, что в районе, где сдвиг затухал, образовались оперяющие разломы типа сдвига-взброса с одновре-



Фиг. 57. Структурная схема верховьев р. Оксус

1 — палео-триасовые отложения; 2 — юрские отложения; 3 — третичные отложения; 4 — четвертичные отложения; 5 — сбросы; 6 — взбросы ранней генерации; 7 — более поздние надвиги и взбросы; 8 — соответственно сдвиго-сбросы; и сдвиго-взбросы, наложенные; 9 — сдвиго-взбросы; 10 — сдвиго-сбросы (структуры наиболее поздней генерации); 11 — тектонические срывы; 12 — общее направление смещения блоков

менным надвиганием более древних толщ на молодые. Наоборот, в тыльной части в результате процессов растяжения возникла система сбросов и сдвиго-сбросов, сопровождавшихся опусканием как вдоль основных, так и оперяющих разломов.

Сдвиговые перемещения были многофазовыми: поздние движения перерабатывали существовавшие уже структуры. В этом случае часто структуры, образовавшиеся в зонах растяжения, подвергались последующему более или менее интенсивному сжатию.

Примером такой переработки может служить Пустанская грабен-синклинали. Она расчленена крутым поперечным разломом (азимут 330°), разделяющим ее на две части (см. фиг. 55). Северо-западная часть синклинали по этому разлому смещена примерно на 1,5—2 км к северо-западу относительно юго-восточной. По левому борту среднего течения Пустана видно, как серия простых широтных складок, образованных средне-верхнеюрскими известняками, подходит к поперечному разлому. В месте их сочленения происходит отворот осей складок к юго-востоку, здесь же меняется и морфология структур — появляются сжатые складки. В устьевой части Пустана, а также в районе перевала Каракуль-Ашу поперечный разрыв переходит в надвиг (азимут простираения 310°), плоскость которого падает к юго-западу под углом $50-60^\circ$. Именно в районе такого перехода и происходит резкое усложнение внутренней структуры рассматриваемой грабен-синклинали.

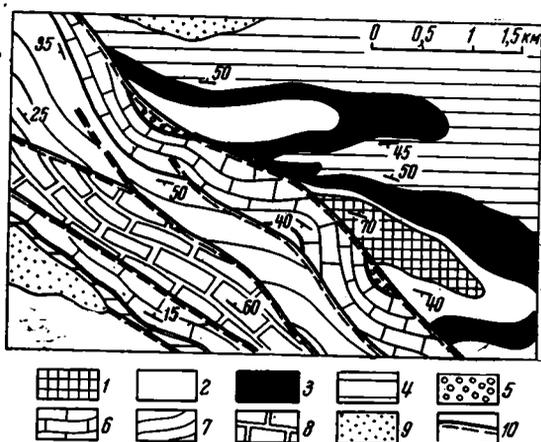
Формирование окончательной структуры синклинали связано с наложением поперечного правого сдвига, сместившего северо-западную часть синклинали к северо-северо-западу. В результате такого смещения в районе перевала Каракуль-Ашу возникла локальная зона сжатия, выразившаяся в появлении местного сдвиго-надвига и резком усложнении первоначальной структуры Пустанской грабен-синклинали.

Структура бассейна рек Уч-Джилга и Караулдында. Рассматриваемый район охватывает юго-западную окраину Тахтамышского анти-

клинория и северо-восточный край средней части Истыкского синклинория. Для него характерна наименьшая переработка киммерийских и раннеальпийских структур. Основные разрывные нарушения представляли собой «чистые сдвиги». Однако следует сказать, что понятие «чистый сдвиг» в достаточной степени условно, так как местами возникали локальные зоны сжатия и растяжения, в пределах которых расположены морфологически сложные альпийские складки, ассоциирующиеся с разрывами типа сдвига-взброса и сдвига-сброса.

Основными альпийскими нарушениями являлись разрывы, по которым происходило правое смещение киммерийских и раннеальпийских структур. Именно здесь наблюдается срезание линейно вытянутых широтных складок внешней части Юго-Восточного Памира и торцовое их сочленение по Карасуйскому сдвигу с крупными брахиформными структурами

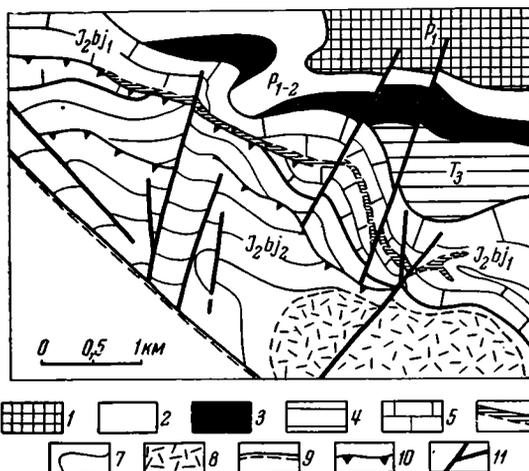
Фиг. 58. Геологическая карта района перевала Сары-Таш
 1 — базардаринская свита (С₁ — Р_{1а}); 2 — шиндйская, кубергандинская, ганская и карабелесская свиты (Р_{1а}—Р_{2рт}); 3 — кобригенская свита (Т₁—зк); 4 — истыкская свита (Т_{2п}—г); 5 — базальный юрский горизонт; 6 — нижнебайосский подъярус; 7 — верхнебайосский подъярус; 8 — нижнекекеловойский подъярус; 9 — четвертичные отложения; 10 — разломы



его центральных районов. Вследствие того, что процессы сжатия и растяжения имели резко подчиненное значение, последние сохранились без существенного изменения. Лишь в зонах, непосредственно прилегающих к основным сдвигам, местами происходит значительная переработка древних структур (появление вторичных изгибов осей складок, присдвиговых брахискладок, оперяющих трещин и т. д.).

Альпийская структура юго-западного крыла Тахтамышского антиклинория. Здесь расположена серия широтных складок, которые под углом 40—50° подходят к Карасуйскому разлому. Различаются складки, сложенные пермо-триасовыми и юрскими отложениями. Среди первых выделяются три синклинали, ядра которых выполнены породами истыкской свиты. Разделяющие их антиклинали сложены отложениями базардаринской свиты. И антиклинали, и синклинали представляют собой сравнительно просто построенные, прямые, реже наклоненные к северу структуры, ширина которых колеблется от 4—5 до 8 км. Практически не меняя своей морфологии, они прослеживаются на десятки километров. Наоборот, при приближении к Карасуйскому сдвигу их морфология становится иной. В узкой (3—4 км) приразломной зоне появляются мелкие субширотные складки. Создается впечатление, что крупные структуры здесь как бы распадаются на серию сжатых, часто опрокинутых структур с быстро погружающимися к востоку шарнирами. Часто можно наблюдать характерный изгиб осей складок, при этом их простирание меняется с широтного на востоке на северо-западное на западе; в этом направлении увеличиваются и углы наклонов слоев (фиг. 58). Здесь же слои нарушены многочисленными оперяющими сколами типа левых меридиональных сдвига-сбросов и широтных надвигов, образующих в некоторых местах отчетливо выраженные системы (фиг. 59). Амплитуда таких сдви-

гов и надвигов редко превышает первые сотни метров, обычно же равна нескольким десяткам метров. Их формирование происходило в условиях продольного сжатия отдельных тектонических блоков, ограниченных сдвигами. При этом возникали две системы круто падающих сколов — субмеридиональная, обычно резко преобладающая, и субширотная. Сдвиговые подвижки и сопровождавшее их сжатие имели место неоднократно. В одних случаях наблюдалось меридиональное сжатие, которое привело к образованию отмеченных широтных присдвиговых брахискладок и отдельных более или менее крупных надвигов. В других случаях сжатие было ориентировано в северо-западном направлении (вдоль сдвига). Интересный пример приложения двух таких разнонаправленных сил мы наблюдаем в пределах левого борта долины Кастанат-Джилги. Здесь



Фиг. 59. Геологическая карта правого борта долины Кастанат-Джилги

1— базардаринская свита (C_1-P_1a); 2— куберандинская и ганская свиты (P_1a-P_2pm); 3— кобригенская свита (T_1-zk); 4— истыкская свита ($T_{3p}-r$); 5— нижнебайосский подъярус; 6— прослои мергелей среди нижнебайосских известняков; 7— верхнебайосский подъярус (оолито-водорослевые известняки); 8— верхнебайосский подъярус (рифогенные известняки); 9— сдвиги; 10— надвиги; 11— оперяющие сколы

расположена субширотная брахиантиклиналь. Рассматриваемая складка возникла в условиях меридионального сжатия, нашедшего свое выражение также в образовании крупного широтного надвига, прослеживаемого по южному склону долины р. Игримюиз, а также в серии меридиональных сколов типа сдвига-сбросов незначительной амплитуды. Позднее в результате смещения блока, ограниченного Шорбулакским и Карасуйским разломами, к северо-западу происходило продольное его сжатие с одновременной переработкой указанной складки, выразившейся в появлении дополнительной антиклинали, ось которой примерно под углом 70° ориентирована по отношению к оси более древней структуры (фиг. 60).

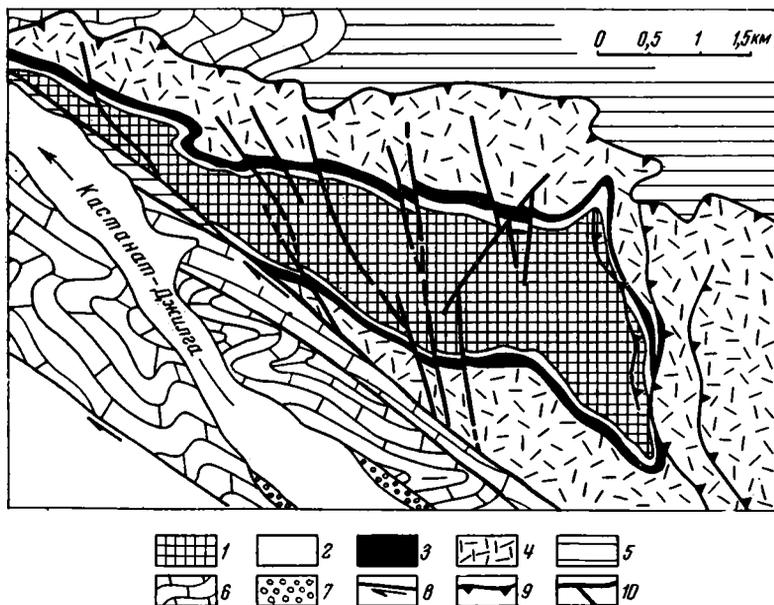
Присдвиговые участки с подобным типом структуры в целом встречаются сравнительно редко. Гораздо чаще даже в мелких блоках можно наблюдать обрывки киммерийских и раннеальпийских структур.

В рассматриваемом районе сдвиги редко присутствуют в виде единой линии. Обычно они представляют собой систему вытянутых в северо-западном направлении узких тектонических клиньев, имеющих линзовидную форму. Так, например, по левому борту Уч-Джилги, в горном массиве к северу от Куристыка, в зоне Карасуйского сдвига, расположена серия узких (0,2—1 км) блоков длиной от 1 до 6 км. Блоки эти ограничены круто падающими разломами, иногда со значительной вертикальной компонентой. Отсюда указанная серия блоков, местами расширяясь, местами суживаясь, тянется в северо-западном направлении до урочища Будда-сай. Отличительной особенностью их внутренней структуры является крайне слабая нарушенность слоев. Некоторые блоки сложены пермо-триасовыми, некоторые — юрскими отложениями. Так, например, в устьевой части р. Сор-Джилга откартировано по крайней мере пять

блоков. Пермо-триасовые слои смяты в систему субширотных морфологически простых складок. Юрские отложения залегают практически горизонтально. Иногда они полого наклонены в сторону одного из ограничивающих блок разломов. Простирание слоев в целом согласное с ориентировкой самого блока.

Многие из блоков имеют шарнирное строение. В этом случае в северо-западной части блока обнажаются более древние, в юго-восточной — молодые отложения. Местами такие структуры осложнены простыми поперечными складками, углы наклона на крыльях которых редко превышают 15° . Здесь же иногда встречаются мелкие поперечные взбросы. Досдвиговая структура, по-видимому, представляла собой обширную мульдообразную плоскую складку. При образовании Карасуйского разлома она была рассечена на серию ориентированных в северо-западном направлении блоков. Альпийская переработка выразилась по существу лишь в этом, пластическая деформация была незначительной, при разломные блоки «растаскивались» вдоль линии сместителя, однако при этом они не подвергались существенному сжатию или растяжению.

Структура бассейна р. Куртеке и верховьев Кокбелес-Джанги-Даван-сая. В этом районе киммерийские дислокации также были переработаны слабо. Почти повсеместно здесь распространены обширные простые мульдообразные синклинали и изометричные брахивидные антиклинали, рассеченные многочисленными ориентированными в северо-западном направлении разломами. В альпийской структуре наблюдаются отдельные части этих складок, выступающие в пределах изолированных блоков (фиг. 61). Так, например, в бассейне р. Куртеке расположено юго-западное крыло обширной синклинали, выполненной породами байосского, батского и келловейского ярусов, падающими к северо-востоку под углом $10-40^\circ$. Ширина только видимой части синклинали достигает 4 км. Юго-западнее прослеживается обширная антиклиналь, слагающая водораздел Куртеке и Кокбелес-Джанги-Даван-сая. При ширине в 6—7 км она прослеживается примерно на 20—23 км. Шарнир складки ундулирует,

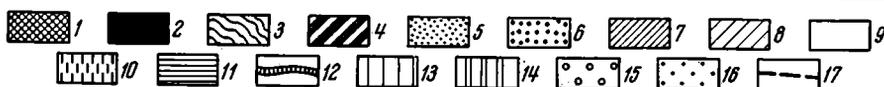
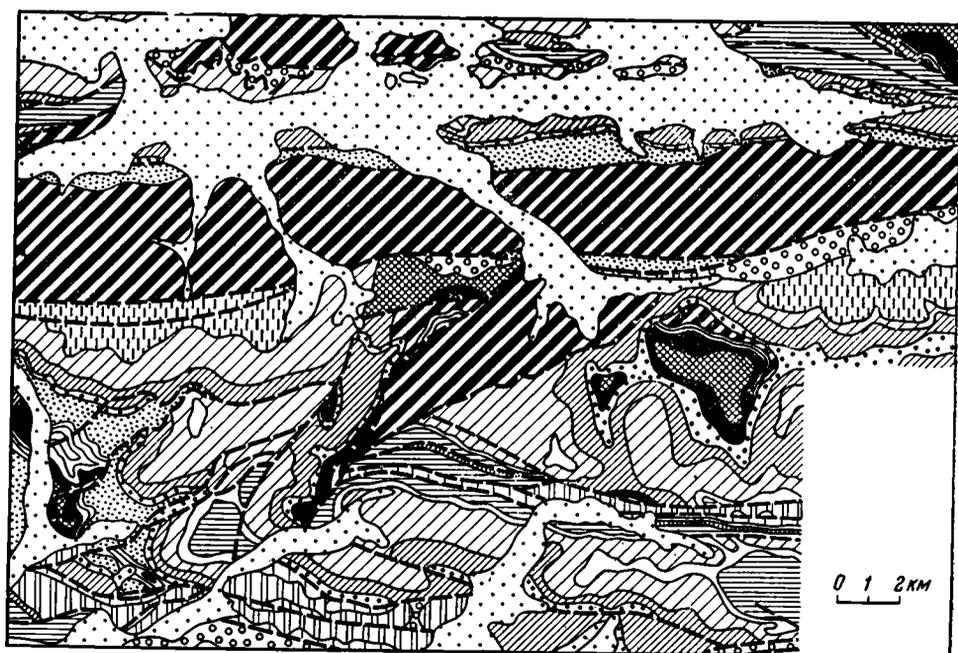


Фиг. 60. Геологическая карта Кастанат-Джилгинской антиклинали

1—базардаринская свита (C_1-P_1a); 2—кубергандинская и ганская свиты (P_1a-P_2pt); 3—коб-риггенская свита (T_1-k); 4—акташская подсвита (T_2-s); 5—истыкская свита (T_3-t); 6—юрские отложения; 7—третичные отложения; 8—сдвиги; 9—надвиги; 10—оперяющие сколы

вследствие чего из-под байосских известняков, слагающих антиклиналь, часто обнажаются пермо-триасовые породы, образующие серию куполообразных структур, увенчивающих осевую часть антиклинали. Далее к юго-западу (западнее Кокбелесского разлома) появляется серия морфологически простых складок, лишь местами переходящих в сжатые опрокинутые структуры. В целом киммерийские складки ориентированы здесь согласно с основными альпийскими сдвигами. Как и в случае ранее рассмотренных примеров, местное усложнение структур наблюдается в участках проявления локального сжатия. При этом здесь развиты широтные или меридиональные надвиги и ассоциирующиеся с ними системы более или менее напряженных складок.

Структура Базардаринского хребта. Эта структура характеризуется широким развитием надвигов, оперяющих сдвиг. Здесь четко выделяются следующие системы нарушений: широтные надвиги, в том числе и Лянгар-Сарезский надвиг, меридиональные надвиги, обычно развитые лишь локально, и ориентированные в северо-западном направлении более или менее крупные сдвиги. Рассматриваемая система дислокаций возникла в районе затухания Оксу-Мургабской зоны и превращения ее в Лянгар-Сарезский надвиг, в районе максимально проявившегося тангенциального сжатия. Сокращение амплитуды горизонтального перемещения с 90—95 км у сдвига до 45 км у надвига естественно не могло произойти без существенной переработки досдвиговой структуры (регио-



Фиг. 61. Геологическая схема бассейна рек Караулдындалы и Куртеке

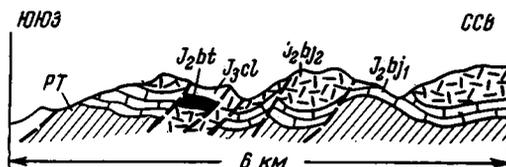
1 — базардаринская свита (C_1-P_1a); 2 — кубергандинская, ганская и карабелесская свиты (P_1a-P_2pt); 3 — кобригенская свита (T_1-zk); 4 — акташская подсвита кобригенской свиты (T_2-3); 5 — истыкская свита (T_3p-r); 6 — базальный горизонт юры; 7 — нижнебайосский подъярус; 8 — верхнебайосский подъярус; 9 — батский ярус; 10 — батский ярус — нижнекелловейский подъярус, нерасчлененные; 11 — нижнекелловейский подъярус; 12 — среднекелловейский подъярус; 13 — верхнекелловейский и нижнеоксфордский подъярусы; 14 — верхнеоксфордский подъярус; 15 — третичные отложения; 16 — четвертичные отложения; 17 — разломы

нальное раздавливание). Однако такое сжатие проявилось очень неоднородно в площадном отношении, да и ориентировано оно было в различных участках по-разному. Вследствие того что затухание сдвига происходило не постепенно, а резко, путем перехода его в Лянгар-Сарезский надвиг, пластические деформации получили здесь сравнительно небольшое распространение. Поэтому часто мы можем видеть весьма простые структуры. Однако местами наблюдается их значительное усложнение.

В бассейне Кен-Джилги и Ункур-Джанги-Даван-сая присутствуют многочисленные крутые надвиги и взбросы, плоскости которых падают на юг (фиг. 62). Обычно надвиги имеют незначительную амплитуду, они прекрасно выражены в зонах, непосредственно прилегающих к сдвигу, и постепенно затухают в западном направлении по мере удаления от него. Отдельные чешуи, ограниченные такими надвигами и взбросами, обладают простой структурой.

Однако по направлению к северо-западу, по мере приближения к Лянгар-Сарезскому надвику, картина меняется. Уже говорилось, что в Базардаринском хребте широко распространены киммерийские и раннеальпийские меридиональные дислокации. В участках, непосредственно прилегающих к сдвигу и сдвигу-взбросу, их морфология меняется. На

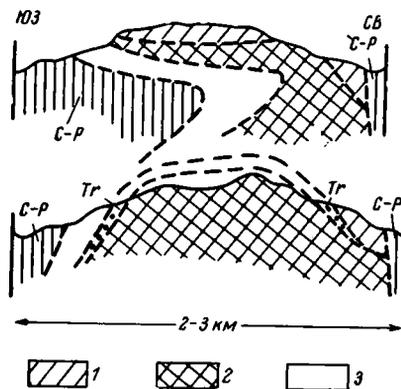
Фиг. 62. Геологический профиль через водораздел Ункур-Даван-сая и Кен-Джилги



место относительно простых складок приходят сжатые часто изоклинные сплюснутые нарушения. Непосредственно в поле можно наблюдать, как морфология одной и той же структуры меняется по направлению с севера на юг. Так, например, по левому борту Южной Боз-Тере юрские отложения образуют своеобразную «покровную складку». На юге (северные окраины массива Чакобай) она представляет собой простую «антиклиналь», ядро которой сложено отложениями юры (здесь присутствует нормальный разрез палеонтологически доказанных отложений байоса, бата, нижнего, среднего и верхнего келловей). Выше залегают красноцветные конгломераты (Тг), которые, в свою очередь, перекрыты мощной пластиной юрских отложений (байос, бат, келловей). Постепенно по направлению к северо-западу (долина Кирбай-сая) «антиклиналь» становится все более сжатой, одновременно круче становятся углы наклона плоскостей надвигов. По левому борту Кирбай-сая ядро «антиклинали» выдавлено, и вся она опрокинута на запад. В разрезе структура представляет собой серию тектонических, лежащих практически горизонтально пластин. Соответственно к западу запрокинута плоскость надвига, разграничивающего поле развития юрских и пермотриасовых отложений (фиг. 63). Такие структуры, по-видимому, могут рассматриваться как сорванные в результате значительного тангенциального сжатия, возникшего при переходе сдвига в надвиг. Важно отметить, что в этом случае направление сжатия было ориентировано приблизительно под прямым углом к осям киммерийских и раннеальпийских структур. Переработка выразилась лишь в резком дополнительном сплющивании и опрокидывании к западу уже существовавших складок. Вот почему их морфология сильно отличается от таковой в бассейне Оксу, где, например, киммерийские дислокации представлены крупными сравнительно простыми структурами.

В связи с переходом сдвигу-надвига в Лянгар-Сарезский надвиг меняется и морфология структур. Если в восточной части Базардинского хребта преобладало широтное и северо-западное сжатие, то в его цент-

ральных и западных частях (Сарезский сектор) большую роль приобретает меридиональное сдавливание, отражавшее общее надвигание Юго-Восточного Памира к северу. Вследствие этого здесь появились широтные структуры. Так, например, в полосе, прилегающей к Лянгар-Сарезскому надвигу с юга, расположена серия широтных в целом согласных с надвигом узких сдавленных опрокинутых к северу складок. Много-слойная система сходных складок откартирована по северному склону



Фиг. 63. Профили, иллюстрирующие изменение морфологии Бозтеринской покровной антиклинали по направлению с юга на север

1 и 3 — западное и восточное крылья антиклинали (байосские, батские и келловейские отложения); 2 — ядро антиклинали (байосские, батские и келловейские отложения)

долины Сарезского озера в лежачем крыле этого надвига. Следует отметить, что на большей части Музкольского хребта отложения сарезской свиты залегают очень спокойно. Лишь в узкой (5—7 км) зоне, которая примыкает к надвигу с севера, они образуют серию изоклиальных лежачих складок, осложненных многочисленными мелкими тектоническими срывами.

* * *

Оксу-Мургабская зона — крупнейшая и наиболее изученная из серии сходных правосторонних сдвигов Юго-Восточного Памира. Момент ее зарождения (во всяком случае для Карасуйского сдвига) относится к концу триаса или началу юры. Это положение обосновывается следующим фактом. Максимальная амплитуда Карасуйского сдвига, определяемая по смещению пермо-триасовых фациальных зон в бассейне рек Кастанат-Джилга, Уч-Джилга и Караулдында, достигает 70 км. Различные фациальные зоны юры в этих же местах смещены в том же направлении всего лишь на 45—50 км. Следовательно, к моменту накопления осадков юры пермо-триасовые толщи юго-западной части района были уже смещены по Карасуйскому сдвигу к северо-западу более чем на 20 км. Сдвиговые перемещения прекратились в юре (во всяком случае их невозможно установить). Крайне неширокое распространение меловых и палеогеновых отложений в пределах района не позволяет даже приблизительно наметить рассматриваемые сдвиги в этот период. Возможно, что они вообще отсутствовали. С уверенностью можно сказать только, что основные горизонтальные подвижки начались в конце кайнозоя, когда обширные участки Юго-Восточного Памира по серии широтных надвигов, сопряженных с системой рассматриваемых сдвигов, были продвинуты к северу, причем пермо-триасовые отложения Юго-Восточного Памира перекрыли некоторые структурные зоны Центрального Памира, в том числе и Пшартский кайнозойский прогиб.

Давансайская зона разломов

Рассматриваемая система нарушений также является одной из крупнейших на территории Юго-Восточного Памира. Протягиваясь от верховьев Бенка до низовьев р. Гурумды, она прослежена в северо-западном

направлении более чем на 120 км. По правобережью Аличура Давансайский разлом постепенно переходит в широтный альпийский Аличурский надвиг (см. фиг. 47).

По своей ориентировке, морфологии, особенностям структурного соотношения с более древними дислокациями разлом напоминает нарушения Оксу-Мургабской зоны, что позволяет предположить для него значительную сдвиговую компоненту. Давансайский разлом сравнительно часто присутствует в виде единой линии, устанавливаемой на местности по мощной (10—15 м) ярко-красной или бурой брекчии (особенно в участках развития массивных карбонатных пород). Местами, однако, мы встречаем зону шириной в 3—4 км, состоящую из серии узких тектонических клиньев. Как правило, здесь можно наблюдать горизонтальную или наклонную штриховку. Плоскость Давансайского разлома падает круто (70—90°), иногда она наклонена на северо-восток, иногда — на юго-запад. Преобладают разрывы северо-западного направления (азимут 310—320°). Только при приближении к долине Аличура ориентировка их становится субширотной (азимут 300°).

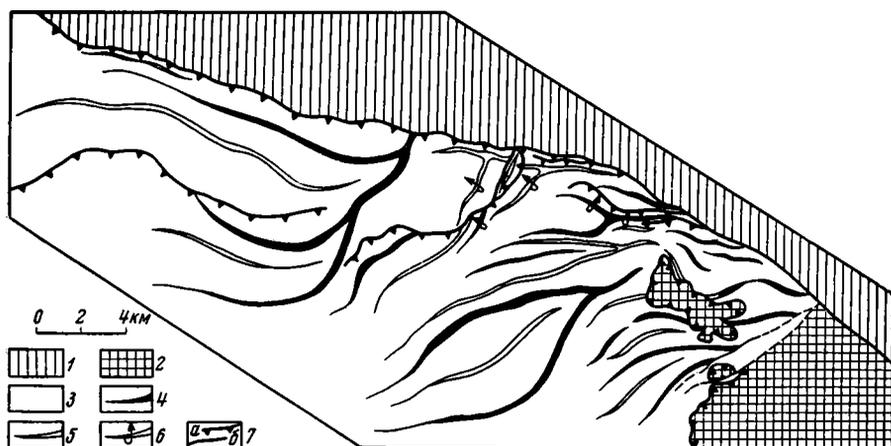
В пользу сдвиговой природы Давансайского разлома говорят следующие факты. Разлом имеет северо-западную ориентировку, аналогичную простиранию главных сдвигов, доказанных по смещению геологических тел. Он так же, как и доказанные сдвиги, на северо-западе переходит в региональный широтный надвиг. Давансайский разлом имеет отчетливо выраженный шарнирный характер: сбросовая компонента преобладает на юго-востоке, взбросовая — на северо-западе. В целом такая структура отражает процесс растяжения в тыловой и сжатия во фронтальной частях сдвига. Аналогичную картину мы наблюдаем, например, для Карасуйского сдвига. Давансайский разлом является позднеальпийским. Он не контролирует первичное расположение фашиальных зон и конседиментационных структур юры, сечет позднекеммерийские складки, а также раннеальпийский Гурумдинский надвиг.

Структура приразломной полосы во многом напоминает таковую у Карасуйского сдвига. Здесь также в зоне растяжения развиты вытянутые согласно с общим простиранием разлома узкие коробчатые антиклинали с плоскими слабо нарушенными сводами и крутыми флексуобразными крыльями. Обычно оба типа дислокаций ограничены крутыми сбросами.

По мере продвижения на северо-запад структура меняется. Обширные плоские складки, развитые в Салангурской депрессии и в верховьях р. Истык, при приближении к Давансайскому разлому распадаются на серию более мелких дислокаций, оси которых изгибаются, меняя ориентировку от субширотной до северо-западной. Такие дислокации зачастую образуют кулисообразные системы, обычно ассоциирующиеся с мелкими взбросами, оперяющими Давансайский разлом. Отмеченный флексуобразный изгиб осей складок наблюдается здесь почти всегда. Однако четко выраженные мелкие приразломные структуры встречаются лишь местами. Иногда даже в непосредственной близости от разлома слои залегают полого.

Наиболее сложно построен участок, прилегающий к северо-западной части Давансайского разлома (урочище Кокджар-Джанги-Даван-сай и левый борт р. Кокбелес-Джанги-Даван-сай). Именно в этом месте, по видимому, чистый сдвиг превращается в сдвиг-надвиг, а юрские отложения смяты в систему субширотных линейных складок. Отличительной особенностью последних наряду с их значительной протяженностью (10—20 км) являются резкие изгибы их осей в плане. По направлению с востока на запад по мере удаления от Давансайского разлома складки начинают разветвляться. Одновременно резко упрощается их морфология. На месте сжатых, часто изоклинальных, опрокинутых к северу структур, шарниры которых резко ундулируют, появляются широкие (не-

сколько километров) плоские дислокации с наклоном слоев на крыльях в 5—40°. Как правило, в приразломной зоне присутствуют многочисленные мелкие взбросы и надвиги, ориентированные согласно с простиранием складчатых структур. Местами наблюдаются участки сложночешуйчатого строения. В непосредственной близости от линии разлома (верховья Джанги-Даван-сая и Кокджар-Джанги-Даван-сая) оси складок меняют свое простирание с северо-восточного на северо-западное, приобретая ориентировку, согласно с ориентировкой разлома. В плане образуется флексуобразный с вертикальным шарниром изгиб, структурный рисунок которого весьма похож на присдвиговый (фиг. 64).



Фиг. 64. Структурная схема бассейна Кокбелес-Джанги-Даван-сая

1—образования Истикской зоны; 2—то же, в покровном залегании на образованиях Гурумдинской зоны; 3—Гурумдинская зона; 4—антиклинали; 5—синклинали; 6—опрокинутые складки; 7а—надвиги, б—сдвиги

По левому борту Кокбелес-Джанги-Даван-сая при переходе круто падающего разлома в надвиг установлена еще более существенная переработка широтных позднекиммерийских дислокаций. В ряде мест здесь можно наблюдать как в участках, непосредственно прилегающих к надвигу, складки расплющиваются. При этом возникают осложняющие структуры, пересекающие позднекиммерийские под более или менее значительными углами.

Аличурский надвиг сопряжен с Давансайским сдвигом, являясь северо-западным его продолжением. При общей характеристике Гурумдинского синклинория уже говорилось, что серия надвигов северного склона Аличурской долины практически под прямым углом пересекает киммерийские дислокации. В многочисленных узких чешуях мы наблюдаем обрывки меридиональных структур (см. фиг. 49). Это указывает на то, что Аличурский надвиг также является наложенным альпийским разрывом.

Аличурский надвиг прослежен от урочища Кобриген, на востоке, примерно до восточной части озера Яшил-Куль, на западе, на расстояние свыше 60 км. В восточной части он представляет собой исключительно сложно построенную чешуйчатую зону шириной до 5—6 км. Здесь выделяются по крайней мере несколько десятков падающих к югу пластин. Слои, как правило, интенсивно перемяты, часто значительно метаморфизованы. Надвиг ограничивает с юга Базардаринский антиклинорий. В своей восточной части он приурочен к западному окончанию Гурумдинского синклинория. Западнее по нему происходит надвигание мета-

морфических образований на палеозойско-мезозойские отложения западной части Юго-Восточного Памира.

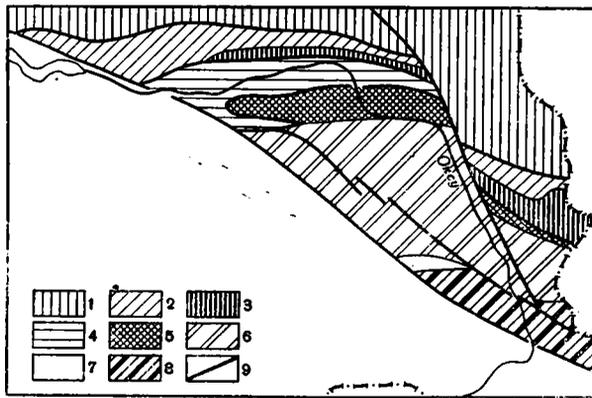
Давансайский и Аличурский разломы образуют, по-видимому, систему сдвиг — надвиг, аналогичную той, которую мы наблюдаем для сдвигов Оксу-Мургабской зоны и Лянгар-Сарезского надвига. Протяженность и региональное значение этих разломов позволяют предположить размеры горизонтального перемещения, сопоставимые с таковыми для сдвигов Оксу-Мургабской зоны.

Восточно-Памирская зона разломов

Вдоль восточных окраин Памира (западные отроги Сарыкольского хребта) В. А. Швольманом и автором была закартирована система субмеридиональных (азимут 310—340°) круто падающих разломов. Было показано, что они представляют собой правосторонние сдвиги (Руженцев, Швольман, 1963).

Указанная зона разломов четко прослеживается от низовьев р. Шинды. Далее к северо-западу она тянется вдоль восточного борта долины Оксу, оканчиваясь в урочище Калакташ, где распадается на серию многочисленных надвигов и взбросов. Восточно-Памирская зона, состоящая по крайней мере из четырех-пяти разрывов, прослежена на протяжении 80 км. Почти повсеместно она сопровождается четкой полосой брекчированных пород. Разломы пересекают существующие здесь структуры под углом 50—70°.

На фиг. 65 показано распределение основных фациальных комплексов на территории Восточного Памира.



Фиг. 65. Схема расположения основных фациальных зон карбона, перми и триаса вдоль Восточно-Памирского сдвига

1 — Центральный Памир; 2—8 — Юго-Восточный Памир: 2 — Пшартская зона, 3 — меловые граниты, 4 — окраинная зона, 5 — промежуточная зона (максимальные мощности), 6 — промежуточная зона (сокращенные мощности), 7 — переходная зона, 8 — центральная зона; 9 — сдвиги

Из приведенной схемы видно, что фациальные зоны пермо-триасовых отложений Юго-Восточного Памира в пределах западного крыла Калакташского разлома смещены примерно на 30 км к северо-западу относительно этих же зон восточного крыла. Все это позволяет рассматривать Калакташский разлом как правосторонний сдвиг с амплитудой приблизительно в 30 км.

Исключительное значение для выяснения роли горизонтальных перемещений в формировании региональной структуры Юго-Восточного Памира имеет правильное определение амплитуды сдвигов. Уже отмечалось, что максимальная амплитуда горизонтального смещения для Шорбулакского сдвига равна 10 км, Карасуйского — 70 км, Нижне-Мургабского — 12 км. По направлению к северо-западу (в Базардаринском хребте) амплитуда сокращается до 45 км в результате превращения чистых сдвигов в сдвиго-надвиги, а также образования сложных структур сжатия, заметно суживающих первоначальную ширину различных сравниваемых зон. Кроме того, намечаются значительные местные колебания амплитуд. Дело в том, что все блоки, ограниченные сдвигами, смещались к северо-западу. Развитие сдвига — явление сложное и прерывистое. Отдельные подвижки часто проявляются не вдоль всей зоны, а лишь в отдельных ее частях. Естественно, что при этом блоки подвергались неравномерному продольному сжатию, нашедшему свое выражение в образовании надвигов, зон изоклинальных складок и т. д. Необходимо детальное изучение ассоциирующихся со сдвигами структур для того, чтобы объяснить подобные скачки в амплитудах сдвига, а также выяснить картину первоначального распределения различных геологических тел вдоль него.

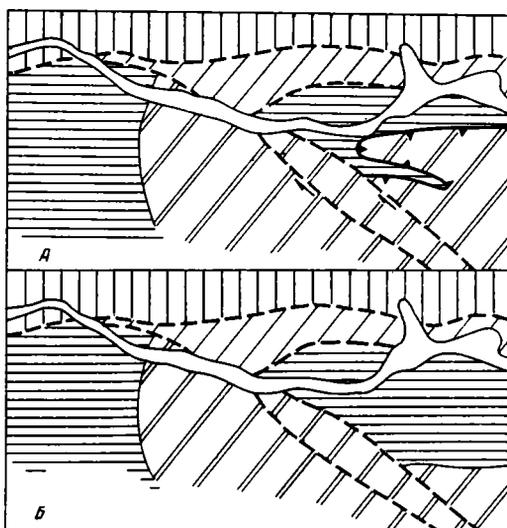
Прекрасный пример подобного скачка сдвиговой амплитуды наблюдается для Карасуйского разлома. Амплитуда, устанавливаемая по смещению южного края полосы развития пермо-триасовых отложений промежуточной зоны (сокращенные мощности), а также по смещению отложений, переходных от промежуточных к центральным, равна 70 км. Амплитуда, определяемая по смещению отложений центрального типа, равна приблизительно 55 км. Появление разницы в 14—15 км объясняется следующей причиной: в пределах северо-восточного крыла сдвига (район Игримюиза) расположен широтный надвиг, по которому отложения центрального типа надвинуты к северу на отложения, переходные от промежуточных к центральным. В бассейне Игримюиза ширина полосы, занимаемая последними, достигает 1—3 км, в то время как в Базардаринском хребте — 13—15 км. В одном случае мы сравниваем зоны, смещенные по «чистому» сдвигу (условно первоначально положение), в другом — зоны, первичное положение которых нарушено добавочными подвижками по надвигу с амплитудой примерно в 15 км (см. фиг. 50).

Необходимо учитывать также, что сдвиги в основном являлись позднейшими нарушениями, наложившимися на исключительно сложную раннеальпийскую покровно-надвиговую структуру. Только при правильной интерпретации последней можно объяснить наблюдаемые изменения сдвиговых амплитуд. Дело в том, что в различных крыльях сдвига мы сталкиваемся не с первичным положением сравниваемых геологических тел, а уже с нарушениями, причем первоначальные нарушения могут быть весьма существенными. Требуется тщательный анализ более древних структур, чтобы восстановить приблизительное положение сравниваемых тел в момент их образования. Рассмотрим следующий пример. В Базардаринском хребте, западнее системы рассматриваемых сдвигов, отложения окраинной и промежуточной зон пермо-триаса связаны постепенным переходом. В первом приближении можно считать, что их взаимное положение изменилось в период раннеальпийских складкообразовательных движений незначительно. Восточнее Оксу-Мургабской зоны сдвигов, в бассейне Кутала и Карабелеса, отложения промежуточного типа надвинуты на отложения окраинного по Мургабскому надвигу, минимальная амплитуда которого равна 20 км. На фиг. 66 схематично показано расположение этих зон в обоих крыльях. В том и другом случаях за сравниваемые объекты принимаются границы между этими зонами. Вся

Фиг. 66. Схема, иллюстрирующая эффект сокращения амплитуды Карасуйского сдвига в восточной части Базардаринского хребта

А — современная структура; Б — надвиговой эффект снят.

1 — Центральный Памир; 2 — образования Пшартской зоны; 3 — отложения окраинного типа; 4 — отложения промежуточного типа; 5 — надвиг; 6 — сдвиг

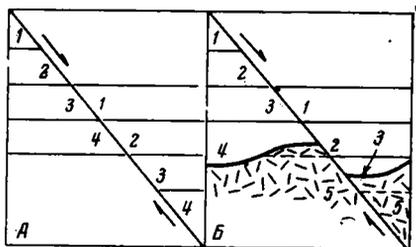


трудность заключается в том, что в Базардаринском хребте за границу между зонами мы можем принять первичный раздел между ними. В бассейне же Куталя и Карабелеса за границу мы принимаем раннеальпийский надвиг значительной амплитуды. Для определения истинной амплитуды сдвига необходимо снять надвиговой эффект. Уже говори-

лось, что при приближении к долине Мургаба амплитуда сдвига сокращается примерно с 90—95 до 40—45 км. Одной из основных причин такого сокращения является то, что при перемещении по надвигу отложений промежуточной зоны к северу (или, что то же самое, пододвигании отложений окраинной зоны к югу) происходило видимое сокращение амплитуды сдвига на величину, равную амплитуде такого надвига, т. е. минимально на 20 км в нашем случае. Следовательно, при окончательном расчете амплитуды сдвига в северо-западной его части необходимо прибавить к ней также и величину амплитуды надвига.

Фиг. 67. Схема, иллюстрирующая кажущееся сокращение сдвиговой амплитуды при изменении пространственного положения сравниваемых фациальных зон различных стратиграфических горизонтов

Смещение фациальных зон нижнего (А) и верхнего (Б) горизонтов



И, наконец, затруднения при определении размеров перемещений могут возникнуть при недостаточном учете локальных резких изменений конфигурации сравниваемых геологических тел, особенно в тех случаях, когда в одном крыле сдвига положение этого тела относительно соседних остается прежним, а в другом — значительно меняется. Иногда это создает ложное впечатление о резком изменении амплитуды сдвига. Предположим, что два блока смещены по правому сдвигу. При этом западный блок сдвинут к северу, восточный — к югу. Амплитуда сдвига определяется по смещению серии фациальных зон одного из каких-то стратиграфических горизонтов, условно обозначаемых 1, 2, 3 и 4 (фиг. 67, А). В вышележащем горизонте выделяются также четыре зоны, также смещаемые вдоль сдвига. Однако отличие заключается в том, что зона 4 изменяет свое положение: фации, характерные для нее, в пределах восточного крыла распространены шире и почти полностью заместили фации зоны 3 (фиг. 67, Б). Величина смещения, определяемая по

сдвигу зон 1 и 2, остается той же, что и для нижележащего горизонта, однако для зоны 4 она сокращается на величину, равную аномальному продвижению к северу фаций зоны 4 на территории восточного крыла. Рассмотрим конкретный пример. На большей части территории Юго-Восточного Памира акташские рифы занимают строго определенное пространственное положение, появляясь вдоль внутреннего края зоны развития отложений переходного типа. В разрезе они надстраивают совершенно определенный тип пермских и нижнетриасовых отложений (разрезы Шехте-сая и Игримюиза). В бассейне Игримюиза по направлению к востоку рифы постепенно продвигаются к северу. По правому берегу низовьев Истыка они наполовину перекрывают переходную зону, а в бассейне Шинды (правобережье Оксу) располагаются уже в пределах южных частей промежуточной зоны. Если подсчитать амплитуду Карасуйского сдвига по смещению рифов и нерифовых зон, то в обоих случаях получается примерно одинаковая величина (70 км). Если же подсчитать амплитуду Восточно-Памирского разлома, то величина, получаемая по смещению нерифовых зон, равна 25—30 км, рифов — примерно на 10 км меньше. Объясняется это тем, что рифы на востоке района продвинулись к северу приблизительно на 10 км по отношению к определенным фациальным зонам, перекрыв некоторые из них. Если не учитывать этого, возникает необъяснимое сокращение амплитуды в тыловой части Восточно-Памирского сдвига.

К вопросу о соотношении раннеальпийской и позднеальпийской структур

Это одна из наиболее сложных и дискуссионных проблем тектоники Памира, теснейшим образом связанная с вопросами генезиса альпийской структуры Памирского сектора Центральной Азии.

Существуют две точки зрения, отражающие принципиально различные взгляды на тектонику области: 1) альпийская структура в основных чертах унаследовала палеозойский и мезозойский структурный план Памира, она определена длительным и сложным развитием рассматриваемой тектонической зоны и 2) позднеальпийские структуры резко наложены на существовавшую в палеозое и мезозое структурно-фациальную зональность, их появление не подготовлено всем ходом тектонического развития Юго-Восточного Памира и связано с принципиально иными процессами. Наиболее полно первая точка зрения изложена Б. П. Бархатовым в книге «Тектоника Памира». В отношении Юго-Восточного Памира основные выводы Б. П. Бархатова сводятся к следующему. По крайней мере в верхней перми в пределах Юго-Восточного Памира наметились два прогиба и разделяющее их поднятие. Последнее территориально совпадало с альпийским Истыжским синклиналием. Юго-западный прогиб охватывает территорию Аличур-Гурумдинского синклиналия и Базардаринского антиклиналия, северо-восточный — в целом занимает площадь Тахтамышского антиклиналия. «Таким образом, еще в пермскую эпоху в пределах прогиба Юго-Восточного Памира возникли прогибы и поднятия второго порядка, контуры которых, судя по мощностям отложений, в общих чертах совпадают с контурами главных антиклиналиев и синклиналиев альпийской структуры депрессии. Изученность фаций и мощностей отложений позволяет весьма ориентировочно наметить предложенную зональность» (Бархатов, 1963, стр. 181).

В древнекиммерийскую фазу складчатости (на рубеже триаса и юры) возникла система резких складок. В это время еще определенной наметились границы главных структур, которые благодаря постоянству своих границ и различиям внутреннего строения приобретают значение структурно-фациальных подзон. «Таким образом, контуры современных структур намечаются в древнекиммерийскую фазу движений. При этом

важно подчеркнуть, что границы главных структур почти не меняются» (там же, стр. 182).

В течение юры происходят колебательные движения, которые приводили к конседиментационной складчатости. «Послеверхнеюрско-меловая складчатость обусловлена исчезновением морского режима и привела к постепенной полной инверсии прогиба. Эта инверсия была подготовлена конседиментационной складчатостью, происходившей в течение всей юры» (там же, стр. 183).

«Описанные выше антиклинорные и синклинорные структуры получают окончательное оформление в результате послегеосинклинальных движений в неогене, когда наряду с дифференцированным поднятием образовались дополнительные складчатые деформации и многочисленные разрывы» (там же, стр. 184). В это время резкое выражение получают длительно живущие краевые (глубинные) разломы, разделяющие различные структурные элементы Юго-Восточного Памира.

Далее делается вывод: основные границы структурно-фациальных зон наметились в долейасовый период развития. Они обладали способностью сохраняться или исчезать, но вновь появлялись в тех же самых местах.

Уже говорилось, что альпийская структура Юго-Восточного Памира представляет собой систему крупных синклинорий и антиклинорий, взаимное расположение и ориентировка которых находятся в тесной связи с региональными альпийскими разломами. В плане рассматриваемого вопроса необходимо выяснить: действительно ли альпийские антиклинории и синклинории пространственно соответствуют определенным палеозойским и мезозойским конседиментационным структурам, действительно ли альпийские разрывы являются современным выражением древних разломов, которые разграничивали такие конседиментационные структуры, т. е. непосредственно контролировали распределение различных типов осадков на территории Юго-Восточного Памира?

На основании приведенного материала был сделан вывод: пермo-триасовый прогиб Юго-Восточного Памира представляет собой не две разделенные поднятием седиментационные ванны, а единую структуру с несколько приподнятой центральной частью. На рубеже триаса и юры, а также в кайнозой юго-западная часть ее была сдвинута в северо-западном направлении относительно северо-восточной по системе оксумургабских разломов. Возникшие при этом антиклинории и синклинории приурочены не к определенным целым конседиментационным структурам, а к отдельным частям прогиба: на территории одного и того же антиклинория обнажаются отложения совершенно различных структурно-фациальных зон. Действительно, в широтном Базардаринском антиклинории выделяется серия меридиональных фациальных зон, связанных с определенными конседиментационными структурами и повторяющих контуры пермo-триасового прогиба. Здесь установлены и отложения внешнего края депрессии, максимально прогибавшаяся зона Шелибель — Куберганды и область внутренней относительно стабильной депрессии. Кроме того, в восточной части антиклинория появляются отложения центрального поднятия. Очертания антиклинория не совпадают с контурами пермo-триасового бассейна, а его ось ориентирована по отношению к структурно-фациальным зонам под углом в 90°. Аналогичная картина наблюдается и для Тахтамышского антиклинория, где также обнажаются отложения различных тектонических зон пермo-триаса. Широтная их ориентировка не совпадает с северо-западным простиранием оси антиклинория. Истыкский синклиний охватывает территорию центрального поднятия и периферической части внутренней депрессии.

Разрывы, ограничивающие альпийские антиклинории и синклинории, рассматриваются Б. П. Бархатовым как более или менее древние глубинные разломы, разделяющие и контролировавшие пространственное расположение различных структурно-фациальных зон. В предыдущих

разделах было показано, что указанные разломы в большинстве своем либо являются молодыми крупномасштабными секущими правыми сдвигами, либо региональными надвигами со значительной амплитудой горизонтальных перекрытий. Даже если отрицать наличие больших перекрытий, вряд ли следует придавать указанным разломам значение глубинных или краевых, длительно живущих, так как они не контролируют первичное распределение ни фациальных зон, ни конседиментационных структур, ни распределение поясов с различными складчатыми структурами. Действительно, широтный надвиг вдоль северных окраин Базардаринского хребта (Рушанско-Пшартский краевой, заложившийся в докембрии разлом первого порядка, по Б. П. Бархатову, Лянгар-Сарезский альпийский надвиг, по нашей терминологии) ориентирован под прямым углом по отношению к меридиональным фациальным зонам перм-триаса. Аналогичные взаимоотношения мы наблюдаем и для расположенного южнее Аличурского надвига (краевой верхнепалеозойский разлом второго порядка, по Б. П. Бархатову).

Один из крупнейших разломов Юго-Восточного Памира — Карасуйский также не контролирует распределение структурно-фациальной зональности перми и триаса.

Выше были рассмотрены лишь наиболее крупные структуры. Нет надобности продолжать перечисление подобных примеров. Отметим только, что практически повсюду можно наблюдать более или менее резкое несоответствие структурного плана альпийских складчатых и разрывных дислокаций, с одной стороны, и пермо-триасовых, с другой.

Система сжатых отчетливо выраженных линейных складок, возникших на рубеже триаса и юры, строго повторяет очертание основных конседиментационных структур. Однако совершенно иное их соотношение с позднеальпийскими структурами: под более или менее большими углами они пересекаются альпийскими разрывами. Практически нигде не удается наблюдать полного совпадения простираций альпийских разломов и поясов различных раннекембрийских складок.

Уже отмечалось, что юрский структурный план в первом приближении напоминает таковой в пермо-триасе. Мы наблюдаем те же дуги структурно-фациальных зон, повторяющих общую конфигурацию северо-западного окончания мезозойского прогиба Юго-Восточного Памира, ту же краевую депрессию (правда значительно суженную) и приподнятую центральную часть прогиба. Соотношение альпийских структур с юрскими тектоническими зонами в целом такое же, как и с пермо-триасовыми: отдельные альпийские антиклинории и синклинории включают отложения различных юрских тектонических зон. В пределах Мургабского синклинория установлены разрезы мынхаджирского и истыкского типов, в пределах Истыкского — гурумдинского и истыкского. Ориентировка и очертания отдельных более мелких конседиментационных структур (подзон различных порядков) совершенно не совпадают с контурами альпийских синклинориев и антиклинориев. Можно наблюдать, как одна часть такой структуры приурочена к синклинорию, другая — к антиклинорию, причем та и другая имеют различную ориентировку. Так, отложения внутренней келловейской депрессии обнажаются в пределах Истыкского синклинория и Тахтамышского антиклинория; отложения внешней байосской депрессии установлены на территории Тахтамышского и Базардаринского антиклинориев, а также Мургабского синклинория.

Простираение раннеальпийских складчатых и разрывных дислокаций не совпадает с ориентировкой позднеальпийских разломов. Так, например, серия меридиональных складок, находящихся в резком несоответствии с широтным простираением Гурумдинского синклинория, к которому они приурочены, примерно под прямым углом пересекается Аличурским надвигом (см. фиг. 49). Аналогичные соотношения в более или менее резкой форме можно наблюдать для многих альпийских разломов.

Таким образом, можно сделать следующий вывод: позднеальпийский структурный план совершенно не связан с таковыми в верхнем палеозое и мезозое. Он возник в результате иных тектонических процессов, которые привели к резкой переработке структур, образовавшихся в верхней юре и нижнем мелу.

Генезис позднеальпийской структуры

На основании материалов, изложенных в предыдущих разделах, можно считать установленным развитие на территории Юго-Восточного Памира крупных, с амплитудой в десятки километров, сдвигов и надвигов. Естественно предположить, что такие разрывы не могли не играть первостепенной роли при формировании альпийской структуры области.

Основным типом структур Юго-Восточного Памира являются альпийские антиклинории и синклинории, пространственное расположение которых подчинено сложной сетке секущих (сдвиги) и согласных (надвиги) разломов. Главные типы разрывных нарушений имеют здесь отчетливо выраженное закономерное сочетание. На юго-востоке сдвиги чаще сопряжены с разломами типа сбросов, здесь же для основных сдвигов устанавливается значительная сбросовая компонента. Наоборот, на северо-западе сдвиги постепенно переходят в надвиги. Следовательно, все основные системы разломов Юго-Восточного Памира имеют шарнирный характер. Такая схема сочетания сдвигов и надвигов хорошо увязывается с предложенной А. И. Суворовым (1961, 1963) системой сдвиг — надвиг. Наличие этих систем, отражающих общее смещение масс к северо-западу, подтверждает также вывод А. В. Пейве (1961) и А. И. Суворова (1963), что в тыловых частях смещающихся блоков широко развиты нарушения типа сбросов.

В пределах Юго-Восточного Памира имела место переработка киммерийских структур, которая выразилась в общем смещении отдельных блоков к северо-западу; при этом тыловые части этих блоков подвергались растяжению, центральные — оставались без существенного изменения, северные — сжимались. Соответственно в первом случае появлялись грабеновые и горстовые структуры, ограниченные сбросами; во втором — смещения вдоль сдвигов сопровождались лишь незначительным локальным сжатием и растяжением; в третьем — появились сжатые складки, надвиги. Рассмотренная схема не должна приниматься как идеальная, лишенная некоторых отклонений. Изучение современных сейсмоактивных сдвигов указывает на прерывистое их развитие. При горизонтальных подвижках обновляется не весь разлом, а лишь некоторая его часть, при этом в зоне регионального растяжения могут появиться участки локального сжатия и наоборот. А. В. Пейве (1965) подчеркивает, что развитие сдвига — явление однонаправленное и необратимое; знак смещений обычно не меняется. Поэтому, несмотря на появление местных отклонений, вся сумма подвижек, происходящих в достаточно длительный исторический период, приводит к появлению зон растяжения в местах появления сдвига, зон максимального горизонтального смещения в районе «чистого» сдвига и зон сжатия на территории, где сдвиг затухает. Такое затухание может быть плавным, в виде многочисленных складчатых сложночешуйчатых поясов, оперяющих сдвиг. Оно может быть также резким, в виде немногочисленных региональных надвигов большой амплитуды.

Динамическая система растяжение — сдвиг — сжатие определяет не только закономерное расположение главных альпийских разломов на территории Юго-Восточного Памира, но и основных альпийских антиклинорий и синклинорий. В структурном отношении мегасинклинорий Юго-Восточного Памира представляет собой серию вытянутых в северо-

западном направлении блоков, ограниченных сдвигами Восточно-Памирской, Оксу-Мургабской и Давансайской зон. Каждый западный блок смещен относительно восточного на некоторое расстояние к северо-западу. Вследствие этого у каждого западного блока зона сжатия расположена также несколько северо-западнее, нежели у соседнего восточного, т. е. в плане зоны сжатия расположены кулисообразно. Такова общая схема; однако для нее устанавливаются некоторые отклонения. Дело в том, что отдельные молодые структуры накладывались на более древние. Так, например, Лянгар-Сарезский надвиг срезает более древние Мургабский и Пшартский. Это усложняет общий структурный рисунок Юго-Восточного Памира. Однако в целом он определяется кулисообразным расположением основных блоков, что нашло свое отражение и в кулисообразном расположении антиклинориев и синклинориев.

Зоны сжатия пространственно подчинены ориентировке позднелпийских надвигов. Для оксу-мургабских разломов это Лянгар-Сарезский надвиг и Базардаринский антиклинорий, для Восточно-Памирского сдвига — Пшартский антиклинорий и Мургабский синклинорий, для Давансайского сдвига — Аличурский надвиг, Гурумдинский синклинорий и Ваханский антиклинорий. Устанавливается четкое пространственное совпадение контуров антиклинориев и синклинориев с альпийскими надвигами. Для собственно сдвигов чаще наблюдается либо торцовое сочленение со складчатыми структурами (Гурумдинский синклинорий, восточное окончание Базардаринского антиклинория и оксу-мургабские разломы, Тахтамышский антиклинорий и Карасуйский сдвиг), либо секущие соотношения (Истыкский синклинорий и сдвиги Оксу-Мургабской зоны, Тахтамышский антиклинорий и Шорбулакский сдвиг). Структуры растяжения приурочены к тыловым частям блоков. В виде складок самой различной конфигурации они вытягиваются вдоль сдвигов, которые пересекают их под острыми углами (юго-восточное окончание Истыкского синклинория и Карасуйский сдвиг).

Суммируя изложенное, необходимо отметить, что альпийская структура Юго-Восточного Памира формировалась в условиях значительных горизонтальных перемещений, которые определялись динамической системой сжатие — сдвиг — растяжение. Горизонтальные перемещения не были обусловлены всем ходом предальпийского развития Юго-Восточного Памира. Они явились результатом совершенно особого процесса. Это нашло свое отражение в том, что расположение главных альпийских складчатых и разрывных дислокаций не совпадает с конфигурацией и ориентировкой верхнепалеозойских и мезозойских как конседиментационных, так и складчатых структур.

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

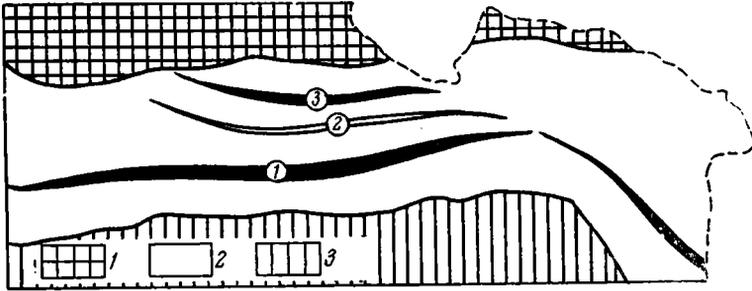
Альпийская структура Центрального Памира сложна. Разнообразие структурных элементов Центрального Памира обычно связывалось с неравномерным развитием отдельных его тектонических подзон. Появление многочисленных чешуйчатых систем, надвигов, изоклинальных складок объяснялось региональным сжатием, возникавшим вследствие общей инверсии тектонических движений (прогибание сменилось поднятием с одновременным разрастанием антиклинорных структур и раздавливанием синклинориев). Однако в последние годы появились данные, свидетельствующие о широком развитии в пределах Центрального Памира покровных нарушений, причинно не связанных с вертикальными движениями (Левен, 1964; Пейве и др., 1964; Руженцев, 1965; Дюфур и др., 1965).

Позднее специально будут рассмотрены наиболее характерные примеры; сейчас же отметим, что в настоящее время появился фактический материал, позволяющий рассматривать структуру Центрального Памира

как состоящую их двух разнородных комплексов: основания (более или менее сильно метаморфизованные отложения карбона, перми, триаса и юры) и собственно покрова, сложенного несравненно слабее метаморфизованными многократно чередующимися пластинами, состоящими из пород палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Автохтон

В результате работ последних лет было установлено, что восточная часть Центрального Памира в структурном отношении представляет собой два альпийских антиклинория (Музкольский и Зорташкольский) и расположенный между ними Акбайтальский синклиорий (фиг. 68).



Фиг. 68. Схема расположения основных элементов альпийской структуры Центрального Памира

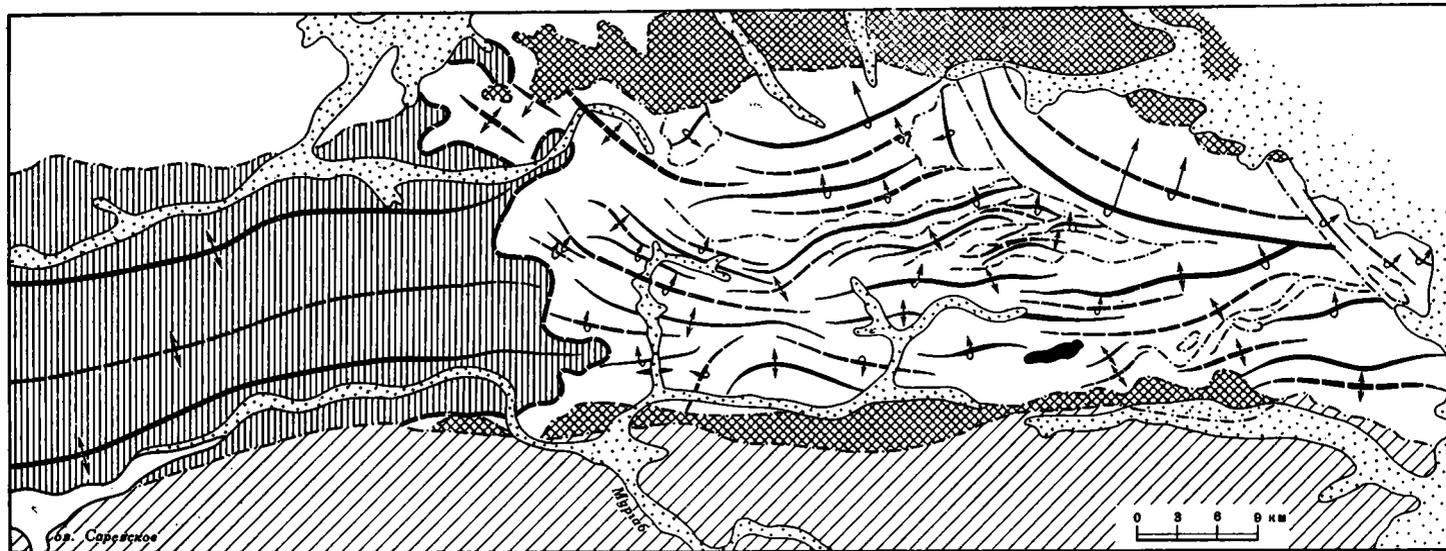
1 — Северный Памир; 2 — Центральный Памир; 3 — Юго-Восточный Памир.
Цифры на схеме: 1 — Музкольский антиклинорий; 2 — Акбайтальский синклиорий;
3 — Зорташкольский антиклинорий

Музкольский антиклинорий

Музкольский антиклинорий протягивается в широтном направлении на расстояние в 200 км от среднего течения Бартанга, на западе, до Сарпкольского хребта, на востоке. Ось антиклинория погружается к востоку, отложения карбона и перми в этом направлении сменяются мезозойскими; палеозойские образования вновь появляются еще восточнее (Шатпутский район).

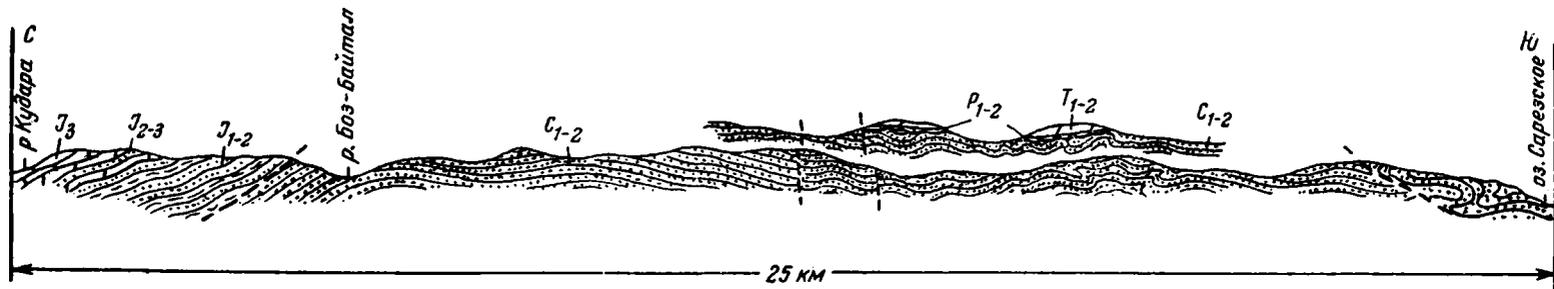
Для антиклинория характерно большое разнообразие структур. Здесь можно встретить обширные участки, в пределах которых слои залегают полого. По простирацию подобные структуры могут переходить в относительно мелкие морфологически сложные незначительной амплитуды дислокации, которые, в свою очередь, сменяются гигантскими лежащими изоклинальными складками, осложненными пологими надвигами и тектоническими срываами. Такое разнообразие структурных форм распределяется на площади отнюдь не беспорядочно. Так, например, на территории Музкольского хребта определенно происходит значительное усложнение структуры с запада на восток (фиг. 69).

Структура водораздела Кудары и Сарезского озера (бассейн озера Джилга-Куль). Простота структуры, незначительная амплитуда тектонических нарушений объясняют то, что на обширной территории этого района почти повсеместно обнажаются отложения сарезской свиты. Здесь выделяются три широтные складки: две антиклинальные, прослеженные на десятки километров вдоль северной и южной окраин антиклинория, и расположенная между ними синклиналь, в ядре которой местами появляются пермо-триасовые отложения (фиг. 70). Указанные складки, как правило, симметричны, редко наблюдаются участки, где осевые плоскости несколько наклонены к северу; на значительном протяжении их оси практически не ундулируют. Падение слоев, редко

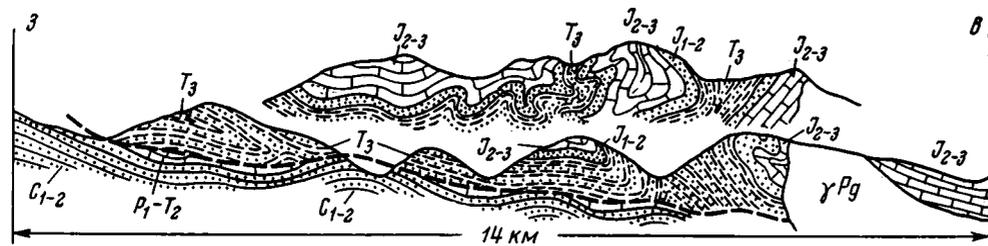


Фиг. 69. Схема альпийской структуры восточной части Музкольского хребта

1 — Юго-Восточный Памир. Центральный Памир: 2 — 4 — комплекс основания: 2 — сарезская свита (C_{1-2}), 3 — калакташская (C_3-P_2) и джилгакульская (T_{1-2}) свиты, 4 — кокуйбельсуйская свита (T_3, J_2, b_1) и средневерхнеюрские отложения; 5 — тектонический покров ($Cm-Pg$); 6 — четвертичные отложения; 7 — антиклинали; 8 — опрокинутые и лежащие антиклинали; 9 — синклинали; 10 — опрокинутые и лежащие синклинали; 11 — разломы



Фиг. 70. Геологический профиль через Музкольский хребет в районе озера Джилга-Куль



Фиг. 71. Геологические профили через горный массив Советских Офицеров (Музкольский хребет, левобережье р. Боз-Байтал)

превышающее 30—40°, обычно равно 15—20°, но часто достигает 5°. Структуры эти на крыльях иногда осложнены мелкими (не более нескольких десятков метров) складками, опрокинутыми в сторону от осевых частей. Кроме того, они разбиты серией широтных круто падающих взбросов.

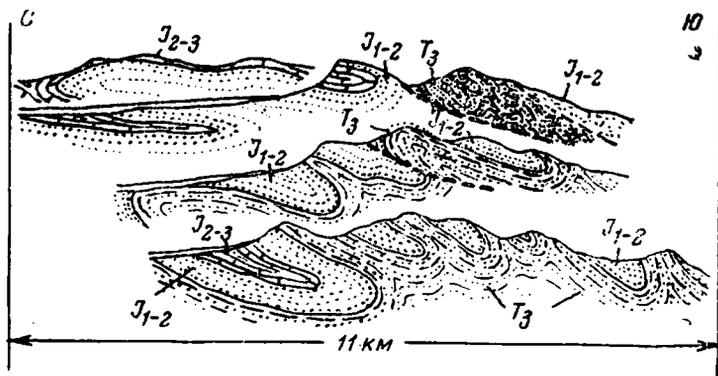
По направлению к востоку шарниры складок резко погружаются, вследствие чего песчано-сланцевая толща сарезской свиты сменяется отложениями пермо-триаса, а затем и юры. Смена происходит резко: широтные нарушения как бы обрублены меридиональной флексурой, в пределах которой слои падают на восток под углом 30—70° (см. фиг. 29).

В пределах отмеченной моноклинали впервые появляются тектонические срывы, устанавливаемые обычно по срезанию маломощного (100—120 м) карбонатного горизонта пермо-триаса ($P_1—T_2$). Так, например, по левому борту р. Боз-Байтал указанный горизонт присутствует в виде отдельных разобитых тектонических линз, зажатых между мощными песчано-сланцевыми толщами сарезской (C_{1-2}) и кокуйбельсуйской ($T_3—J_2$) свит. Такие линзы протяженностью от нескольких до сотен метров и первых километров сложены интенсивно перемятыми, часто брекчированными (иногда сплошная грубообломочная брекчия), местами огипсованными известняками, доломитами и мергелями. Подстилающие их породы сарезской свиты дислоцированы слабо. Перекрывающие сланцы верхнего триаса смяты сильнее: иногда наблюдается лишь мелкая, но очень сложная гофрировка, иногда же появляются сравнительно крупные (несколько сотен метров, первые километры) опрокинутые к северу и северо-востоку складки (фиг. 71). Плоскость указанного срыва приурочена к отмеченному карбонатному горизонту ($P_1—T_2$) и в районе верховьев р. Боз-Байтал погружается ниже уровня эрозии.

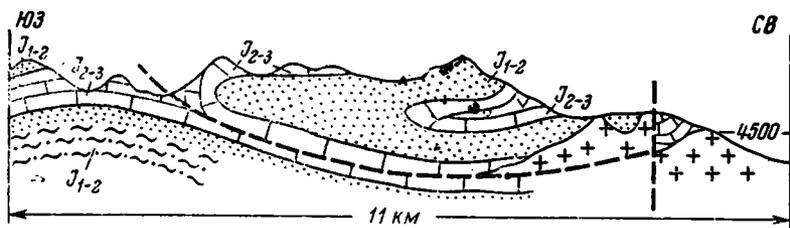
Структура верховьев рек Зорташкол, Северный Ак-Байтал и Сауксай.

В связи с общим погружением оси Музкольского антиклинория к востоку в пределах рассматриваемого района развиты лишь верхнетриасовые и юрские отложения. Структура усложняется: повсеместно распространены здесь обычно незначительные по протяженности (первые километры) и амплитуде, часто расположенные кулисообразно складки, для которых характерна быстрая ундуляция осей. Преобладают опрокинутые к северу и северо-востоку сжатые, нередко изоклинальные, иногда лежащие нарушения. Углы наклона в подвернутых крыльях антиклиналей, как правило, равны 45—60°, в противоположных крыльях — 30—50°. Рассматриваемые структуры осложнены мелкими многочисленными тектоническими срывами незначительной амплитуды (фиг. 72).

По направлению к востоку отмеченные многочисленные складки постепенно соединяются в более крупные, выдержанные по простиранию



Фиг. 72. Геологические профили через северный склон Музкольского хребта (водораздел Зорташкола и Северного Ак-Байтала)



Фиг. 73. Схема лежащих складок на водоразделе Северного Ак-Байтала и Северного Сассыка

широтные дислокации, протягивающиеся иногда на 20—30 км. Присутствуют опрокинутые к северу, часто лежащие складки, среди которых преобладают изоклинные плюсовые структуры с резким, реже плавным изгибанием слоев в замках.

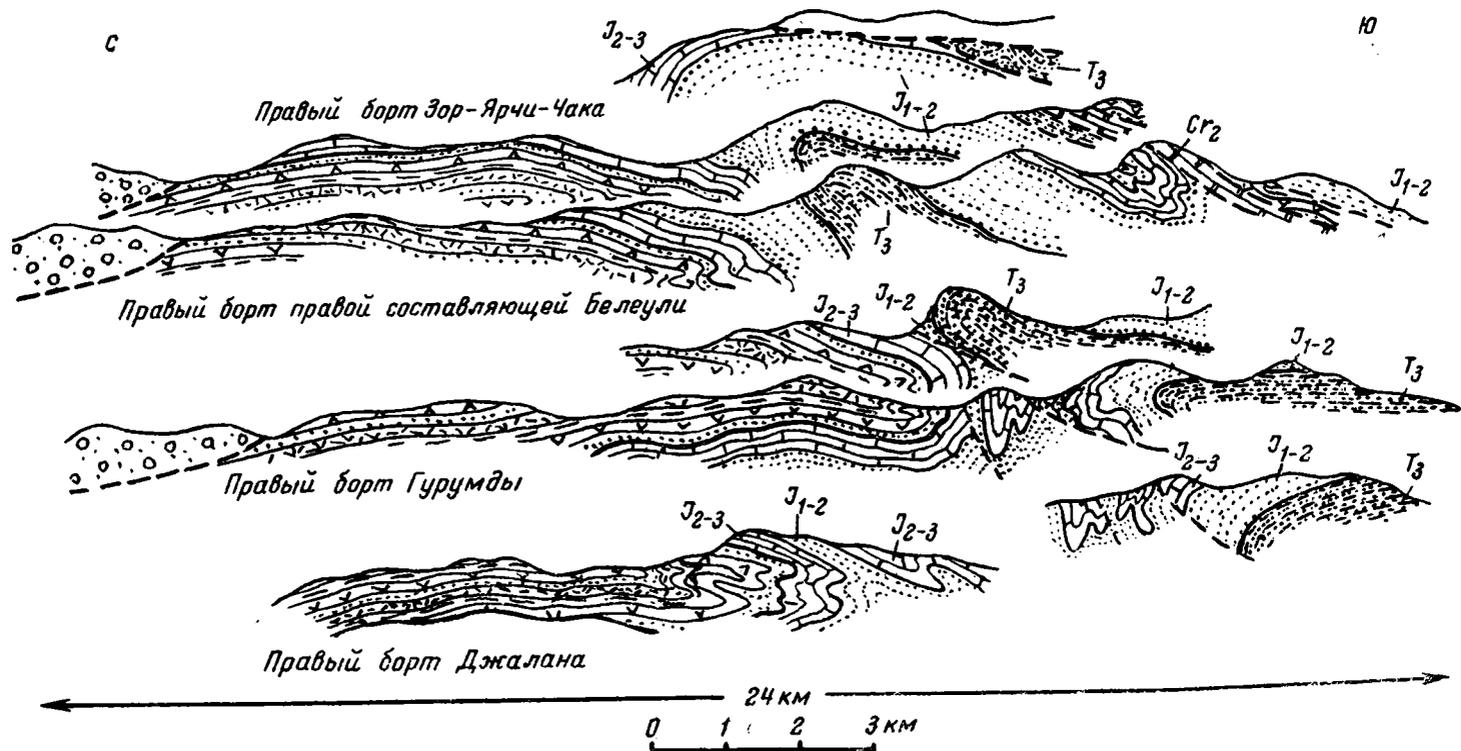
В бассейне верхнего течения рек Зорташкол и Северный Ак-Байтал преимущественно распространены крупные изоклинные лежащие складки с амплитудой до 10 км. Так, например, на водоразделе Северного Ак-Байтала и Северного Сассыка видно, как мраморы верхней юры залегают в ядре лежащей изоклиной синклинали, крылья которой образованы слюдястыми песчаниками, расланцованными конгломератами (J_{1-2}). Еще южнее (правый борт Северного Сассыка) отмеченная синклинали по пологому надвигу перекрыта черными гранат-биотитовыми сланцами верхнего триаса. Восточнее системы лежащих складок, образованных относительно сильно метаморфизованными породами, перекрыты тектонической пластиной, сложенной почти неметаморфизованными песчаниками (J_{1-2}) и мраморизованными известняками (J_{2-3}). По левой составляющей Северного Сассыка видно, что известняки, подстилающие песчаники, залегают практически горизонтально. Западнее они образуют замок лежащей изоклиной складки и на водоразделе Северного Сассыка и Северного Ак-Байтала уже перекрывают те же песчаники (фиг. 73).

Характерно, что с увеличением амплитуды складок заметно сокращается диапазон обнажающихся в их пределах стратиграфических горизонтов. Так, например, если в бассейне р. Сауксай расположена серия сравнительно небольших складок, сложенных отложениями верхнего триаса, нижней, средней и верхней юры, то на рассматриваемой территории наблюдаются складки, сложенные главным образом отложениями юры.

Структура восточного окончания Музкольского хребта. В структурном отношении район представляет собой систему двух синклиналей и расположенной между ними антиклинали. Южная, Аксайская, синклинали, расположена в пределах южного склона хребта, Музкольская антиклинали — в осевой части, а Белеулинская синклинали — на территории северного его склона. Первые две структуры относятся к Музкольскому антиклинорию, последняя — к Акбайтальскому синклинорию.

Аксайская синклинали прослежена в верховьях рек Зор-Ярчи-чак и Ак-Сай на расстояние примерно 20 км. Северное крыло синклинали сложено расланцованными песчаниками и мраморизованными известняками юры (падение на юг 20—35°). В пределах южного крыла слои юры падают на юг под углом 20—50° (залегание запрокинутое).

Музкольская антиклинали (фиг. 74), прослеженная на расстояние около 40 км от долины Зор-Ярчи-чака, на востоке, до среднего течения Северного Сассыка, на западе, является крупнейшей структурой хребта. Северное крыло антиклинали сложено породами юры. Слои падают здесь на юг под углом 10—35°. Ядро Музкольской антиклинали сложено черными филлитами и расланцованными песчаниками верхнего триаса. В пределах южного крыла триасовые сланцы падают на юг под углом 10—35°, северного — также на юг (залегание запрокинутое); в среднем



Фиг. 74. Серия геологических профилей через северный склон и водораздел восточной части Музкольского хребта

течении Зор-Ярчи-чака и верховьях Мукур-Ярчи-чака их падение равно 45—60°, в верховьях Белеули и Гурумды — 10—30°. Севернее полосы выходов триасовых пород обнажаются слюдистые песчаники, мраморы и конгломераты нижней — средней юры, падающие на юг под отложения триаса. К северу степень метаморфизма пород быстро возрастает. Нижне-среднеюрские отложения по положению надвигу перекрывают мраморы (J₂₋₃), которые, в свою очередь, залегают на пестрой толще хлорит-серпичитовых сланцев, амфиболитов, слюдистых песчаников, конгломератов, мраморов (J₁₋₂, северомузкольские фации). В среднем течении Белеули и Гурумды слои падают на юг под углом 5—15°, в нижнем течении этих рек — на север под углом 5—15° (см. фиг. 74). На водоразделах Белеули и Гурумды, Гурумды и Джалана можно наблюдать замок гигантской лежащей складки (Белеулинской).

Примерно в верховьях рек Гурумды и Белеули Музкольская антиклиналь разветвляется на две обособленные складки. Северная прослеживается в бассейн р. Северный Сассык и представляет собой крупную опрокинутую к северу изоклиналичную структуру, южная тянется на десятки километров вдоль осевых частей хребта. Местами это также опрокинутая к северу антиклиналь, местами же (верховья Джалана) она имеет форму нормальной антиклинали, лишь иногда несколько наклоненной к северу. Обе отмеченные структуры с севера и юга обрамляют сужающийся к востоку пучок сжатых изоклиналичных, обычно симметричных складок, рассеченных многочисленными крутыми взбросами. По направлению к востоку по мере сужения рассматриваемого пучка складок их структура становится все более напряженной, в большем количестве появляются разрывные нарушения. Постепенно отдельные складки сливаются, одновременно увеличивается их амплитуда. В верхнем течении рек Гурумды и Белеули рассматриваемые структуры совершенно исчезают, уступая место единому надвигу, разделяющему отмеченные выше ответвления Музкольской антиклинали. Еще восточнее (верховья правой составляющей Белеули) исчезает и надвиг; Музкольская антиклиналь здесь представляет собой единую структуру.

* * *

Таким образом, на территории Музкольского хребта намечается общее усложнение структуры с запада на восток. Особенно отчетливо оно наблюдается в верховьях р. Боз-Байтал, т. е. в районе появления указанного тектонического срыва. Возможно, что вся толща верхнетриасовых и юрских отложений была сорвана с палеозойского основания, вследствие чего и появились многослойные системы лежащих складок, обладающих, с одной стороны, колоссальной амплитудой (до 10—20 км), а с другой, — относительно небольшой мощностью слагающих их пород. Маломощный карбонатный горизонт пермо-триаса (P₁—T₂) являлся тем прослоем, вдоль которого происходило смещение всей триасово-юрской толщи осадков.

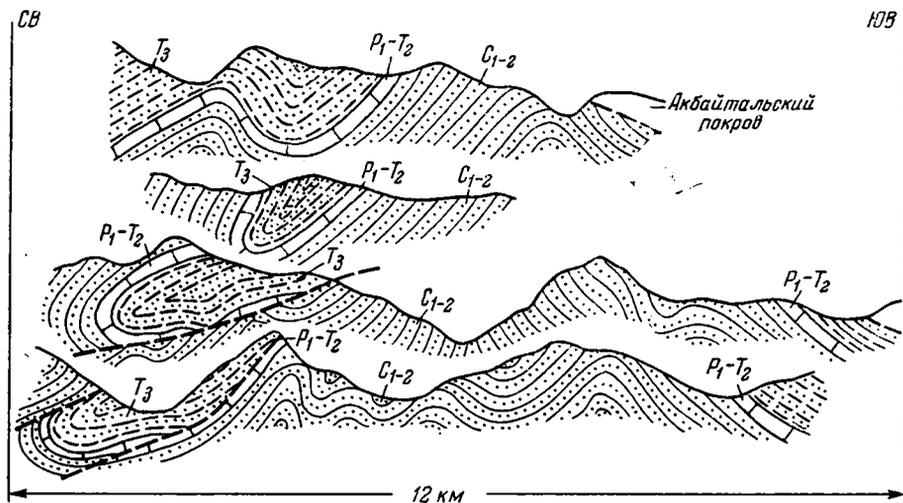
Акбайтальский синклиорий

Акбайтальский синклиорий протягивается в широтном направлении от среднего течения р. Зорташкол до восточных окраин Рангкульской котловины. Он представляет собой сравнительно узкую сложно построенную структуру, выделяемую в полосе развития юрских толщ основания. Большую часть территории синклиория занимают породы, слагающие Акбайтальский тектонический покров (подробнее см. стр. 169). Поэтому структура основания в пределах синклиория изучена недостаточно. Лишь вдоль северных отрогов Музкольского хребта протягивается относительно неширокая полоса сложно дислоцированных метаморфизованных отложений песчано-сланцево-эффузивной толщи юры.

Зорташкольский антиклинорий

Зорташкольский антиклинорий протягивается вдоль северной окраины Центрального Памира, охватывая территорию хребтов Зорташкол и Северный Зорташкол. На юге он граничит с Акбайталским покровом, на севере по Танымасскому надвигу перекрыт отложениями дарвазсарыкольского комплекса (С) Северного Памира.

На западе (хребты Зорташкол и Северный Зорташкол) в пределах антиклинория обнажаются отложения карбона, перми и триаса, смятые в серию морфологически разнообразных складок. В южной части антиклинория (бассейн среднего течения р. Зорташкол) находится обширная



Фиг. 75. Геологические профили через хребет Северный Зорташкол

(длина 25 км, ширина 7—8 км) просто построенная, симметричная антиклиналь, ядро которой сложено породами сарезской свиты (C_{1-2}), а крылья — пермо-триаса (фиг. 75). Местами на крыльях отмеченная антиклиналь осложнена мелкими складками второго порядка; она несколько сжата в ядре (углы наклона $60-70^\circ$), однако на крыльях углы падения быстро выполаживаются, достигая $35-40^\circ$.

По направлению к северу структура меняется. В пределах северного крыла Зорташкольской антиклинорали расположен крупный тектонический срыв, приуроченный к маломощному горизонту карбонатных пород (P_1-T_2). Плоскость срыва наблюдается по правому борту долины Зорташкола, где отмеченный горизонт пермо-триаса местами срезан (черные филлиты верхнего триаса здесь залегают непосредственно на песчаниках и сланцах сарезской свиты). Плоскость нарушения, устанавливаемая по четкой зоне дробления, падает на север под углом $15-35^\circ$; она ограничивает мощную тектоническую пластину, сложенную отложениями сарезской свиты (C_{1-2}), перми и триаса. Слои образуют крупную широтную лежащую, практически изоклиналиную синклинали с амплитудой не менее 5 км. Большая часть ее нижнего крыла срезана. На отложениях сарезской свиты, падающих на север под углом $45-50^\circ$, полого залегают филлиты и рассланцованные песчаники верхнего триаса (слои наклонены на север под углом $10-15^\circ$). Выше по склону слои образуют замок складки; еще выше они имеют перевернутое залегание. В ядре верхнетриасовые филлиты смяты в серию мелких сложных складок. Отложения верхнего триаса перекрыты мраморизованными известняками и доломитами (P_1-T_2), также местами срезанными по пологому надвигу. Вверх по склону отложения пермо-триаса сменяются песчаниками и сланцами

сарезской свиты. В пределах верхнего крыла слои падают также на север под углом 10—15°.

К востоку, по направлению к пику Северный Музкол, структура постепенно упрощается. Углы наклона слоев становятся круче; лежащая складка сначала переходит в сплюснутую синклинали, опрокинутую на юг-юго-восток (в пределах южного крыла слои падают на север под углом 40—45°, северного — также на север, углы наклона 70°). В районе пика Северный Музкол появляется просто построенная симметричная структура. Следует отметить, что в этом же направлении постепенно исчезают тектонические срывы. Здесь каменноугольные, пермские и триасовые отложения образуют непрерывную толщу, смятую в систему прямых симметричных складок (см. фиг. 75).

Восточный склон хребта Северный Зорташкол, хребты Кызыл-Джик и Тузген-Тереской сложены отложениями ордовика. Э. Я. Левен (1960) и С. С. Карапетов (1961) выделяют серию свит, объединяемых под названием тузген-тереской комплекс. Ордовикские отложения образуют здесь цепочку субширотно ориентированных брахивидных антиклиналей, в ядрах которых обнажаются вулканогенные породы ишибулакской свиты, на крыльях — песчано-сланцевые и карбонатные отложения тоуташской, кызашуйской, челоктекинской, шоркульской и канай-тартской свит. При длине 7—10 км они достигают ширины 4—6 км. Оси складок быстро ундулируют, образуя характерные седловины, выполненные отложениями наиболее молодых свит ордовика. Структуры несколько наклонены к северу, в пределах их южных крыльев слои падают на юг под углом 35—45°, северных — на север под углом 60—70°. Складки разбиты широтными и северо-западными взбросами незначительной амплитуды (не более нескольких сотен метров).

Ордовикские отложения тузген-тереской комплекса, слагающие восточную часть Зорташкольского антиклинория, расположены на продолжении каменноугольных, пермских и триасовых отложений, образующих его западную часть. Вследствие того, что контакт между этими двумя разновозрастными толщами приурочен к труднодоступному водоразделу хребта Северный Зорташкол, структурное их взаимоотношение до сих пор не выяснено.

Зорташкольский антиклинорий построен проще чем Музкольский. Развита в нем преимущественно простые симметричные или слабо наклоненные складки. Однако и здесь в некоторых местах появляются лежащие изоклинальные структуры. Характерно, что подобные складки пространственно тесно связаны с пологими тектоническими срывами и надвигами, приуроченными к маломощному карбонатному горизонту пермо-триаса.

* * *

Таким образом, в составе автохтона Центрального Памира выделяются два комплекса, отличающиеся по степени их дислоцированности: 1) отложения карбона (сарезская свита) и 2) отложения верхнего триаса и юры. Слои карбона там, где их удается наблюдать, образуют простые, часто брахиформные симметричные структуры. Триасовые и юрские отложения слагают серию морфологически сложных линейных складок, возникающих, по-видимому, в результате крупного срыва всей мезо-кайнозойской толщи с палеозойского цоколя.

Проявления процессов альпийского метаморфизма

Уже рассматривались доводы, позволяющие относить метаморфические образования Музкольского хребта не к докембрийским, а к гораздо более молодым. Указывалось, что метаморфизация каменноугольных,

пермских, триасовых и юрских отложений происходила после оформления складчатой структуры Центрального Памира. Лишь местами метаморфические образования подвергались значительному смятию. На большей же территории метаморфические породы создают обширные простые вытянутые в субширотном направлении куполовидные структуры. Метаморфические зоны секут существующие дислокации; они не считаются не только с частными складками, но и с основными антиклинорными и синклинорными структурами (Руженцев, 1964; Дюфур и др., 1965).

В настоящем разделе кратко остановимся на некоторых особенностях метаморфизма верхнепалеозойских и мезозойских отложений Центрального Памира, а также на положении метаморфических зон в альпийской его структуре.

Метаморфические образования непрерывной полосой протягиваются от среднего течения р. Боз-Байтал, на западе, до Сарыкольского хребта, на востоке. Они широко развиты вдоль северного склона Музкольского хребта, в бассейне озера Ранг-Куль и несколько восточнее — в районе урочища Шатпут. Южный склон Музкола сложен слабо или вовсе неметаморфизованными породами карбона, перми, триаса и юры. Уже говорилось (см. стр. 86), что в некоторых районах Музкола удается наблюдать постепенный переход от неметаморфизованных палеонтологически доказанных верхнепалеозойских и мезозойских отложений к более или менее сильно метаморфизованным образованиям его северного склона. Наиболее измененные породы расположены в бассейне рек Джалан, Северный Сассык, Северный Ак-Байтал и Зорташкол, где развиты гнейсы. Местами (Джалан, Ак-Байтал, верховья Боз-Байтала) среди гнейсов появляются незначительные по размерам, но многочисленные тела гранитов. Чаще это куполовидные тела с плоскими полого погружающимися апикальными частями и обычно нечеткими переходами к гнейсам. Однако местами можно наблюдать и секущие штокообразные массивы, прорывающие гнейсовую оболочку. Формирование гранитов и гнейсов (преимущественно плагиогнейсов) происходило в результате единого процесса гранитизации. Поступление тепла и гранитизирующих компонентов (щелочей и кремнекислоты) определило появление отмеченных гнейсовых куполов. Конечным продуктом гранитизации явились гранитные тела с повышенной щелочностью. Подобные тела вообще широко распространены в Центральном Памире.

Метаморфические зоны закономерно сменяют одна другую. На смену гранитам, часто обладающим гнейсовидной текстурой, и ассоциирующим с ними биотитовым (реже двуслюдяным), амфиболовым и пироксеновым гнейсам приходят образования смешанного характера: тонкое чередование кварц-биотитовых (иногда с плагиоклазом) сланцев и биотитовых плагиогнейсов. По мере удаления от гранито-гнейсового ядра появляются разнообразные кристаллические сланцы. Преобладают биотит-кварцевые и кальцит-биотитово-кварцевые породы, часто в большем или меньшем количестве содержащие примесь ставролита, кордиерита, кианита и силлиманита (фибролита). Такие сланцы сменяются эпидот-биотитово-кварцевыми сланцами. При переходе к слабо метаморфизованным породам южного склона Музкольского хребта появляются кварц-серицитовые сланцы, рассланцованные песчаники с серицитовым цементом, кварциты, углистые сланцы с гранатом. Местами установлено присутствие хлоритовидных сланцев. Как правило, в полосе развития сравнительно слабо метаморфизованных пород очень широко развиты процессы скаполитизации. Таким образом, в Музкольском хребте метаморфические фации закономерно сменяют одна другую; наблюдаются переходы от неметаморфизованных пород к зеленому сланцам, далее к образованиям эпидот-амфиболитовой фации и, наконец, амфиболитовой фации. В условиях последней широко проявились процессы щелочного, преимущественно натриевого метасоматоза. Появление скаполитсодер-

жащих пород явилось проявлением подобного привноса в условиях более слабо метаморфизованных отложений. В таблице приведены пока еще немногочисленные данные химических анализов различных метаморфических пород. Обращает на себя внимание тот факт, что в породах, подвергшихся различной степени регионального метаморфизма (без привноса), как правило, содержание K_2O превышает содержание Na_2O (обр. 19/1, 19/6, 19/11). В то же время анализ гнейсов, интенсивно скаполитизированных пород, показывает преобладание Na_2O над K_2O . По-видимому, химизм регионально измененных пород определяется химизмом метаморфизовавшихся отложений. Поступление щелочей и кремнекислоты в значительной степени сглаживает различия между первоначально разнородными породами.

Таким образом, намечаются два типа метаморфизма: 1) региональный без существенного привноса и 2) натриевый метасоматоз. Региональный метаморфизм выразился в перекристаллизации осадочных, эффузивных и жильных пород, при этом возникали характерные ассоциации минералов, соответствующие определенным метаморфическим фациям. Щелочной метасоматоз привел к образованию скаполитовых сланцев и плагиогнейсов.

Образования регионального метаморфизма. К северу от слабо или вообще неметаморфизованных палеонтологически доказанных пород триаса и юры появляются кварц-хлоритово-серицитовые, кварц-серицитовые, кварц-альбитово-серицитовые, двуслюдяные сланцы. Преобладают тонкозернистые равномерно перекристаллизованные породы. Глинистые часто углистые сланцы верхнего триаса постепенно переходят в хлорит-серицитовые породы, обладающие фибробластовой структурой. Они образованы чешуйками и волокнистым агрегатом хлорита, серицита; в большем или меньшем количестве присутствуют тонкие линзочки микрозернистого кварц-альбитового агрегата. Здесь же обычно встречаются стяжения углистого вещества. Известняково-глинистые кварцевые алевролиты (J_{1-2}) превращаются в альбит-кальцит-серицитово-кварцевые породы, обладающие лепидобластовой структурой. Порода имеет отчетливо выраженную сланцеватую текстуру и характерный шелковистый блеск на плоскостях сланцеватости. В приводораздельной части Музкольского хребта породы часто содержат мелкие таблитчатые порфиробласты зеленого биотита. Песчаные разности обычно сохраняют свою обломочную структуру. Зерна, интенсивно корродированные, с разъеденными краями, обволакиваются более или менее обильным кальцит-серицитовым, реже хлорит-серицитовым тонкокочувчатым агрегатом.

Далее к северу, примерно на водоразделе Музкольского хребта, широко распространены гранатовые сланцы, эпидот-биотитовые и хлоритовидные сланцы, переслаивающиеся со среднекристаллическими кальцит-биотитово-кварцевыми, кальцит-плагиоклаз-биотитово-кварцевыми сланцами.

Наиболее широко здесь развиты кальцит-биотитово-кварцевые среднекристаллические породы, возникшие по известковисто-глинистым кварцевым песчаникам и алевролитам нижней — средней юры. Порода обладает отчетливо выраженной полосчатой текстурой. Гранобластовый агрегат кварца, кальцита, альбита и альбит-олигоклаза (плагиоклазы обычно присутствуют в незначительном количестве) чередуется с микрослоями линейно ориентированных чешуек зеленого и бурого биотита (обе разности распределяются послойно), изредка присутствуют мусковит и эпидот. Рассмотренные породы иногда сильно обогащены эпидотом. Они широко развиты в верховьях рек Белеули, Гурумды, Джалан и Северный Сассык, представляют собой породы, на 30—40% состоящие из порфиробластов биотита, эпидота, клиноцоизита. Основная ткань состоит из мелких чешуек биотита, реже мусковита, мелких зерен кварца, альбита и кальцита. Часто эти породы сильно скаполитизированы. Порфиробласты

Химический состав метаморфических пород музкольского комплекса (в весовых %)

№ образца	Порода, местонахождение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe в форме Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	Сумма
1	Песчаник полевошпат-кварцевый, известковистый (J ₁₋₂). Ак-Сай	69,12	0,65	7,61	—	1,55	1,56	0,07	1,59	7,22	1,38	0,88	0,11	—	7,84	0,95	100,53
19/1	Кварцитовидный песчаник с хлоритовидно-серицитовым цементом (J ₁₋₂). Гурумда	68,51	1,00	18,40	4,36	0,72	3,28	0,03	0,27	0,38	3,70	1,06	0,18	—	0,04	0,05	101,98
19/6	Кварцит с хлоритом (J ₁₋₂). Гурумда	78,15	0,68	9,11	3,44	0,68	2,49	0,04	1,96	2,22	1,20	0,80	0,14	—	0,68	0,25	101,87
19/11	Кварц-биотитовый сланец (J ₁₋₂). Гурумда	61,82	1,00	15,64	6,57	—	6,07	0,03	3,42	5,40	2,84	0,80	0,20	0,03	0,44	0,33	104,59
4	Кальцит-биотитово-кварцевый сланец (J ₁₋₂). Сассык	42,73	0,73	13,77	—	1,44	3,25	0,08	3,56	17,92	2,60	1,35	0,18	—	11,26	1,25	100,2
24/7	Кордиеритовый сланец с кианитом (J ₁₋₂). Гурумда	57,6	1,00	21,07	8,26	1,02	6,53	0,02	2,43	1,29	3,28	3,56	0,34	—	0,09	0,02	100,21
25/2	Биотитовый гнейс. Гурумда	71,6	0,70	14,88	1,76	0,45	1,18	0,01	1,00	1,09	1,60	6,56	0,12	—	—	—	99,72
8	Биотитовый гнейс. Северный Ак-Байтал	69,54	0,70	13,36	4,09	0,96	2,82	—	2,74	0,73	3,06	4,64	0,26	—	0,04	—	99,5
6	Очковый биотитовый гнейс. Северный Ак-Байтал	57,18	0,87	15,90	—	1,64	4,42	0,08	3,43	5,92	2,00	5,69	1,40	—	0,48	0,12	99,46

скаполита, размером от 2—3 мм до 1 см, придают породе пятнистый облик. Скаполит как бы пропитывает основную массу породы, захватывая множество зерен кварца, биотита, плагиоклаза, кальцита. Клиноцоизит образует пластинчатые удлиненные кристаллы.

Для глинистых сланцев верхнего триаса характерно появление многочисленных крупных (до 6 мм) зерен граната. Порода более крупнокристаллическая, состоит из лепидобластового агрегата биотита, мусковита, альбита и кварца (содержание последних сильно варьирует в зависимости от первичного состава изменявшихся пород). Отложения зеленой толщи (J_{1-2}) превращены здесь в кварц-биотитовые и кварц-мусковитово-биотитовые породы, содержащие прослойки хлоритовидных сланцев. Последние, по данным Т. Н. Кравец и В. А. Поповой, представлены порфиробластовым агрегатом хлоритоида (крупные пластинчатые линейно ориентированные кристаллы бесцветного маргарита и мелкие беспорядочно ориентированные чешуйки синеватого оттерлита), обыкновенной роговой обманки, ставролита, биотита, реже кианита и цоизита, очень редко таблитчатыми кристаллами плагиоклазов среднего состава. Основная ткань (до 70% породы) образована тонкозернистым лепидобластовым агрегатом кварца, кислого плагиоклаза, биотита, мусковита, реже кальцита и эпидота. Местами порода также сильно скаполитизирована.

Еще севернее (среднее течение Белеули, Гурумды, верховья Северного Сассыка, водораздел Сассыка и Джалана) обнажаются кварц-биотитовые, кварц-мусковитово-биотитовые (иногда содержатся кристаллы кислых плагиоклазов) сланцы, переслаивающиеся с кианит-гранатовыми, ставролит-гранатовыми, кордиеритовыми, фибролитовыми кристаллическими сланцами; кроме того, здесь же присутствуют горизонты амфибол-биотитовых сланцев, амфиболитов и мраморов. Это преимущественно равномерно перекристаллизованные крупнокристаллические породы, обладающие отчетливо выраженной сланцеватой текстурой. Порода состоит из крупных (до 1 мм) вытянутых зерен кварца. Иногда до 50% ее составляют согласно ориентированные кристаллы биотита. Обычно биотит располагается в виде тонких полос. Различаются прослойки, образованные бурым и зеленым биотитом. Как правило, с кварц-биотитовыми ассоциируют кварц-роговообманково-биотитовые сланцы. Роговая обманка иногда присутствует в значительном количестве, образуя крупные (до 1 см) правильно ограненные кристаллы. Ниже кварц-биотитовых сланцев появляются плагиоклаз-кварцево-биотитовые сланцы, по существу представляющие собой смешанные породы, переходные от сланцев амфиболитовой фации к метасоматическим плагиогнейсам.

Рассматриваемые породы слагают обширные поля в пределах северного склона восточного окончания Музкольского хребта. Порода в целом напоминает кварц-биотитовые сланцы. Однако здесь уже присутствуют более или менее многочисленные порфиробласты альбит-олигоклаза. Лишь непосредственно в кровле гнейсовых куполов появляются полосчатые породы, состоящие из чередующихся тонких (0,5—5 см) прослоев кварц-биотитовых сланцев и существенно плагиоклазовых пород (почти мономинеральные альбитовые или кварц-биотитово-плагиоклазовые породы). Зона смешанных пород в различных местах достигает различной мощности. В долине Джалана она равна 250—300 м, в бассейне Белеули и Гурумды — 100—150 м.

Метасоматические образования. Эти породы наблюдаются в долине р. Белеули, где едва вскрыты эрозией. Однако по направлению к западу в связи с воздыманием «шарнира» гнейсового купола они появляются все в большем количестве. Различается несколько типов плагиогнейсов. Преобладают биотитовые, реже амфибол-биотитовые гнейсы; однако часто встречаются светло-серые до белых почти мономинеральные альбитовые породы.

Биотитовые и ассоциирующие с ними двуслюдяные гнейсы наиболее широко распространены в среднем течении Гурумды, откуда в виде четкой полосы шириной в несколько километров прослеживаются к западу в пределы верховьев Джалана, Сассыка, Северного Ак-Байтала и Зорташкола. Преобладают мелко-, среднезернистые разности, серые, светло-серые, розовые, желтые до фиолетовых. Гнейсовая текстура, как правило, отчетливо выражена. Основными породообразующими минералами являются альбит и альбит-олигоклаз (более 50% породы), кварц (до 40%), биотит (5—20%), мусковит. Иногда порода содержит зерна граната, кианита, реже силлиманита. Присутствие биотита обуславливает полосчатость породы; выделяются полосы, образованные бурым и зеленым биотитом. Толщина полос колеблется от 0,1 до 1,5 мм. Альбит и кварц образуют агрегат, состоящий из округлых зерен размером 0,1—0,2 мм.

Обычно в кровле гнейсового купола (при переходе от гнейсов к кристаллическим сланцам) появляются прослои темно-серых, зеленоватых до черных биотит-амфиболовых, амфиболовых или пироксен-амфиболовых гнейсов. Для всех этих пород характерна полосчатая текстура. Выделяются два типа полос: 1) обогащенные зеленым или коричневатозеленым амфиболом и биотитом и 2) сложенные плагиоклазом и кварцем. Плагиоклаз — альбит-олигоклаз и андезин; амфибол — обыкновенная или полущелочная роговая обманка и актинолит. Сравнительно часто здесь же присутствуют крупные (0,1 мм — 1 см) кристаллы граната.

Пироксен-амфиболовые породы состоят из диопсида (2—10%), роговой обманки (10—30%), олигоклаза или андезина (до 50%), кварца (10—25%). Обычно присутствуют гранат и скаполит.

В верховьях Северного Ак-Байтала и Зорташкола среди гнейсов наблюдаются белые, желтоватые, крупнокристаллические мраморы, в виде незначительной примеси — кристаллы кварца, диопсида, тремолита, биотита, актинолита.

Амфиболсодержащие и ассоциирующие с ними породы образуют апикальную часть гнейсового купола, полого погружаясь (10—15°) в стороны от его ядра. Как правило, переход от лейкократовых и биотитовых плагиогнейсов к существенно амфиболовым постепенный. Последние образуют пласты мощностью 1—10 м среди биотитовых гнейсов. Количество пластов заметно увеличивается вверх по разрезу, однако они полностью исчезают вниз по разрезу. Местами кварц-альбитовые и биотит-кварцево-альбитовые породы образуют незначительные по размерам штокообразные секущие тела. Иногда они прорывают покрывку амфиболовых гнейсов, внедряясь в толщу кристаллических сланцев. Так, например, по левому борту р. Северный Ак-Байтал нами закартирован шток кварц-альбитовых пород. Шток вытянут в северо-западном направлении; размер 1,5×0,8 км. Рассматриваемое тело образует как бы «шип», осложняющий гнейсовый купол. Видимая его высота достигает примерно 0,6 км. Краевые части тела наклонены под углом 60—70° по отношению к залегающим практически горизонтально гнейсам. Краевые части штока по существу представляют собой крупнообломочную, часто глыбовую брекчию. Угловатые обломки и глыбы (до 1,5—2 м) темных сланцев и амфиболовых гнейсов погружены в микрозернистую белую кварц-альбитовую массу. Обычно они ограничены оболочкой, сложенной амфиболовым, либо амфибол-пироксеновым крупнокристаллическим агрегатом. В краевых частях штока состав и текстура ксенолитов хорошо сохраняются. Однако по мере продвижения к центральным частям штока форма обломков становится более «сглаженной». Кристаллические сланцы как бы растворяются в кварц-альбитовой массе. Примерно в 50—70 м от внешнего контакта тела присутствие ксенолитов можно установить только по наличию теневых структур (участки кварц-альбитовой породы, обогащенной кристаллами биотита и роговой обманки). Темноцвет-

ные минералы часто как бы повторяют контуры обломков. Далее к центру штока теневые структуры исчезают.

Граниты. Гранитные тела Музкольского хребта весьма тесно ассоциируют с гнейсами. Преобладают куполовидные согласные тела, реже мы встречаем штоки с резко выраженными рвущими контактами. Местами жильные производные гранитов буквально насыщают метаморфическую покрывку гранитов. Встречаются как дайковые, так и пластовые тела. Граниты образуют как бы ядра гнейсовых куполов. Местами контакты гнейсов и гранитов совершенно согласны со смазанными переходами от одних к другим. Как правило, апикальные части интрузий сложены гнейсовидными гранитами.

Так, например, в Джаланском массиве вскрыта лишь его апикальная часть на глубину до 100—150 м. Выходы пород приурочены к руслу р. Джалан, они образуют почти идеальный купол ($1 \times 4,5 \text{ км}^2$), кровля которого наклонена в сторону от ядра под углом 5—15°. Купол сложен желтыми, светло-серыми, средне- и мелкозернистыми гранитами, которые согласно перекрыты толщей (до 300—400 м) серых, темно-серых до фиолетовых биотитовых и амфибол-биотитовых плагиогнейсов. Контакт между теми и другими нечеткий. Среди гнейсов обычно присутствуют прослойки мелкозернистых желтых гнейсовидных гранитов.

Граниты состоят из микроклина, альбит-олигоклаза, кварца. Микроклин преобладает, образуя крупные фенокристаллы, включающие мелкие вкрапленники плагиоклаза. Темноцветный компонент (присутствует в значительном количестве) представлен зеленоватым неплеохроирующим пироксеном (по-видимому, эгирином). Структура гипидиоморфнозернистая.

Краевые части интрузии, а также пластовые тела среди плагиогнейсов сложены мелкозернистыми гипидиоморфнозернистыми гнейсовидными щелочными гранитами. Основной породообразующий минерал альбит-олигоклаз. Преобладают крупные (до 1 мм) кристаллы. Калиевый полевой шпат и кварц присутствуют в подчиненном количестве. Темноцветный минерал — монацит.

Аналогичные граниты широко распространены западнее в бассейне р. Северный Сассык, где также слагают небольшие куполовидные тела.

* * *

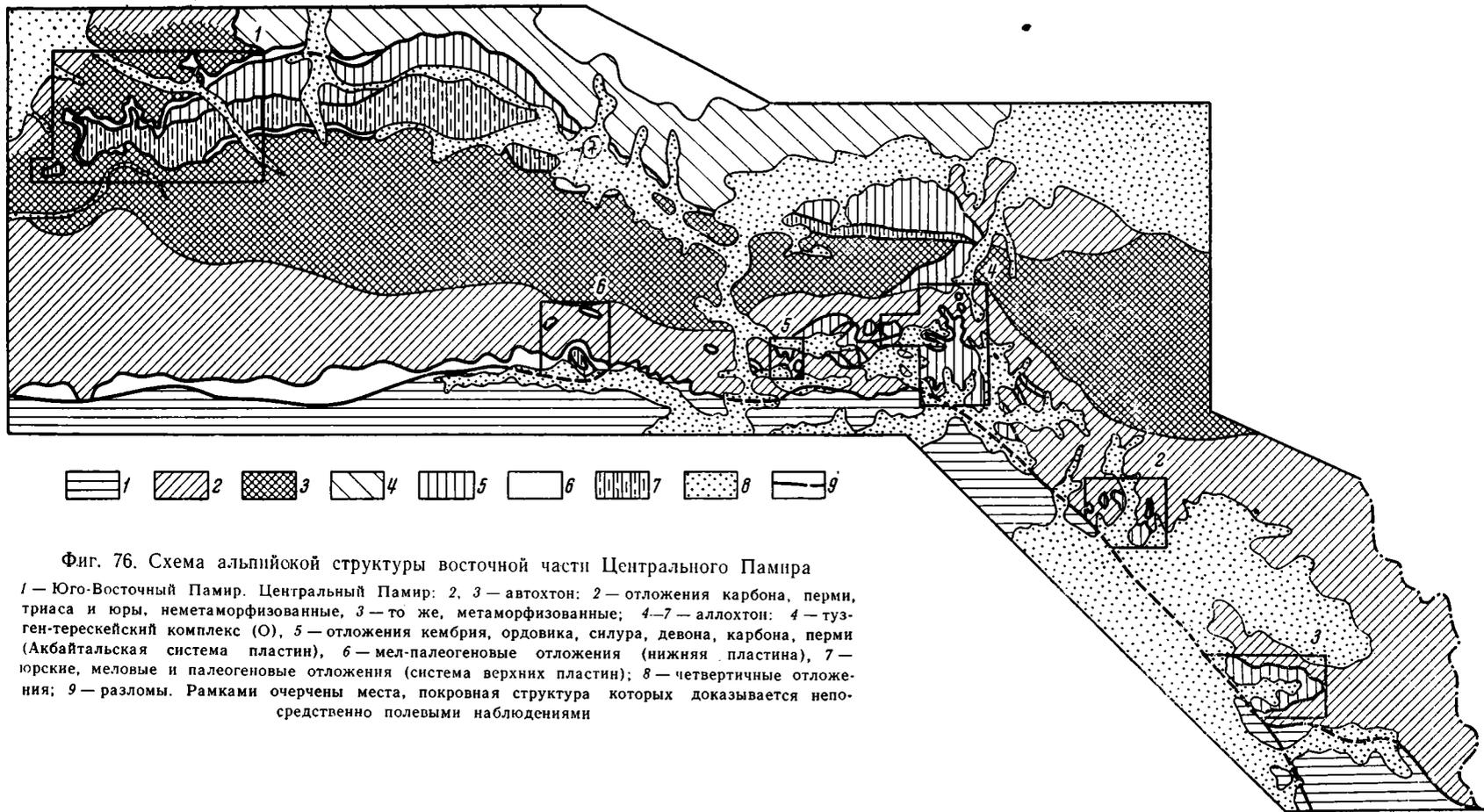
Перечисленные метаморфические породы образуют достаточно четкие зоны, которые уверенно могут картироваться в поле. Особенно хорошо отбиваются гранито-гнейсы, плагиогнейсы, кристаллические и зеленые сланцы.

Аллохтон

Уже говорилось, что тектонические покровы широко распространены на территории Центрального Памира (фиг. 76). Прежде чем рассматривать общие черты покровной структуры этого района, остановимся на некоторых наиболее характерных примерах.

Зорташкольский хребет (Ак-Байтал)

На территории Музкольского хребта, хребта Тузген-Терескей, а также в горном массиве, южнее Рангульской котловины, почти повсеместно распространены высоко метаморфизованные отложения карбона, перми, триаса и юры. Исключение составляет узкая широтно ориентированная полоса практически неметаморфизованных пород Ак-Байтала, протягивающаяся вдоль северных окраин Центрального Памира. Полоса эта прослежена на расстоянии около 85—90 км (при максимальной



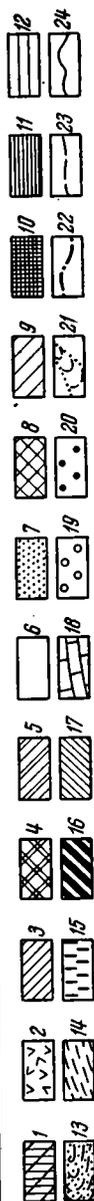
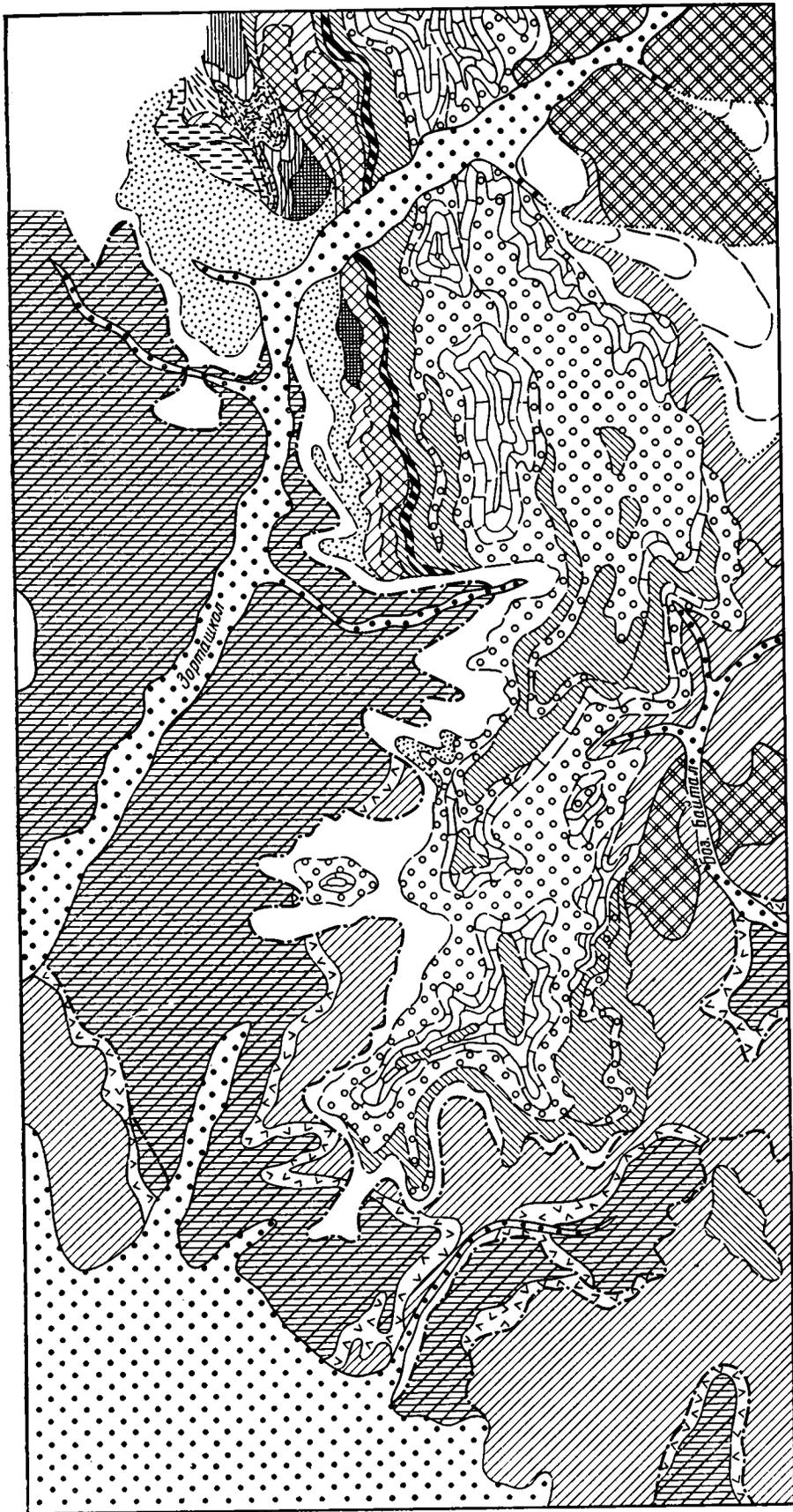
Фиг. 76. Схема альпийской структуры восточной части Центрального Памира

1 — Юго-Восточный Памир. Центральный Памир: 2, 3 — автохтон: 2 — отложения карбона, перми, триаса и юры, неметаморфизованные, 3 — то же, метаморфизованные; 4—7 — аллохтон: 4 — тузген-терескейский комплекс (О), 5 — отложения кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми (Акбайтальская система пластин), 6 — мел-палеогеновые отложения (нижняя пластина), 7 — юрские, меловые и палеогеновые отложения (система верхних пластин); 8 — четвертичные отложения; 9 — разломы. Рамками очерчены места, покровная структура которых доказывается непосредственно полевыми наблюдениями

ширине 12 км) от восточных окраин озера Ранг-Куль на востоке до Зор-ташкольского хребта на западе. Акбайтальская зона представляет собой серию многочисленных более или менее крупных, субпараллельных чешуй и клиньев. К северной периферии зоны приурочены чешуи, сложенные отложениями кембрия, силура, девона, карбона и перми. Южнее обнажаются известняки средней — верхней юры; далее к югу появляются клинья, образованные известняками верхнего мела и красноцветами палеогена. По левобережью р. Зорташкол палеозойские породы срезаны пластинами юры. Специфическая структура Ак-Байтала, по-видимому, определила представления о приуроченности тектонических чешуй и клиньев к глубинному разлому, разделявшему Центральный и Северный Памир. Идея об Акбайтальском разломе стала одним из основных положений в работах многих памирских геологов (Дюфур, 1962; Бархатов, 1963). Однако новые данные, полученные Э. Я. Левеном (1964), С. В. Руженцевым (1965), М. С. Дюфуром, С. В. Руженцевым и В. А. Швольманом (1965) и Г. С. Воскоянцем, позволили несколько иначе поставить вопрос о тектонической природе и структуре Акбайтальской зоны. В результате работ, проведенных в Зорташкольском хребте (западное окончание Акбайтальской полосы), было установлено, что палеозойские отложения, а также отложения юры, верхнего мела и палеогена полого залегают на дислоцированных метаморфических толщах. Такое залегание трактуется как тектонический покров. Он состоит из большого числа сложенных породами различного возраста чередующихся горизонтальных пластин. Кроме того, необходимо учитывать, что положение неметаморфизованных палеозойских отложений в области, где повсеместно проявились процессы молодого регионального метаморфизма и гранитизации (переработка мезозойских толщ), невозможно объяснить без привлечения крупных тектонических перекрытий покровного типа (Пейве и др., 1964).

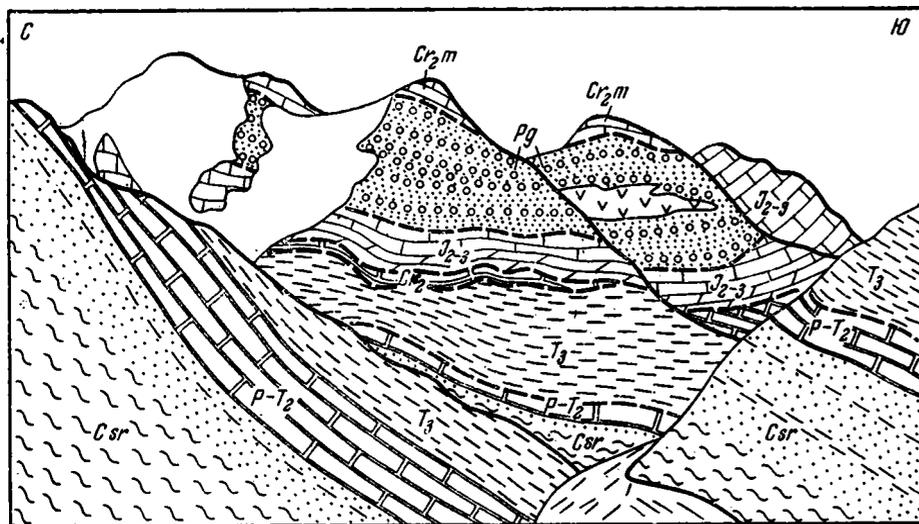
Основание Зорташкольского хребта (водораздел Зорташкола и Боз-Байтала) сложено высокометаморфизованными отложениями карбона, перми, триаса и юры. Кристаллические сланцы, мраморы и гнейсы образуют здесь системы сложных складок. Выше, слагая наиболее высокую часть хребта, практически горизонтально залегают тектонические пластины. Многократное чередование светло-серых, желтоватых, черных известняков и глинистых сланцев, красных песчаников и конгломератов создает удивительно эффектную в своей пестроте картину, находящуюся в резком контрасте с монотонным темно-серым основанием хребта.

Соотношение тектонических покровов с метаморфическими породами основания показано на геологической схеме (см. фиг. 76, участок 1; фиг. 77), поэтому не будем детально рассматривать структуру Зорташкольского хребта в целом, а остановимся на некоторых конкретных примерах. В пределах северо-западных отрогов хребта (сай Разломный) местами выше двуслюдяных кристаллических сланцев карбона, местами выше мраморов и филлитов пермо-триаса полого залегают горизонт полосчатых мраморов (фиг. 78). Восточнее рассматриваемого района установлено, что эти мраморы постепенно вверх по разрезу переходят в красноцветные конгломераты, в гальке которых В. И. Дронов собрал остатки верхнемеловых рудистов. На этом основании, а также по аналогии с рядом опорных разрезов указанный горизонт отнесен к верхнему мелу. Верхнемеловые мраморы перекрыты черными мергелями, известняково-глинистыми сланцами и черными криноидными известняками (суммарная мощность около 150 м). В мергелях Г. С. Воскоянец собрал юрские кораллы. Позднее эти сборы были повторены автором. Выше юрских известняков залегают мощная (400—500 м) пластина, сложенная красноцветными конгломератами и песчаниками с отдельными пластами диабазов. В конгломератах встречены обломки верхнемеловых рудистовых



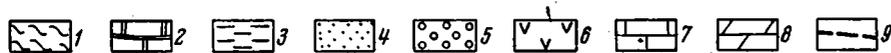
Фиг. 77. Схема геологического строения Зорташкольского хребта (участок 1 на фиг. 76).

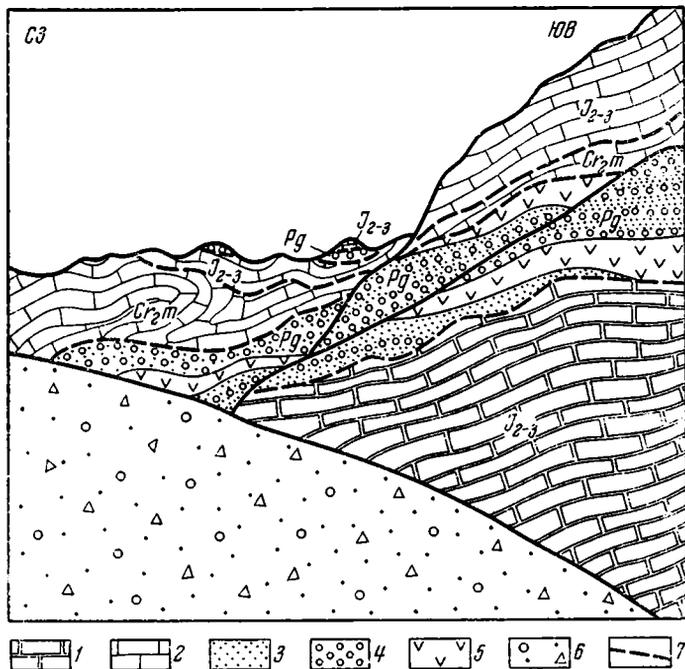
1—5 — отложения Музкола (автохтон): 1 — сарезская свита (C_{1-2}), 2 — пермо-триас (P_1-T_2), 3 — верхний триас (T_3), 4 — нижняя — средняя юра (J_{1-2}), 5 — средняя — верхняя юра ($J_{2bt_2}-J_3$); 6—19 — отложения Ак-Байтала (аллохтон): 6 — мраморы верхнего мела, 7 — ордовик, 8 — нижний силур, 9 — верхний силур, 10 — живетский ярус, 11 — франский ярус, 12 — фаменский ярус, 13 — нижний карбон, 14 — средний карбон, 15 — верхний карбон, 16 — нижняя — средняя юра (J_{1-2bt_1}), 17 — средняя — верхняя юра ($J_{2bt_2}-J_3$), 18 — маастрихтский ярус, 19 — палеоген; 20 — четвертичные отложения; 21 — ледники; 22 — плоскость основного надвига; 23 — плоскости прочих надвигов; 24 — стратиграфические контакты



Фиг. 78. Геологический профиль правого борта сая Разломного (рисунок по фото)

1 — кристаллические сланцы; 2 — мраморы; 3 — филлиты, глинистые сланцы; 4 — песчаники; 5 — конгломераты; 6 — основные и средние эффузивы; 7 — известняки; 8 — мергели; 9 — плоскости разрывных нарушений





Фиг. 79. Соотношение отложений, наблюдаемых по левому борту второго сверху правого притока р. Боз-Байтал (рисунок по фото)
 1 — мраморы; 2 — известняки; 3 — песчаники; 4 — конгломераты; 5 — диабазы;
 6 — морена; 7 — плоскости тектонических нарушений

известняков. На этом основании красноцветная эффузивно-терригенная толща отнесена к палеогену¹. Выше палеогеновых конгломератов залегают светло-серые рудистовые известняки. Они образуют широтноориентированную полосу, обнажаясь в районе пика Зор-Таш, откуда протягиваются к востоку в долину р. Зорташкол. Здесь С. С. Карапетовым и Г. С. Воскоянцем были собраны: *Grifaea* sp., *G. cf. vesicularis* Lam., *Exogyra* (*Amphidonta*) sp., *Liostrea* sp., *Ceratostreon spinosum* Math., *Lopha* sp., *L. (Arctostrea) mesantherica* Mort., указывающие, по заключению М. М. Бобковой, на маастрихтский возраст известняков (Карапетов, Воскоянц, 1962).

Система тектонических пластин прослежена к югу. В районе перевала между пиками Музкольским и 5960 м она переходит на южный склон Зорташкольского хребта, протягиваясь затем на восток. Здесь мраморы верхнего мела и неметаморфизованные юрские известняково-глинистые сланцы срезаются красноцветами палеогена. По правому (второй от верховьев) притоку Боз-Байтала палеогеновые отложения залегают непосредственно на крупнокристаллических минерализованных мраморах, кварцитах и кристаллических сланцах средней — верхней юры (фиг. 79). Выше конгломератов палеогена появляется горизонт полосчатых, обычно серых или светло-серых, реже желтоватых известняков верхнего мела, мощностью до 200 м. Известняки перекрыты черными битуминозными слоистыми, реже массивными известняками средней —

¹ В Музкольском хребте установлено, что красноцветная эффузивно-терригенная толща залегает с постепенным переходом на маастрихтских известняках. Она содержит гальку рудистовых известняков маастрихта. Ввиду этого обстоятельства, а также на основании ее сопоставления с палеонтологически доказанными палеогеновыми красноцветными отложениями южных окраин Северного Памира (Карапетов, Воскоянц, 1962) эта толща отнесена к палеогену.

верхней (?) юры, содержащими единичные экземпляры кораллов. Выше юрских известняков залегает мощная (до 600 м) толща диабазов, красных песчаников и конгломератов, среди гальки которых присутствуют обломки рудистовых известняков верхнего мела. На этом основании толща отнесена к палеогену. Выше, слагая ряд наиболее высоких пиков хребта, залегают черные известняки, которые содержат линзы ракушняка. Отсюда автором были собраны остатки брахиопод: *Ptyclothyris subcanaliculata* (Opp.), *Lobothyris breviplicata* (Kitch.), *Kutchithyris bobkovi* (Moiss.) (определение В. Н. Овчаренко), указывающие на средне-келловейский возраст отложений, а также остатки бат-келловейских пеллеципод *Lopha gregarea* Sow. (определение Т. Ф. Андреевой).

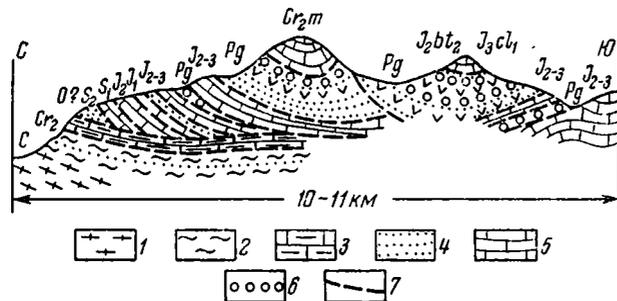
Все перечисленные горизонты прослежены к юго-востоку в верховьях Боз-Байтала. Здесь в районе пика 5648 м наблюдается такая последовательность слоев.

	Мощность, м
1. Крупнокристаллические мраморы средней — верхней юры. Слои падают на юг-юго-восток под углом 35—50°	Видимая 200—250
2. Толща красноцветных конгломератов с обильной галькой рудистовых известняков верхнего мела, песчаников, диабазов, относимых к палеогену. Слои залегают полого (падение на юг обычно под углом 5—15, реже 35—45°)	130—150
3. Светло-серые рудистовые известняки верхнего мела, лежащие практически горизонтально	35—65
4. Черные битуминозные среднеслоистые известняки средней — верхней юры, омятые обычно в серию мелких изоклиналильных складок, опрокинутых к северо-западу	250
5. В виде тектонических линз толщиной до 15 м залегают красноцветные песчаники, условно относимые к палеогену	0—15
6. Черные, битуминозные, иногда глинистые известняки с линзами ракушечников (вершина пика). Отсюда автором были собраны брахиоподы и пеллециподы, аналогичные перечисленным ранее	Свыше 200

Из прилагаемой карты и рисунков видно, что почти все тектонические пластины залегают полого, их наклоны редко превышают 10—15°. Как правило, на контактах тектонических покровов не наблюдается сколько-нибудь значительных зон брекчирования. Рассланцованными, раздавленными обычно оказываются лишь мелкие тектонические линзы, зажатые между гораздо более мощными пластинами. В известняках тектонические контакты выражены тонкой (не более 50 см) зоной перетертых пород. Кроме того, вверх и вниз от плоскости тектонических срывов наблюдается зона мраморизованных пород мощностью в несколько метров.

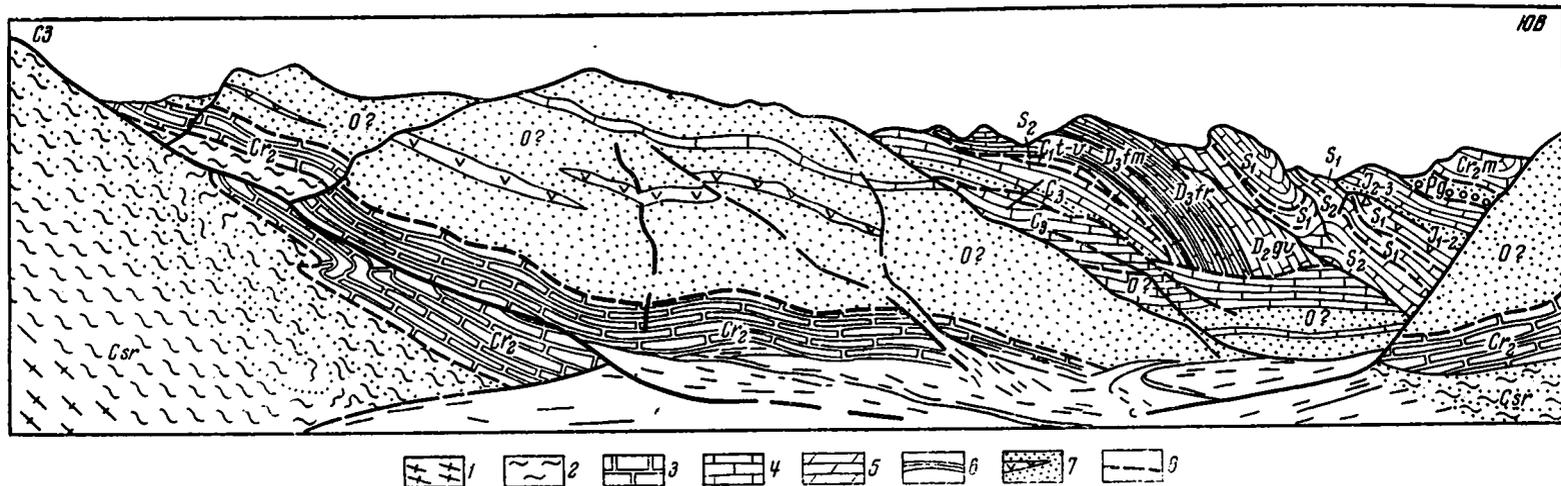
Далее к востоку полоса юрских, меловых и палеогеновых отложений протягивается в долину Зорташкола. Морфология структур здесь постепенно меняется. Если на западе тектонические пластины лежат практически горизонтально, то на востоке они образуют серию складок, осложненных крутыми надвигами и взбросами. Так, например, по левобережью Зорташкола прослежена широко ориентированная «синклиналь», крылья которой сложены песчаниками и конгломератами палеогена, ядро же образовано рудистовыми известняками верхнего мела. Аналогичные структуры установлены в пределах всей мел-палеогеновой полосы Ак-Байтала.

Уже отмечалось, что вдоль северной окраины Акбайтальской зоны широко распространены тектонические клинья, сложенные неметаморфизованными отложениями палеозоя. На территории большей части Зорташкольского хребта эти отложения отсутствуют. Впервые их можно наблюдать на левом склоне долины р. Зорташкол, где они появляются из-под юрских известняков. Бiotитовые сланцы, образовавшиеся, по-видимому, по песчаникам и аргиллитам карбона (сарезская свита), здесь перекрыты горизонтом верхнемеловых мраморов, падающих на юг под углом в 5—10°. Выше залегает серия относительно круто падаю-



Фиг. 80. Геологический профиль вдоль правого борта левого притока р. Зорташкол

1 — гнейсы; 2 — кристаллические сланцы; 3 — мраморы;
4 — песчаники и порфиры; 5 — известняки и мергели;
6 — конгломераты; 7 — плоскости надвигов



Фиг. 81. Геологический профиль вдоль правого борта р. Зорташкол (рисунок по фото)

1 — гнейсы; 2 — кристаллические сланцы; 3 — мраморы; 4 — известняки; 5 — мергели; 6 — глинистые сланцы; 7 — песчаники с линзами эффузивов; 8 — плоскости разрывов

щих чешуй, сложенных породами ордовика (?), нижнего и верхнего силура, среднего девона, юры, мела и палеогена (фиг. 80). Плоскости взбросов, ограничивающих отмеченные чешуи, наклонены на юг под углом 40—60°.

Восточнее, по правому борту долины р. Зорташкол (хребет Северный Музкол), наблюдается еще более сложная картина (фиг. 81). Здесь выше кристаллических сланцев карбона полого залегают светлые мраморизованные известняки верхнего мела, на которые надвинуты песчаники, глинистые сланцы, диабазы и известняки, по внешнему облику условно сопоставляемые с отложениями ордовика хребта Тузгентерескэй. Эффузивно-терригенная толща ордовика (?) по пологому надвигу перекрыта чрезвычайно сложной системой чешуй, в пределах которых присутствуют отложения силура, девона, карбона и перми. Не будем останавливаться на палеонтологическом обосновании возраста указанных отложений, так как в настоящее время С. С. Карапетовым (1961, 1963а, в, 1964) опубликованы работы, в которых специально рассмотрен этот вопрос.

Непосредственно на ордовике полого залегают красные, малиновые и серые известняки, содержащие обильные остатки брахиопод, фораминифер, мшанок и ругоз верхнего карбона. Верхнекаменноугольные отложения перекрыты маломощной (50—70 м) пластиной верхнесилурийских известняков. В основании разреза обнажаются плитчатые глинистые известняки с обильными остатками брахиопод и реже трилобитов; выше появляются комковатые фиолетовые известняки с остатками силурийских криноидей. Перечисленные отложения обнажаются в ядре крупной «антиклинали». Выше залегают черные известняки с прослоями глинистых сланцев, содержащие остатки брахиопод и фораминифер визейского яруса. По тектоническому контакту отложения визе перекрыты глинистыми известняками и аргиллитами турнейского яруса (брахиоподы и фораминиферы). Далее контакты статиграфические, но разрез перевернут. Выше турнейских отложений последовательно залегают фаненские глинистые известняки и мергели, франские известняки и мергели, живетские доломиты. Все эти отложения содержат исключительно обильные остатки брахиопод. С юга на девонские слои надвинуты комковатые известняки верхнего силура, слагающие основание массива Зор-Таш. Выше появляются (контакт тектонический) криноидные слоистые известняки, диабазы и черные глинистые известняки нижнего силура. С юга на известняки силура надвинуты черные глинистые пеллециподовые известняки и мергели средней юры, которые, в свою очередь, перекрыты красноцветными песчаниками и конгломератами палеогена. Палеогеновые отложения образуют крылья «синклинали», ядро которой сложено рудистовыми известняками верхнего мела.

На основании изложенного материала можно сделать следующий вывод: в Зорташкольском хребте выше дислоцированных, интенсивно метаморфизованных толщ карбона, перми, триаса и юры залегают серия тектонических пластин, образованных отложениями палеозоя, юры, мела и палеогена. По направлению к востоку структура постепенно меняется. Покровы сминаются в складки, осложненные крутыми надвигами и взбросами. Вследствие этого появляются «антиклинали» и «синклинали», обладающие аномальным чередованием стратиграфических горизонтов. Так, в ядрах структур, которые в морфологическом отношении являются антиклиналями, обнажаются породы более молодые, нежели на крыльях.

Наиболее древними отложениями осевых частей и южного склона Музкольского хребта являются ритмично переслаивающиеся песчаники и аргиллиты нижнего — среднего карбона (сарезская свита, видимая мощность 2—2,5 км). Песчано-сланцевая толща несогласно перекрыта маломощным (60—80 м) горизонтом карбонатных пород перми. Выше

залегают ниже-среднетриасовые известняки, мергели, алевролиты, иногда с пластами основных эффузивов (200—300 м). Разрез триаса венчается мощной (свыше 2 км) толщей песчано-глинистых пород (Т₃). В осевых частях и по северному склону Музкола доказан (Дронов, Андреева, 1962; Кушлин, 1963) постепенный переход триасовых отложений в песчано-сланцевую толщу нижней — средней юры (300—400 м). Выше залегают мергели и известняки средней — верхней юры, мощностью до 600—700 м.

Наиболее древними породами Акбайтальской зоны являются глинистые известняки нижнего кембрия. В настоящее время здесь доказано присутствие ордовикских, силурийских, девонских, каменноугольных и пермских отложений, представленных преимущественно в карбонатных фациях; мощности отложений сравнительно небольшие.

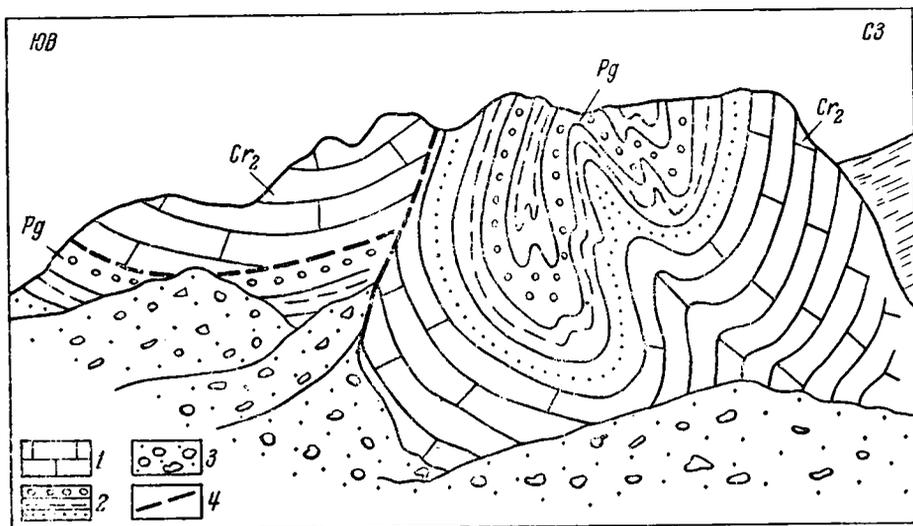
Подробнее остановимся на характеристике каменноугольных отложений, так как в плане рассматриваемого вопроса интересно выяснить, насколько сопоставимы с точки зрения условий седиментации осадки сравниваемых зон. По данным С. С. Карапетова (1963а), отложения турнейского яруса согласно залегают на мергелях и глинистых сланцах фамена. Они представлены известняками, глинистыми известняками, содержащими остатки ругоз нижнего турне, а также мергелями и аргиллитами с остатками верхнетурнейских брахиопод (мощность 100 м). Выше залегают брахиоподово-мшанковые известняки визейского яруса (мощность до 100 м). Намюрский ярус образован детритовыми известняками мощностью до 45 м. Отложения башкирского яруса образуют изолированную тектоническую пластину, сложенную детритовыми известняками, содержащими остатки фораминифер и брахиопод (видимая мощность 10 м). Московский ярус представлен детритовыми известняками (15 м), откуда собраны обильные остатки фораминифер. Нижние горизонты верхнего карбона присутствуют в виде пакки переслаивающихся красных обломочно-детритовых преимущественно брахиоподовых известняков и красных грубозернистых песчаников (10—17 м). Выше залегают известняки мощностью 45—50 м, в самых верхах которых собраны фузулиниды, характерные для верхов карбона — низов перми.

Уже говорилось, что в Музкольском хребте, южнее Акбайтальской зоны, накапливалась мощная песчано-сланцевая толща нижнего — среднего карбона. Аналогичные отложения развиты севернее, в хребтах Зорташкольской и Северо-Зорташкольской, а также вдоль южных окраин Ранкульской котловины. Маломощные (300—315 м) почти исключительно карбонатные отложения Ак-Байтала расположены среди них в виде изолированного пятна. Известняки карбона отлагались в условиях большого мелководья без существенного привноса терригенного материала. Трудно объяснить условия, при которых могли возникнуть *in situ* подобные осадки, если принять во внимание отсутствие переходных зон между известняками и окружающими их мощными терригенными накоплениями. Несостоятельность объяснений необычного сонахождения каменноугольных отложений музкольского и акбайтальского типов седиментационными причинами приводит к необходимости привлечения тектонических покровных перекрытий.

К аналогичному выводу пришел Э. Я. Левен (1964), отмечающий резкое несходство каменноугольных, пермских и триасовых отложений Ак-Байтала и Музкольского хребта.

Следует также учитывать следующее. В восточной части Музкольского хребта карбон представлен лишь отложениями нижнего и среднего отделов, осадки верхнего карбона здесь отсутствуют. Несогласно выше среднекаменноугольных песчаников и сланцев залегает маломощный горизонт нижней перми. В пределах же Акбайтальской полосы преимущественно карбонатный разрез каменноугольной системы, представленной всеми отделами, образует непрерывную серию с перм-

скими отложениями. Необходимо ответить на вопрос, как в узкой (3—6 км) полосе, целиком расположенной в области верхнекаменноугольного поднятия, на территории которого к тому же проявились складкообразовательные движения, могли сохраниться условия, при которых происходило устойчивое прогибание, накапливались осадки открытого моря с обильной морской фауной и совершенно не проявлялись складкообразовательные движения, имевшие место повсеместно вокруг. Только в результате привлечения значительных покровных перекрытий, признания идеи, что палеозойские отложения Ак-Байтала появились здесь вследствие таких перекрытий, можно преодолеть это противоречие.



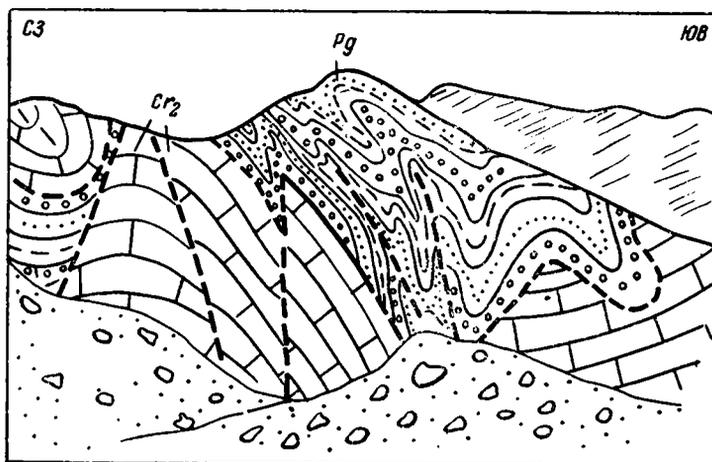
Фиг. 82. Дислокации мел-палеогеновых отложений на левом берегу среднего течения Зорташкола (рисунок по фото)

1 — известняки; 2 — конгломераты, песчаники, сланцы; 3 — морена; 4 — разломы

Изложенный материал позволяет сделать вывод: Акбайтальская зона — останец сложной системы тектонических покровов. В районе Ак-Байтала покров состоит по крайней мере из трех серий пластов (снизу вверх): 1) мраморизованные известняки и мраморы верхнего мела, переходящие вверх по разрезу в красноцветную терригенную толщу палеогена; 2) отложения палеозоя, слабо метаморфизованные, преимущественно карбонатные породы кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми (сюда же относятся триасовые известняки Ранг-Куля); 3) пять чередующихся пластин, сложенных известняками юры и маастрихта, а также красноцветным эффузивно-терригенными отложениями палеогена.

Автор (Руженцев, 1961, 1962б, 1965) и Э. Я. Левен (1964) установили, что по направлению к востоку пологие плоскости разрывов становятся все более крутыми. Уже отмечалось, что усложнение структур связано с тем, что практически горизонтальные пластины сминаются в серию сначала простых, затем все более и более напряженных складок. В долине р. Зорташкол можно наблюдать, как в пределах таких складок появляются многочисленные, иногда перекрещивающиеся сколы типа крутых надвигов и взбросов. Обычно вдоль северных крыльев синклиналей преобладают надвиги, падающие на юг, вдоль южных — надвиги, плоскости которых наклонены на север; ядра складок выдавлены относительно крыльев. Такое раздавливание и дробление сопровождаются образованием веерообразных исключительно в морфологическом отноше-

нии сложных структур. Так, например, по левому борту р. Зорташкол наблюдается сдавленная синклинали, сложенная известняками верхнего мела и красными конгломератами, песчаниками и аргиллитами палеогена (фиг. 82). На правом борту реки эта же синклинали разбита серией крутых взбросов. Массивные верхнемеловые известняки как бы образуют жесткое раздробленное ложе складки, выше которого конгломераты, песчаники и аргиллиты палеогена дисгармонично смяты в систему мелких причудливых выжатых структур, образующих характерный веер (фиг. 83). Далее к востоку (район перевала Ак-Байтал) структура рассматриваемой полосы уже представляет собой системы отдельных более



Фиг. 83. Дислокации мел-палеогеновых отложений на правом берегу среднего течения Зорташкола (рисунок по фото)
Условные обозначения см. фиг. 82

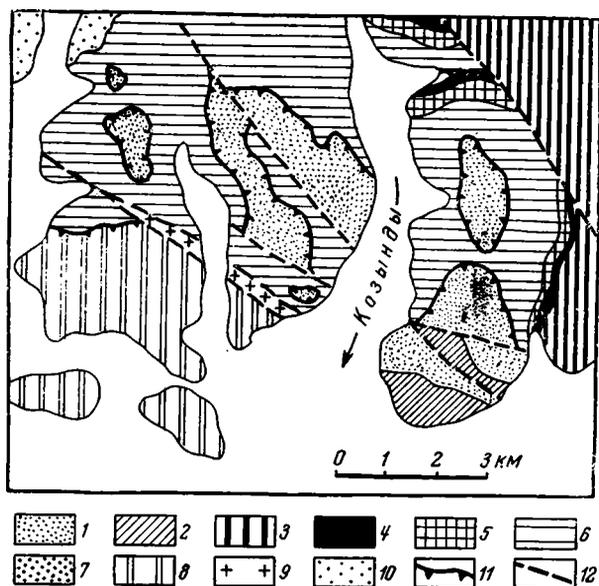
или менее вытянутых широтных клиньев. Автор (Руженцев, 1961) и М. С. Дюфур (1962) связывают образование таких сколов с позднейшим раздавливанием всей полосы Ак-Байтал — Ранг-Куль, наиболее интенсивно проявившимся в ее восточной и центральной частях.

Восточная окраина Центрального Памира

Ордовикские, силурийские и девонские отложения установлены в ряде мест восточной части Центрального Памира, где слагают относительно небольшие изолированные участки, расположенные в полосе повсеместного развития каменноугольных, пермских, триасовых и юрских отложений музкольского типа.

Впервые покровное залегание ордовика было установлено Э. Я. Левенем (Дронов, Левен и др., 1960) в долине р. Козынды (см. фиг. 76, участок 2). Оба склона этой долины сложены песчаниками и сланцами сарезской свиты (C_{1-2}), известняками, доломитами, мергелями (C_3-T_2), конгломератами, песчаниками и глицистыми сланцами верхнего триаса. Отсюда автором были собраны остатки верхнетриасовой флоры: *Pterophyllum propinquum* Goepf., *P. angustilobum* Pryn., *P. rarinerve* Pryn., *Macrotaeniopteris virgulata* Zeill., *Nilsonia* cf. *orientalis* Heer, *N. brevis* cf. *sulcata* Pryn., *Hyracopteris tschenkoi* Pryn., *Otozamites* sp. (определение И. А. Добрускиной). Выше, образуя водораздельные гребни, полого залегают глинистые сланцы и песчаники козындийской свиты (O_{2-3}). Вдоль левого борта долины покровное налегание ордовика доказывается особенно отчетливо. Здесь расположена обширная изо-

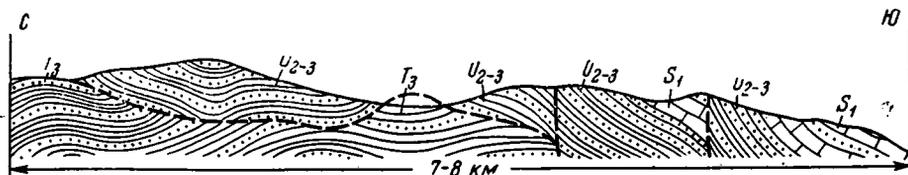
метричная простая синклиналь, крылья которой сложены каменноугольно-пермскими, ядро — триасовыми породами (фиг. 84). На слабо дислоцированных отложениях верхнего триаса залегает практически горизонтальная изолированная тектоническая нашлепка черных песчаников и сланцев второго горизонта козындьской свиты, содержащих остатки брахиопод: *Dalmanitina* sp., *Dalmanella* aff. *rogata* (Sardes), *Leptaena*



Фиг. 84. Геологическая карта бассейна р. Козынды (участок 2 на фиг. 76)

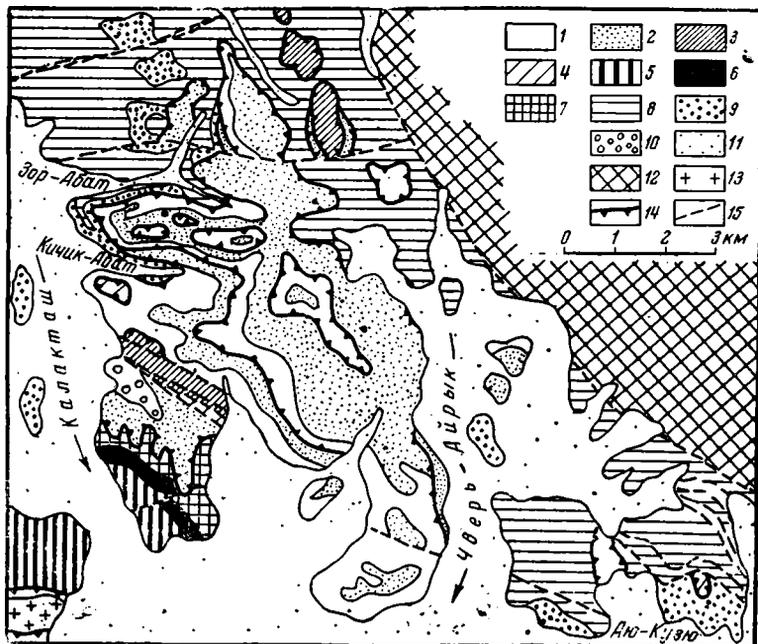
1—7 — Центральный Памир: 1 — козындьская свита (O_{2-3}), 2 — нижний силур, 3 — сарезская свита (C_{1-2}), 4 — калакташская свита (C_3-P_2), 5 — джилгакульская свита (T_{1-2}), 6 — кокуйбельсуйская свита, нижняя подсвита (T_3), 7 — палеоген (?); 8, 9 — Юго-Восточный Памир: 8 — пермо-триасовые отложения, 9 — меловые граниты; 10 — четвертичные отложения; 11 — надвиги; 12 — круто падающие разломы (сбросы, взбросы, сдвиги)

trigonalis Schmidt., *Strophomena* cf. *trigonalis* Schmidt., *Triplesia* sp., *Plectabonites* sp. (фиг. 85). В 200—300 м южнее откартирована вторая нашлепка пород ордовика, полого ($20-30^\circ$) падающая на юг. С юга она ограничена крутым сбросом, южнее которого расположено поле развития аналогичных ордовикских отложений и согласно перекрывающих их нижнесилурийских известняков и песчаников (многочисленные остатки табулят и брахиопод). Ордовикско-силурийские породы слагают



Фиг. 85. Геологический профиль левого борта р. Козынды, иллюстрирующий покровное налегание пород козындьской свиты (O_{2-3}) на отложения верхнего триаса

моноклиналь, в пределах которой слои также падают под углом $25-45^\circ$. Возможно, что ордовикско-силурийские отложения южного окончания левого борта долины Козынды представляют собой остаток тектони-



Фиг. 86. Геологическая карта Зорабатского горного массива (участок 4 на фиг. 76)

1 — зорабатская свита (O_1); 2 — козындыйская свита (O_{2-3}); 3 — нижний силур; 4 — средний — верхний девон; 5 — сарезская свита (C_{1-2}); 6 — калакташская свита (S_3-P_2); 7 — джилгакульская свита (T_{1-2}); 8, 9 — кокуйбельсуйская свита; 8 — нижняя подсвита (T_3), 9 — верхняя подсвита (J_{1-2}); 10 — палеоген (?); 11 — четвертичные отложения; 12 — метаморфические образования музкольского комплекса; 13 — меловые граниты; 14 — надвиги; 15 — круто падающие разломы

ческого покрова, опущенный по системе сбросов относительно своего северного продолжения. В пользу этого говорит следующий факт. Система сбросов левого борта Козынды протягивается и на ее правый борт (см. фиг. 84). Тектонические клинья, являющиеся, по-видимому, продолжением клиньев левого борта, здесь значительно менее опущены (эрозионный срез проходит ниже плоскости покрова). Вследствие этого здесь вскрыты верхнетриасовые сланцы и перекрывающие их полого падающие к югу сланцы козындыйской свиты. По-видимому, когда-то обширная тектоническая пластина палеозойских пород, залегавшая на триасовых, была разбита системой сбросов. В синклиналиях, а также наиболее опущенных блоках сохранились породы ордовика и силура, в антиклиналях они размыты, обнажая мезозойские отложения основания. Вот почему в бассейне Козынды, а также во многих других районах южной окраины восточной части Центрального Памира сохранились лишь изолированные, часто незначительные по площади останцы палеозойских пород, либо залегающих на мезозойских, либо зажатых среди них в виде мелких разобщенных клиньев.

Так, например, в долине р. Чарык-Джартар (фиг. 76, участок 3) фаунистически охарактеризованные глинистые сланцы и песчаники козындыйской свиты образуют простую, практически изометричную синклиналь. В пределах ее северного крыла породы ордовика залегают (падение на юг $5-15^\circ$) на известняках и доломитах среднего триаса. Южнее наблюдается плавный замок складки; падение здесь меняется на северное (углы $40-45^\circ$). Отложения ордовика перекрывают сложно смятые, разбитые многочисленными взбросами песчаники и сланцы са-

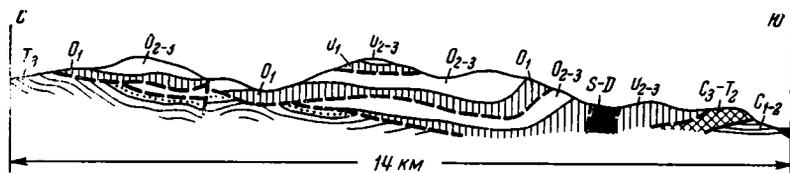
резкой свиты (C_{1-2}), а также известняки и доломиты верхнего карбона и пермо-триаса.

Наиболее широко распространены отложения ордовика на водоразделе рек Бель-Айрык, Калакташ и Чверь-Айрык-сай (фиг. 76, участок 4). Именно здесь расположены основные опорные разрезы ордовика восточной части Центрального Памира. На фиг. 86 приведена геологическая карта этого района. На севере (северный склон долины Зор-Абат-Джилга) зеленые и фиолетовые глинистые сланцы козындыйской свиты (остатки брахиопод *Orthidae*, *Dalmanella* sp., *Strophomenidae*) полого залегают иногда на черных глинистых сланцах верхнего триаса (содержат остатки триасовой флоры: *Pterophyllum angustilobum* Pryn., *P. andreanum* Schimp., *Juccites latifolius* Pryn., *Podozamites* sp. (определение И. А. Добрускиной), а иногда на бурых конгломератах и песчаниках нижней — средней юры. Фиолетовые и зеленые глинистые сланцы вверх по разрезу сменяются черными песчаниками и глинистыми сланцами. Слои ордовика падают на юг под углом примерно 5°. Непосредственно в обнажениях видно, как указанные породы переходят на южный борт Зор-Абат-Джилги. Здесь ниже фиолетовых и зеленых сланцев козындыйской свиты появляется горизонт серых полосчатых мраморизованных известняков зорабатской свиты (O_1), полого залегающих (падение на юг 5°) местами на сланцах верхнего триаса, местами на конгломератах нижней — средней юры. Такие же структурные взаимоотношения наблюдаются и южной по обоим бортам долины р. Кичик-Абат-Джилга. Далее к югу известняки зорабатской свиты погружаются ниже уровня эрозии, вследствие чего контакт ордовикских и триасово-юрских пород здесь не наблюдается.

Выше песчано-сланцевых отложений козындыйской свиты расположена вторая пластина ордовикских пород. Разрез здесь также начинается мраморизованными полосчатыми известняками, которые на водоразделе Зор-Абат-Джилги и Бель-Айрыка перекрывают ордовикские отложения нижней пластины, залегая своей северной частью непосредственно на верхнетриасовых сланцах. По правому борту Зор-Кичик-Джилги, а также на водоразделе Зор-Абат-Джилги и Зор-Кичик-Джилги М. С. Дюфур (1958), С. С. Карапетов (1963б) и Б. Р. Пашков собрали в известняках многочисленные нижнеордовикские трилобиты: *Trinucleus pamiricus* (?) Bal., *Ogygites pamiricus* Bal., *Ampyx pamiricus* Bal., *Niobella kichikensis* Bal., *N. pamirica* Bal., *Thaihungschania pamirica* Bal., *Geragnostus* sp. Выше зорабатских известняков появляются фиолетовые и зеленые сланцы первого горизонта и черные сланцы и песчаники второго горизонта козындыйской свиты.

По левому борту долины Чверь-Айрык отмеченные отложения ордовика вновь перекрыты мраморизованными известняками зорабатской свиты (третья снизу пластина).

Расстояние, на котором непосредственно в обнажении видно перекрытие пород триаса и юры ордовикскими, достигает примерно 7 км. Еще южнее ордовикские отложения падают уже на север под углом примерно 30—45°. Они залегают на доломитах и известняках нижнего — среднего триаса. Видимая амплитуда перекрытия в этом случае равна приблизительно 1 км. Таким образом, рассмотренная пластина ордовикских пород в морфологическом отношении образует как бы обширную мульду, наложенную на отложения триаса и юры (фиг. 87). Покровное залегание установлено в пределах северного и южного крыльев этой структуры. На западе и востоке из-за широкого развития рыхлых отложений, выполняющих долины Калакташа и Чверь-Айрык-сая, контакт мезозойских и ордовикских отложений не вскрыт. Однако многочисленные мелкие холмы, расположенные в полосе развития четвертичных отложений, образованы глинистыми сланцами верхнего триаса, песчани-



Фиг. 87. Геологический профиль через Зорбатскую покровную синклинали

ками и конгломератами юры. Выходы пород этого возраста с запада и востока окаймляют район водораздела Калакташа и Чверь-Айрык-сая, сложенный древнепалеозойскими отложениями. Учитывая это, с незначительной долей условности можно предположить, что сюда протягиваются триас-юрские отложения, залегающие ниже пород ордовика в долинах Зор-Абат-Джилги и Кичик-Абат-Джилги.

Отложения, образующие вторую пластину, прослежены к югу примерно на 6—7 км. Они также слагают сравнительно простую синклинали. В пределах ее северного крыла слои полого (5—15°) наклонены к югу. На широте долины Зор-Кичик-Джилги ордовикские отложения смяты в серию субширотных складок. В ядрах антиклиналей из-под известняков зорбатской иногда появляются зеленые сланцы козындыйской свиты. Южное крыло синклинали (слои падают на север под углом 40—60°) расположено в районе горы Кара-Кыр. Здесь также из-под известняков верхней повсеместно появляются ордовикские породы нижней пластины. Вдоль северного крыла синклинали (водораздел Бель-Айрыка, Чверь-Айрыка и Джол-Бурлюка) выше ордовикской пластины с отчетливо выраженной крупнообломочной брекчией в основании залегают мраморизованные черные плитчатые известняки, переслаивающиеся с кварцевыми крупнозернистыми песчаниками. Известняки содержат остатки силурийских табулят *Striatopora gwenensis* Amsden (определение И. И. Чудиновой), указывающих на венлокский возраст вмещающих пород. Серия изолированных тектонических нашлапок аналогичных известняков протягивается к северу, слагая отдельные вершины на водоразделе верхнего течения Бель-Айрыка и Джол-Бурлюка. Здесь они срезают отложения ордовика, залегая на верхнетриасовых сланцах (остатки флоры: *Pterophyllum angustilobum* Prun., *P. andrea-nium* Schimp., *Podozamites* sp.). Местами известняки размыты. В этих случаях сохраняются лишь останцы характерных, обохренных, желтовато-бурых брекчий. Тектонические нашлапки среднепалеозойских пород известны и в центральных частях Зорбатской синклинали. Так, например, верхнедевонские известняки, содержащие обильные остатки брахиопод и кораллов, образуют по левому борту Зор-Кичик-Джилги горизонтальную нашлапку, залегающую на зеленых сланцах первой пачки козындыйской свиты. В 3—4 км северо-восточнее, по правому борту Калакташа, девонские известняки перекрывают уже верхнетриасовые сланцы (гора Калакташ).

На основании сказанного, структура рассматриваемого района может быть представлена в виде покровной, морфологически сравнительно простой синклинали, состоящей из серии смятых тектонических пластин. Здесь выделяются следующие пластины: нижняя, средняя и верхняя ордовикские, а также среднепалеозойская, которая в свою очередь, распадается на несколько самостоятельных чешуй. Каждая верхняя пластина последовательно по направлению к северу срезают подстилающую ее нижнюю, залегая на триасово-юрских породах основания (см. фиг. 87).

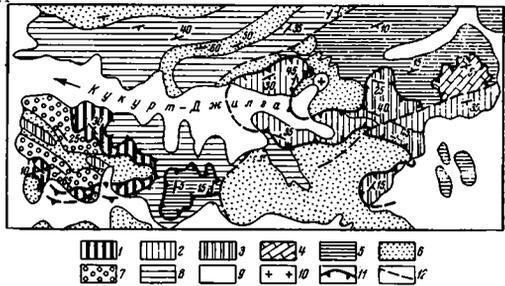
Зорбатская синклинали разбита системой незначительных по амплитуде круто падающих субширотных сбросов. Каждый южный блок несколько опущен относительно соседнего северного. Все сбросы, кото-

рые прослеживаются в полосе развития пород автохтона, секут также и аллохтон. Амплитуда их, устанавливаемая по смещению подошвы покровной пластины, обычно не превышает нескольких десятков или первых сотен метров. Сравнительно часто, уже вне пределов развития отложенный аллохтона, к сбросам приурочены отдельные глыбы, узкие вытянутые согласно с ориентировкой линии сместителя клинья палеозойских пород аллохтона. Ядро синклинали разбито особенно многочисленной системой сбросов. Здесь расположены узкие тектонические клинья, сложенные последовательно с севера на юг отложениями ордовика, силура, девона и вновь ордовика (см. фиг. 87).

Рассматриваемый комплекс палеозойских отложений представляет собой обширный останец тектонического покрова, залегающий на триасово-юрском основании. На покровную природу структуры указывает

Фиг. 88. Геологическая схема бассейна р. Кукурт-Джилга (участок 5 на фиг. 76)

1 — козындийская свита (O_2-3); 2 — нижний силур; 3 — верхний силур; 4 — средний девон; 5 — верхний триас; 6 — нижняя-средняя юра; 7 — чичектинские конгломераты (J_1-2); 8 — средняя — верхняя юра; 9 — четвертичные отложения; 10 — палеогеновые граниты; 11 — надвиги; 12 — взбросы и сбросы

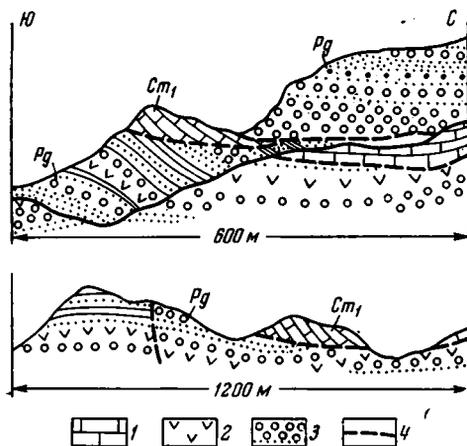


пологое налегание его внешних частей на триасово-юрские отложения. При общей ширине Зорабатской синклинали в 10 км непосредственно в обнажения покровное перекрытие установлено на расстоянии примерно в 7 км. Лишь ядро складки шириной в 3 км находится ниже уровня эрозии.

Сходное строение имеет и район, расположенный восточнее (урочище Чверь-Айрык и водораздел Чверь-Айрыка и Аю-Кузю-сая). Здесь среди широко развитых песчаников и сланцев верхнего триаса, конгломератов и песчаников нижней юры в виде мелких, обычно ориентированных в северо-западном направлении тектонических клиньев и нашлапок присутствуют породы ордовика, силура и девона в фациях, аналогичных зорабатским. Указанные клинья, целиком располагаясь в поле развития триасово-юрских отложений, приурочены к мелким, часто невыдержанным по простиранию сбросам. Создается впечатление, что рассматриваемый участок представляет собой восточное приподнятое крыло Зорабатской синклинали. В связи с общим воздыманием структуры породы основания (T_3-J_{1-2}) распространены здесь широко. В то же время отложения, слагающие покров (O, S, D), сохранились либо в виде незначительных ($0,05-0,10 \text{ км}^2$) нашлапок, либо в виде клинообразных останцов в зонах осложняющих синклиналь сбросов.

Ордовикские и силурийские отложения обнажаются также и западнее Зорабатского района, на водоразделе Калакташа и Кукурт-Джилги (см. фиг. 76, участок 5). Так же как и в бассейне Чверь-Айрыка они образуют изолированные участки, расположенные среди триасовых и юрских пород. Местами здесь отчетливо наблюдается тектоническое налегание древних образований на мезозойские. Чаще же, из-за незначительности вертикального вреза, непосредственно в поле покровное залегание установить не удастся. Однако, как правило, палеозойские отложения морфологически образуют либо простые мульдообразные синклинали, вложенные в триасово-юрские породы, либо облекают антиклинали, ядра которых также сложены мезозойскими осадками (фиг. 88).

Учитывая, что ордовикские и силурийские отложения Кукурт-Джилги аналогичны таковым в разрезах Зорабата и находятся в непосред-



Фиг. 89. Зарисовка тектонических останцов известняков кембрия, залегающих на красноцветных конгломератах, песчаниках и диабазах палеогена (водораздел устьевых частей Ак-Сая и Сары-Мулы)

1 — известняки; 2 — диабазы; 3 — конгломераты, песчаники; 4 — разломы

ственной близости западнее, можно предположить, что покровы Зорабата и Калакташа протягиваются к западу в бассейн Курт-Джилги.

Тектонические покровы откартированы также по левому берегу Восточного Пшарта (южные отроги Музкольского хребта), на

водоразделе устьевых частей рек Ак-Сай и Сары-Мула (см. фиг. 76, участок 6). Здесь основание долины Ак-Сая и Сары-Мулы слагают интенсивно смятые сланцы верхнего триаса, на которых резко несогласно залегают бурые конгломераты, мергели, известковистые песчаники и гипсы нижней юры. Юрские отложения образуют моноклинал, наклоненную к югу под углом $10-15^\circ$. Выше нижнеюрских отложений тектонически залегают красные песчаники, переходящие вверх по разрезу в верхнемеловые рудистовые полосчатые мраморизованные известняки. Местами красноцветные песчаники срезаны и рудистовые известняки ложатся непосредственно на нижнеюрские. По левому борту Ак-Сая, выше нижней пластины меловых отложений, залегают вторая пластина меловых известняков. Мощность каждой из пластин невелика: она редко превышает 40—60 м. Выше отложений мела залегают мощная (150—200 м) тектоническая пластина красных или фиолетовых песчаников, конгломератов, андезитов, рассланцованных мергелей, условно относимых к палеогену. Красноцветные палеогеновые отложения различными своими горизонтами местами залегают на юрских, местами на меловых породах. Выше по разрезу появляются мраморизованные темно-серые, светло-серые, полосчатые глинистые известняки, по внешнему облику напоминающие породы зорабатской свиты. Еще выше иногда на породах палеогена, иногда на известняках (О?) залегают сравнительно небольшие по площади, маломощные нашлапки глинистых плитчатых известняков и мергелей (фиг. 89). Отсюда происходят сборы нижнекембрийских трилобитов В. И. Дронова (1963). Сборы эти неоднократно повторялись Б. Р. Пашковым, В. А. Швольманом, Э. Я. Левенем и автором. Нижнепалеозойские отложения перекрыты красными песчаниками и конгломератами палеогена (конгломераты содержат валунную гальку известняков, переполненных верхненеонскими рудистами). И, наконец, вершина высоты сложена массивными розовато-серыми рудистовыми известняками верхнего сенона (*Apricardia* sp., *Birodiolites* sp.). Видимая мощность меловых известняков 50—80 м.

Отмеченная покровная структура, наиболее четко устанавливаемая в устье Ак-Сая и Сары-Мулы, протягивается на десятки километров к западу и востоку. По северному склону долины Западного и Восточного Пшарта к западу от Ак-Сая мы наблюдаем сложночешуйчатую зону, состоящую по крайней мере из пяти-шести (но иногда и более) пластин, падающих к югу под углом $40-60^\circ$. Лишь местами (перевал Ак-Сай) можно наблюдать выполаживание этих пластин. Зона представляет собой многократно чередующуюся серию меловых, палеогеновых, реже юрских отложений. Палеозойские образования здесь отсутствуют. Во-

сточнее Ак-Сая и Сары-Мулы полоса чешуй прослеживается до левого борта Южного Ак-Байтала. Здесь, выше красноцветных отложений, залегают изолированные тонкие пластины глинистых известняков, по внешнему облику напоминающие палеонтологически доказанные нижнекембрийские отложения Ак-Сая. Выше них залегают красноцветные палеогеновые отложения. Пластины восточного края Пшартской зоны чешуй также наклонены к югу под углом 40—60°. С юга на образования этой зоны надвинуты пермо-триасовые отложения Пшартского хребта.

Останцы тектонического покрова, представлявшие когда-то единое целое с покровами Пшартской зоны, известны и в осевых частях Музкольского хребта. Так, например, на водоразделе Зор-Ярчи-Чака и Сары-Мулы выше интенсивно дислоцированных триасово-юрских отложений залегают тектоническая нашлапка полосчатых рудистовых известняков мела, аналогичных известнякам нижней пластины Ак-Сая. Такие же известняки установлены по правому борту среднего течения Ак-Сая.

* * *

На основании приведенных примеров можно сделать вывод о том, что покровные структуры весьма широко развиты на территории Центрального Памира. Однако следует учитывать, что позднейшие тектонические движения, выразившиеся преимущественно в оформлении крупных альпийских антиклинорных и синклинорных структур, разрастание первых и раздавливание между ними вторых, дифференцированные глыбовые движения на заключительном этапе оформления альпийской структуры Центрального Памира привели к тому, что первичное покровное залегание пластин было сильно нарушено. На схеме (см. фиг. 76) показано распространение различных комплексов пород, слагающих, по нашему мнению, тектонические покровы; очерчены участки, где покровное залегание доказано непосредственными полевыми наблюдениями. Из схемы видно, что в общем покровы выполняют синклинальные структуры, окаймляя в виде более или менее выдержанных полос ядра альпийских антиклинориев. В ряде мест отдельные останцы покровов сохранились лишь в виде тектонических клиньев, зажатых среди пород основания (отдельные мелкие клинья и сложночешуйчатые системы типа тектонических зон Ак-Байтала и Ранг-Куля). Все это чрезвычайно затрудняет расшифровку первичной структуры района. Лишь детальное изучение участков, покровное строение которых может быть доказано в поле, прослеживание отдельных тектонических пластин из таких участков в районы, где их первичное залегание нарушено, изучение распределения различных типов альпийских дислокаций в Центральном Памире, установление литолого-фациальных особенностей и условий седиментации отложений, слагающих основание и покровы, сравнение степени и особенностей их метаморфизма позволили, да и то в самых общих чертах, расшифровать покровную структуру Центрального Памира.

Аллахтон состоит из серии тектонических пластин, имеющих неравномерное распределение на территории Центрального Памира.

1. Нижняя тектоническая пластина образована полосчатыми, белыми и желтовато-бурыми, мраморизованными известняками, содержащими редкие остатки верхнемеловых пелеципод. Вверх по разрезу известняки постепенно переходят в толщу красных песчаников и конгломератов палеогена, содержащих обломки верхнемеловых рудистовых известняков. Породы этого типа перекрывают основание лишь в западной части рассматриваемого района. Наиболее широко они распространены в хребтах Зорташкол и Северный Зорташкол, где залегают в

подошве мощного пакета тектонических пластин. На востоке, примерно на меридиане реки Северный Ак-Байтал, мел-палеогеновые отложения срезаны палеозойским покровом. На большей части Музкольского антиклинория нижняя пластина размыта, лишь в двух местах — в верховьях Зор-Ярчи-Чака и Ак-Сая (водораздельная часть Музкольского хребта) — откартированы две небольшие полого залегающие тектонические нащепки рудистовых мраморизованных полосчатых известняков верхнего мела, перекрывающих сложно дислоцированные отложения юры. Аналогичные породы вновь широко распространены по северным склонам долин Западного и Восточного Пшарта (южные отроги Музкольского хребта). Здесь серия широко ориентированных чешуй (обычно наблюдаются две-три чешуи) верхнемеловых и палеогеновых отложений с тектоническим контактом залегают на породах триаса и юры. Чешуи падают на юг под углом $10-70^\circ$, они образуют выдержанную полосу, прослеженную на несколько десятков километров от устья р. Сауксай на западе до устья р. Ак-Сай, на востоке, где срезается надвигом внешней части Юго-Восточного Памира.

Верхнемеловые и палеогеновые отложения нижней пластины (суммарная их мощность колеблется от 20—30 м до нескольких сотен метров) в настоящее время с севера и юга окаймляют ядро Музкольского антиклинория. Останец этой пластины в хребтах Зорташкол и Северный Зорташкол, а также мелкие нащепки в осевых частях Музкольского хребта обособились в результате роста поднятия этого хребта. При этом та часть единого мел-палеогенового покрова, которая залежала в пределах современного водораздела Музкола, почти полностью была размыта, сохранились лишь две полосы: северная — Зорташкол — Ак-Байтал и южная — Западный и Восточный Пшарт.

Рассматриваемый комплекс отложений (Сг—Рг) был надвинут в конце палеогена или в неогене. Корни покрова располагались вдоль южной периферии Музкола и в настоящее время в основном погребены под надвигами внешней зоны Юго-Восточного Памира. Мы не знаем истинного положения фронтальной части покрова на севере, так как на значительных площадях он был размыт. Тем не менее минимальная видимая амплитуда перекрытия (считая от северных окраин современного распространения останцов покрова до Пшартской зоны чешуй) достигает приблизительно 35—40 км.

2. Выше залегают серия тектонических пластин, сложенных породами палеозоя акбайтальского типа. В настоящее время, главным образом работами С. С. Карапетова, здесь доказан практически непрерывный разрез ордовикских, силурийских, девонских, карбоновых и пермских отложений; установлено также присутствие кембрийских пород (Пашков, 1964а). Останцы покрова, сложенного палеозойскими отложениями, почти непрерывной узкой полосой протягиваются вдоль северных окраин Музкольского антиклинория от осевых частей Зорташкольского хребта, где они срезаны лежащими выше юрскими отложениями, через район Акбайтальского перевала до восточных окраин Рангкульской котловины. Здесь, в области погружения оси антиклинория, они окаймляют его восточное периклинальное окончание, прослеживаясь затем в виде серии изолированных останцов вдоль его южного крыла (см. фиг. 76). Слабо метаморфизованные сравнительно маломощные преимущественно карбонатные осадки, содержащие массу хорошо сохранившихся органических остатков, залегают либо на отложениях нижней тектонической пластины (Сг—Рг), либо на более или менее метаморфизованных породах основания. По-видимому, отмеченная система покровов состоит из ряда отдельных пластин. Наиболее древние образования (кембрийские и особенно ордовикские) распространены преимущественно вдоль южной периферии Центрального Памира (Чарык-Джартар, Козында, Зор-Абат-Джилга, Кукурт-Джилга, Ак-

Сай). Уже отмечалось, что в районе Зор-Абат-Джилги отложения ордовика образуют серию изолированных нашлапок, приуроченных к южному крылу Музкольского антиклинория. Силурийские и девонские отложения залегают здесь выше ордовикских (контакт тектонический). Севернее они перекрывают уже породы основания, окаймляя восточное окончание антиклинория, а также его северное крыло. Создается впечатление, что силурийские, девонские и каменноугольные отложения Ак-Байтала были сорваны с ордовикских пород и продвинуты к северу. Подобный срыв сопровождался расслоением всей среднепалеозойской толщи на отдельные пластины, вследствие чего на породах основания местами залегают отложения силура (Кукурт-Джилга, верховья Бель-Айрыка), местами же — девона (Калакташ).

Учитывая, что останцы палеозойского покрова непрерывной полосой окаймляют обширные районы осевых частей антиклинориев, можно предположить, что они слагали единый пакет пластин, который перекрывал значительную территорию восточной части Центрального Памира. Впоследствии в результате дифференцированных вертикальных движений местами они были приподняты и размыты, местами же (в синклинальных структурах) сохранились до настоящего времени.

Наиболее сложно обстоит дело с установлением корней, а следовательно и амплитуды покрова палеозойских пород. Ни в одном из районов Центрального Памира до сих пор не установлены нормальные соотношения между среднепалеозойскими толщами Ак-Байтала, Калакташа, Бель-Айрыка и отложениями сарезской свиты. В то же время очевидно, что те и другие не могли накапливаться совместно в одной структурно-фациальной зоне. Более того, степень метаморфизма даже мезозойских пород основания почти повсеместно настолько выше, чем расположенных рядом палеозойских (в том числе и древнепалеозойских) пород Ак-Байтала, что совместное положение их трудно объяснить без значительных покровных перекрытий. Все это чрезвычайно осложняет решение вопроса о месте накопления палеозойских отложений акбайтальского типа. Очевидно лишь, что среднепалеозойские, преимущественно карбонатные, породы Ак-Байтала накапливались в особой фациальной обстановке: они формировались, по-видимому, в устойчивой относительно слабо прогибавшейся зоне, в пределы которой в среднем палеозое терригенный материал практически не поступал. Возможно, что эта зона представляла собой относительно поднятие, которое с юга окаймляло флишеидный среднепалеозойский трог Центрального Памира (полоса накопления осадков сарезской свиты). В период альпийского тектогенеза отложения, возникшие на территории поднятия, были выдавлены из района своего первоначального положения, перекрыв зону образования пород сарезской свиты.

Уже говорилось, что минимальная амплитуда для мел-палеогеновых пород равна 35—40 км. Если учесть, что корни покрова на территории Центрального Памира не обнажены, а, возможно, располагаются к югу от его современного ограничения, т. е. погребены под надвигами северной части Юго-Восточного Памира, можно предполагать большие амплитуды для покровов палеозойских пород.

3. Выше залегают пакеты из пяти пластин, сложенных породами юры, мела и палеогена. Наиболее полно они представлены в районе Зорташ-кольского хребта, откуда в виде серии чешуй протягиваются на восток вплоть до Рангульской котловины. Непосредственно выше палеозойских отложений, местами среза их, залегают бурые и малиновые мергелисто-глинистые сланцы, содержащие остатки кораллов и пелеципод средней и верхней юры. Юрские отложения перекрыты темно-серыми с лиловым оттенком рудистовыми ракушняковыми известняками маастрихта и красноцветными песчаниками, конгломератами и диабазами палеогена. Выше залегают пластины массивных известняков средней — верхней

юры (пелециподы, брахноподы), которые вверх по разрезу сменяются известняками верхнего мела и красноцветами палеогена. Наиболее высокие пики хребта сложены черными известняками верхней юры. Юрские, а также мел-палеогеновые отложения этого типа встречены вдоль южных окраин Музкольского хребта, в зоне пшартских чешуй. Здесь (устье р. Ак-Сай) они залегают выше палеозойских (кембрийских и ордовикских?) отложений. Уже говорилось (см. стр. 96), что в пределах автохтона можно в первом приближении выделить два основных типа юрских отложений: южный и северный. Южный представлен четырьмя горизонтами (снизу вверх): 1) зеленовато-серые, бурые известковистые песчаники, конгломераты, мергели, аргиллиты, гипсы (J_{1-2}); 2) красноцветные песчаники, по направлению к востоку переходящие в мощную толщу красных и фиолетовых конгломератов, песчаников и диабазов (J_{1-2}''); 3) горизонт черных мергелей ($J_2 b_1^{cl}$); 4) черные массивные, частично коралловые известняки (J_3). Подобные отложения почти непрерывно тянутся от пика Советских Офицеров на западе до нижнего течения р. Южный Ак-Байтал на востоке. Отложения северного типа, как правило, значительно метаморфизованные, представлены белыми интенсивно известковистыми кварцевыми песчаниками, зелеными существенно туфогенными аргиллитами с многочисленными прослоями диабазов и песчанистых мраморов. Иногда терригенные породы почти полностью замещаются светлыми мраморами (Боз-Байтал). Юрские отложения покрова очень похожи на юрские отложения южного типа. Здесь выделяются все перечисленные четыре горизонта, причем степень метаморфизма отложений юга Музкола и покровов в целом незначительна. В то же время юрские породы покрова и по своему составу, и по степени метаморфизма резко отличны от одновозрастных образований северного типа.

Отмечалось также, что отложения южного типа (особенно нижне-среднеюрские) формировались в условиях краевого поднятия, окаймлявшего с юга область устойчивого погружения, которая располагалась в пределах осевых частей и северного склона Музкола. Именно поэтому среди пород южного типа широко развиты красноцветные терригенные разности. В период альпийского складкообразования, так же как и палеозойские породы акбайтальского типа, они были выдавлены к северу, перекрыв область юрской устойчивой депрессии (отложения северного типа).

Мел-палеогеновые покровы верхних пластин также слабо метаморфизованы. Они выполняли, по-видимому, впадину, окаймлявшую с юга Музкольский антиклинорий. В кайнозое вместе с юрскими отложениями мел-палеогеновые породы Пшартской впадины были выжаты на десятки километров к северу, перекрыв всю территорию антиклинория.

Таким образом, корни рассматриваемых пластин располагались вдоль южных окраин Центрального Памира; минимальная же видимая амплитуда перекрытия достигала 40 км.

Верхние покровы естественно размыты наиболее сильно.

Альпийская структура Центрального Памира имела длительную и сложную историю своего формирования. Общее поднятие, наступившее вслед за накоплением мощной палеогеновой молассы, сопровождалось расчленением этой тектонической зоны на серию широко вытянутых антиклинориев и синклинориев. Именно в это время впервые оформились такие структурные элементы Центрального Памира, как Музкольский и Зорташккольский антиклинории и расположенный между ними Акбайтальский синклинорий. Отмеченные структуры в дальнейшем были перекрыты мощной системой рассмотренных выше тектонических пластин, покрывавших практически всю территорию современного Центрального Памира. В настоящее время невозможно удовлетворительно объяснить механизм образования акбайтальских покровов. Учитывая, что по воз-

расту они, по-видимому, синхронны подобным же покровам Юго-Восточного Памира, можно предположить, что пододвигание автохтона к югу, сопровождавшееся образованием надвигов, покровов, лежащих складок, привело к тому, что отложения, слагающие в настоящее время Акбайтальскую полосу, были выдавлены из области седиментации с одновременным их надвиганием к северу. Однако развитие структур на этом не закончилось. По-прежнему продолжался рост антиклинориев, вследствие чего тектонические покровы были размыты на большей части их сводов и сохранились, как правило, только в пределах синклинориев. Все усиливающийся рост антиклинориев приводит к сокращению площади синклинорных структур, их значительному раздавливанию. Естественно, одновременно происходит усложнение структуры покровов; они сминаются в серию морфологически сложных, часто опрокинутых сжатых складок, осложненных многочисленными перекрещивающимися сколами типа крутых взбросов. Иногда первичнопокровная структура бывает настолько изменена, что в поле мы видим лишь систему круто падающих многочисленных клиньев и пластин, слегка выдавленных по отношению к соседним антиклинальным структурам.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

В развитии структур Центрального и Юго-Восточного Памира четко выделяется несколько этапов, которые, в свою очередь, распадаются на отдельные стадии. М. В. Муратов (Муратов, 1962, 1964; Муратов, Архипов, 1961; Архипов и др., 1964) для Альпийско-Гималайской геосинклинальной системы различает следующие основные этапы развития: начальный (Rf—C₁), геосинклинальный (C₂—Pg) и заключительный (Pg—N). В течение каждого из них возникали структурные комплексы, состоящие из определенных осадочных, вулканических и интрузивных формаций. М. В. Муратов (1964) указывает на существование следующих комплексов: основания, главного геосинклинального и молассового; каждый из них формировался длительно и имел сложное развитие. Обычно они распадаются на структурные этажи, знаменующие существование отдельных стадий в развитии той или иной геосинклинальной системы.

Начальный этап (комплекс основания) состоит из следующих трех стадий: 1) архикогеосинклинальной (начальной), которая соответствует комплексу древнего основания (Rf—Cm); 2) герцинской эогеосинклинальной — герцинский геосинклинальный этап (O—C₁); 3) герцинской заключительной — герцинская моласса (C₂—P); иногда она отсутствует и главный альпийский геосинклинальный комплекс начинается непосредственно с карбона.

Главный геосинклинальный (альпийский) этап распадается на три стадии: 1) раннюю (T—J) — период накопления миеосинклинальных в основном карбонатных толщ; эвгеосинклинальные эффузивно-терригенные отложения выполняют лишь изолированные, относительно узкие прогибы; 2) зрелую (Cg—Pg) — время формирования многочисленных узких флишевых трогов; 3) конечную (N) — отмирание геосинклинального режима.

Заключительный альпийский этап (молассовый комплекс) — время заложения и развития межгорных впадин, выполненных отложениями неогеновой молассы.

Такая схема достаточно хорошо отражает развитие альпийской складчатой системы Европы, Малой Азии и Кавказа. В ряде случаев, однако, (в том числе и для Памира) она может быть принята лишь в самых общих чертах.

Начальный этап

Начальный этап — период формирования комплекса основания Юго-Восточного Памира. В качестве комплекса основания здесь выделяются мощные метаморфические докембрийские образования Юго-Западного Памира, продолжающиеся, по-видимому, под палеозойские и мезозойские отложения Юго-Восточного Памира. В первом приближении мож-

но выделить два крупных структурных этажа: собственно высоко метаморфизованные породы, слагающие мегантиклинорий Юго-Западного Памира, и возможно перекрывавшие их относительно слабо метаморфизованные породы (хлорит-серпичитовые сланцы, филлитизированные песчаники, амфиболиты и мраморизованные известняки), условно относимые к рифею — нижнему палеозою.

Как считает В. И. Буданов (1964), в докембрии на Юго-Западном Памире накапливались лагунно-континентальные отложения, метаморфизованные затем до магнетитовых и доломитовых мраморов, кварцитов и разнообразных гнейсов горанской свиты. Позднее здесь образовался геосинклинальный комплекс, который состоял из мощных терригенных и карбонатных отложений, а также пород офиолитовой формации (гнейсы, мраморы, орто- и параамфиболиты — хорогская, даршайская, шугнанская, врангская и друмдаринская свиты, объединяемые в ваханскую серию).

Новейшие материалы позволили А. Г. Давыдченко (1964) показать, что структура Юго-Западного Памира отражает деформации неоднородного типа. Первые движения проявились во всем районе и сформировали субмеридиональные изоклинальные структуры, усложненные дисгармоничными складками течения. По мнению А. Г. Давыдченко, с этим периодом связаны процессы мигматизации, гранитизации и регионального метаморфизма.

Позднее, по-видимому в мезо-кайнозое, возникли наложенные сравнительно простые складчатые структуры субширотного простирания, которые сопровождалась внедрением молодых гранитоидных интрузий аличурского и памиро-шугнанского типов.

Рифей-нижнепалеозойские отложения, представленные зеленокаменноизмененными отложениями нормального геосинклинального ряда (песчаники и аргиллиты, известняки, основные эффузивы), окаймляют область развития метаморфических образований ваханской серии. Детали структуры, сформировавшейся после накопления осадков этого возраста, в настоящее время не известны ввиду исключительно сильной позднейшей нарушенности зоны современных их выходов.

Комплекс основания на территории Центрального Памира не известен. Возможно, что флишеподобные отложения сарезской свиты, начинающие главный геосинклинальный этап альпийского цикла Центрального Памира, залегают на маломощных преимущественно карбонатных отложениях нижнего и среднего палеозоя.

Главный геосинклинальный этап

Главный геосинклинальный этап охватывает на Памире период от карбона до юры включительно. За это время здесь накопился комплекс терригенных и карбонатных отложений, отражающий более или менее устойчивое прогибание территории, эпизодически прерываемое кратковременными периодами поднятий и складкообразования. По существу указанный комплекс соответствует таковому, возникшему в раннюю стадию главного геосинклинального этапа Европы и Кавказа (Муратов, 1962; Архипов и др., 1964). На Памире широко развиты флишеидные и карбонатные формации, которые выполняют крупные сравнительно просто построенные прогибы, заложившиеся в среднем палеозое на докембрийско-нижнепалеозойском складчатом основании. Несмотря на некоторую разницу в развитии обоих прогибов, устанавливается большое сходство их формационных рядов.

Для Юго-Восточного Памира выделяются несколько стадий. Ранняя стадия — время заложения и развития обширного прогиба. По-видимому, уже в карбоне возник структурный план с незначительными изменениями, просуществовавший до юры включительно. Устойчивое

прогибание отдельных зон происходило на фоне роста разделяющих их поднятий. Периодическое усиление и ослабление темпов прогибания приводило к появлению обособленных формаций. Различаются три периода развития прогиба: ранний (С—Р_{1а}), средний (Р_{1а}—Т_{3к}) и поздний (Т_{3п}—г). В ранний и поздний происходило накопление флишеподобных терригенных толщ базардаринской и истыкской формаций, в средний — маломощного горизонта карбонатно-кремнистых осадков. Появление терригенных толщ связано с усилением темпов и размеров прогибания, сопровождаемого ростом периферических поднятий, т. е. с контрастностью движений. Ослабление прогибания, нивелировка поднятий создавали условия для образования маломощных преимущественно карбонатных отложений.

В конце верхнего триаса, либо на рубеже триаса и юры, происходило быстрое общее воздымание области, сопровождаемое резкими складкообразовательными движениями. На значительных площадях такое воздымание было кратковременным. Однако за это время возникла сложная система сжатых, иногда изоклинальных складок. Преднижнеюрский размыв был значительным; достаточно сказать, что за это время во многих местах была уничтожена мощная толща пермо-триасовых пород, и юрские отложения местами несогласно залегают на нижних горизонтах базардаринской свиты.

В начале юры территория Юго-Восточного Памира вновь испытала погружение, которое началось вдоль периферии Юго-Восточного Памира. В дальнейшем оно охватывало все более широкие площади, продвигаясь по направлению к центральным его частям.

Образование юрской карбонатной формации происходило в условиях значительного прогибания. Следует отметить, однако, что такое опускание не сопровождалось ростом краевых поднятий, вследствие чего терригенные отложения имеют неширокое распространение. Области седиментации располагались не только в зонах более древних (С—Т) прогибов, но и на территории геантиклиналей.

После образования юрской карбонатной формации началась поздняя стадия развития — стадия быстрого отмирания гессинклинального режима, исчезновения морского бассейна и превращения Юго-Восточного Памира в складчатую область. Эта стадия охватывала период с конца юры (кемеридж) до мела включительно. В это время юрские отложения были смяты в серию простых крупных брахиформных складок. Лишь местами образовались относительно узкие зоны сложных, опрокинутых в сторону от осевых частей прогиба структур. Складкообразование сопровождалось внедрением гранитоидных интрузий, основная масса которых приурочена к периферии Юго-Восточного Памира, на стыке его с окружающими антиклинорными структурами.

Из приведенной характеристики развития Юго-Восточного Памира очевидно, что здесь отсутствовала обычная для типичных альпийских зон вторая — зрелая стадия (формирование узких флишевых трогов мел-неогена). Формации ранней стадии непосредственно завершают геосинклинальный этап.

В Центральном Памире в палеозое и мезозое располагался прогиб, очертания которого не совпадают с контурами альпийской зоны Центрального Памира, поэтому в настоящее время невозможно в полной мере восстановить первичную форму и основные структурные особенности этого прогиба.

На юге зона Центрального Памира была ограничена поднятием, в пределах которого, по-видимому, отлагались маломощные карбонатные отложения нижнего и среднего палеозоя (акбайтальские разрезы). Отличительной чертой этого поднятия было то, что в его пределах возник комплекс пород, характеризующийся непрерывным разрезом от ордовика, а возможно и кембрия, до перми включительно. В период альпий-

ского тектогенеза палеозойские отложения были надвинуты к северу, на отложения прогиба, образовав серию тектонических пластин.

В раннюю стадию в нижнем и среднем карбоне возникла флишеидная толща, видимая мощность которой превышает 2 км. К концу среднего карбона обстановка изменилась. Интенсивное погружение и равномерное заполнение прогиба обломочным материалом сменилось кратковременным поднятием, сопровождавшимся локально проявившимися процессами складкообразования.

В верхнем карбоне погружение вновь охватило обширные районы Центрального Памира. Однако опускание достигло незначительных размеров: так, например, в течение верхнего карбона возник горизонт известняков мощностью 40—60 м. По-видимому, предверхнекаменноугольное поднятие и складчатость не привели к образованию сколь-либо значительно расчлененного рельефа. Поэтому известняки верхнего карбона залегают лишь с тонким (0,5—1 м) горизонтом базальных мелкогалечных конгломератов на отложениях сарезской свиты (местами несогласие вообще устанавливается с большим трудом).

Тектоническая обстановка, установившаяся в верхнем карбоне, продолжала существовать в перми, нижнем и среднем триасе.

Начиная с верхнего триаса наступил период резкой активизации тектонических движений. В это время здесь возникла мощная (до 2 км) толща песчаников, глинистых алевролитов, интенсивно углистых аргиллитов, содержащих, особенно в южной части района, многочисленные прослой конгломератов, в том числе и валунных. Кроме того, в разрезе присутствуют отдельные покровы спилитов, диабазов и, по-видимому, ассоциирующих с ними кремнистых пород (верхнетриасовый кульм Центрального Памира).

Усиление прогибания вновь, по-видимому, привело к появлению расчлененного рельефа. По крайней мере с юга область седиментации okayмлялась интенсивно размывавшимся поднятием, поставлявшим в прогиб грубый обломочный материал.

В нижней и частично средней юре в связи с продолжающимся ростом поднятий верхнетриасовый кульм сменился толщей песчаников, содержащих многочисленные, иногда мощные горизонты конгломератов.

В период от батского до кимериджского века включительно происходила быстрая нивелировка поднятий. Устойчивые равномерные и достаточно интенсивные погружения происходили на всей территории Центрального Памира. За этот период здесь образовалась толща (600 м) известняков, частично рифогенных. По-видимому, осадконакопление в целом компенсировало прогибание, которое охватывало всю область, в том числе и геоантиклинальные зоны. Сглаженностью рельефа объясняется почти полное отсутствие терригенных осадков в разрезах верхней юры.

С конца юры и частично в нижнем мелу вновь усилился рост отдельных поднятий. Это привело к образованию прогибов, выполненных ритмично чередующимися песчаниками и аргиллитами.

Поздняя стадия — время быстрого отмирания геосинклинального режима. Мы сталкиваемся не с постепенным длительным вырождением отдельных прогибов на фоне общего разрастания геоантиклинальных зон. По-существу ликвидация прогибов произошла сразу же в нижнем мелу без предварительного сокращения размеров опускания. Устойчивое поднятие существовало в течение конца нижнего и начала верхнего мела. За это время здесь образовалась система складок, реликты которых с трудом удастся различить в альпийской структуре района.

Как и на Юго-Восточном Памире, здесь отсутствует вторая — зрелая стадия — стадия формирования молодых флишевых прогибов.

Заключительный этап, в отличие от типичных альпийских областей, на Памире начинается в верхнем мелу, с сенона или даже в кайнозое. В кайнозое на территории Юго-Восточного Памира возник комплекс по большей части красноцветных грубых терригенных пород, известняков и разнообразных эффузивов. Они несогласно различными своими горизонтами залегают на пермских, триасовых и юрских отложениях. Дифференцированные вертикальные движения, по-видимому, не очень резкие, привели к образованию нескольких тектонических зон. Большая часть Юго-Восточного Памира в мелу и кайнозое оставалась приподнятым сравнительно плоским массивом.

Формирование молассы Юго-Восточного Памира сопровождалось внедрением в Сарыкольском хребте разнообразных щелочных пород (Дмитриев, 1964), возраст которых колеблется в целом от 14 до 21 млн. лет (Дмитриев и др., 1964).

На территории Центрального Памира орогенный комплекс представлен несравненно шире. Меловые складкообразовательные движения не создали резко расчлененного рельефа. Отдельные поднятия были быстро сnivelированы, вследствие чего в конце верхнего мела практически на всей территории Центрального Памира установился морской режим. Наиболее древними отложениями здесь является горизонт верхнесенонских, по-видимому, маастрихтских (Карпетов, Воскоянц, 1962; Дронов и др., 1964; Буданов, Дронов, 1964) рудистовых известняков (100—300 м), несогласно перекрывающих палеозойские, триасовые и юрские отложения. Однако в дальнейшем в связи с усилением горообразовательных движений и ростом центрального поднятия на территории Музкольского хребта известняки были размывы и сохранились лишь в полосе, располагавшейся к югу от хребта. Верхнемеловые и палеогеновые отложения связаны постепенным переходом, причем последние представлены почти исключительно мощной терригенной красноцветной толщей, существенную роль в которой играют конгломераты. Кроме того, палеогеновые отложения установлены к северу от Музкольского хребта на территории южных окраин Северного Памира (Левен, Романько, 1960; Карпетов, Воскоянц, 1962), где представлены толщей (до 1600 м) конгломератов, известняков, песчаников, мергелей. Таким образом, палеогеновая моласса выполняет две впадины, с севера и юга обрамлявшие размывавшееся Музкольское поднятие.

Возникновение орогенного комплекса сопровождалось внедрением разнообразных гранитоидных тел. В. И. Буданов (1964) выделяет следующие пять интрузивных фаз: 1) основные породы, носящие признаки гибридного происхождения, имеют неширокое распространение, слагая мелкие тела и ксенолиты; 2) диориты и кварцевые диориты образуют штоки, трещинные тела, пространственное распространение которых часто контролируется разрывными нарушениями; 3) масса крупных гранодиоритовых и гранитных интрузий также носит признаки гибридного происхождения. К этой же фазе относятся тела рапакиви; 4) мелкозернистые биотитовые граниты образуют обширные штоки и распространены преимущественно в восточной части Центрального Памира; 5) лейкократовые, альбитовые или микроклиновые граниты с повышенной щелочностью. В. И. Буданов (1962) отмечает, что лишь один массив (Кумачдаринский) непосредственно прорывает меловые и палеогеновые отложения. Остальные интрузии сопоставляются с ним по петрографическим данным. Цифры абсолютного возраста (Буданов, 1964) не опускаются в целом ниже 77 млн. лет, что соответствует границе мела и палеогена. Они подтверждают также существование отмеченных выше фаз, показывая последовательность внедрения пород различного возраста, аналогичную установленной полевыми геологическими наблюдениями.

В целом же необходимо сказать, что интрузивные массивы Центрального Памира являются посткинematическими. Частично они синхронны орогенному комплексу, частично же являются послеорогенными.

Этап тангенциального сжатия

Этап тангенциального сжатия занимает особое место в тектонической истории Памира. Если в течение всего предыдущего развития преобладали дифференцированные вертикальные движения, а наблюдавшиеся горизонтальные перемещения достигали небольших размеров, то в кайнозой резко проявились тангенциальные движения, причинно не связанные с вертикальными. Характерно, что появление надвигов и сдвигов имело место и в мезозое, в периоды постседиментационных складкообразовательных движений. Однако структуры, которые возникали тогда, не идут ни в какое сравнение с гигантскими покровными и сдвиговыми дислокациями кайнозоя. Несмотря на то, что кайнозойские структуры подобного рода образовались приблизительно в одно время, их формирование происходило сложно.

В Центральном Памире после появления молассового комплекса вся толща отложений, залегающих выше карбонатного пермо-триасового горизонта, была сорвана с палеозойского цоколя. Это привело к образованию гигантских лежащих складок, осложненных пологими надвигами.

После возникновения складок срыва на значительной части Музкольского хребта проявились процессы регионального метаморфизма и гранитизации. В это время образовались обширные гнейсовые купола.

Позже в пределах Центрального Памира возникла мощная система тектонических покровов. Пластины палеозойских, юрских и мел-палеогеновых пород были выдавлены с юга. Они перекрыли Музкольский антиклинорий, Акбайтальский синклинорий и южное крыло Зорташкольского антиклинория. Интересно, что формирование покровов шло параллельно с воздыманием антиклинорийных и опусканием синклинорийных структур. Разрастание первых привело в дальнейшем к тому, что на их территории покровы были размыты, однако они, как правило, сохранились в синклинориях.

В пределах Юго-Восточного Памира после формирования молассы также имело место тангенциальное сжатие, следствием которого явилось появление здесь серии надвигов и сжатых альпинотипных складок. Ранее рассматривалось строение и возможный механизм образования подобных структур. Естественно предположить, что они возникли в результате поддвигания краевых (северных и юго-западных) частей области под ее центральные участки.

Вслед за появлением покровных дислокаций наступил новый период формирования альпийской структуры. В это время преимущественно на Юго-Восточном Памире закладывались крупномасштабные правые сдвиги, которые рассекли его территорию на серию узких блоков. Каждый западный блок смещался к северо-западу относительно соседнего восточного. Альпийские сдвиги, подсчитанная амплитуда которых достигает не менее 70 км, наследуют систему более мелких сдвигов, впервые появившихся в период раннекиммерийских (T_3-J_1) складчатых движений. По простиранию сдвиги переходят в гигантские надвиги, по которым отдельные районы Памира перемещались к северу, наползая своей фронтальной частью на расположенные севернее участки. Некоторые из таких надвигов становились пограничными структурами, разделяющими в настоящее время различные структурно-формационные зоны Памира (Лянгар-Сарезский, Пшартский и Танымасский надвиги).

После горизонтального перераспределения вещества верхних слоев коры уже в четвертичный период вновь основную роль начали играть вертикальные движения, которые привели к воздыманию Памира и пре-

вращению его в высокогорную область. В это время здесь наметилась серия блоков, ограниченных круто падающими разломами типа взбросов и сбросов. Их амплитуда иногда достигает больших размеров (1—2 км), чаще же это мелкие разрывы.

* * *

В заключение необходимо остановиться на некоторых специфических особенностях строения и тектонического развития Центрального и Юго-Восточного Памира. Анализируя формационные ряды обеих зон, нельзя не увидеть их сходства. В обоих случаях альпийский геосинклинальный цикл начался, по-видимому, в среднем палеозое с момента заложения флишоидных прогибов на докембрийском — нижнепалеозойском складчатом основании.

Каменноугольно-триасовые отложения образуют нижний структурно-формационный комплекс, состоящий из трех формаций: нижней — терригенной, средней — преимущественно карбонатной и верхней — терригенной. На Юго-Восточном Памире — это базардаринская флишоидная, вулканогенно-кремнисто-карбонатная, истыкская флишоидная, в Центральном Памире — сарезская флишоидная, калакташская кремнисто-карбонатная и кокуйбельсуйская терригенная. Отличия заключаются лишь в некотором несовпадении возрастных границ отдельных формаций обоих рядов. Флишоидные прогибы, по-видимому, представляли собой широкие относительно слабо прогибавшиеся ванны, в пределах которых отлагались не очень мощные толщи (менее мощные на Юго-Восточном, более мощные на Центральном Памире). Терригенные формации разделены тонким карбонатным горизонтом (Р—Т), который возник в особый, характерный для Альпийского геосинклинального пояса период временной выровненности рельефа, в целом однообразной фациальной обстановки и незначительной контрастности вертикальных тектонических движений.

Юрский структурно-формационный комплекс заканчивает собственный геосинклинальный этап развития. В это время также накопился сравнительно маломощный (редко несколько превышающий 1 км) комплекс преимущественно карбонатных пород. Прогибание происходило на фоне слабо выраженной контрастности движений. Затем в течение длительного периода рассматриваемые районы были приподняты; на их территории не происходило осадконакопления. Лишь в мелу начинается формироваться орогенный комплекс. По-видимому, геосинклинальный этап закончился без проявления резких складкообразовательных движений. В это время были сформированы обширные, достаточно простые, незначительной амплитуды складки. Недоразвитость альпийского геосинклинального этапа выразилась не только в отсутствии (Юго-Восточный Памир) или незначительном развитии (Центральный Памир) формаций зрелой (согласно терминологии М. В. Муратова) стадии, не только в необычно раннем появлении отложений орогенного комплекса, но и в незавершенности заключительной стадии геосинклинального этапа, в отсутствии альпинотипных дислокаций, простоте складок, образовавшихся вслед за отмиранием геосинклинального режима. Именно это позволило многим геологам относить Юго-Восточный, в меньшей степени Центральный Памир к области мезозойской складчатости.

Таким образом, специфика тектонического развития рассматриваемой области заключается в следующем.

1. В Центральном и Юго-Восточном Памире практически отсутствуют отложения герцинского геосинклинального комплекса. Альпийский этап начинается в среднем палеозое (во всяком случае не позднее нижнего карбона) и охватывает ненормально большой отрезок времени (P₂—J).

2. Обе рассматриваемые тектонические зоны характеризуются относительно слабыми темпами прогибания, даже в период формирования флишеидных толщ.

3. Общая для них тенденция к установлению геоантиклинального режима, выраженная более резко для Юго-Восточного, менее отчетливо для Центрального Памира, отразилась также и в незавершенности альпийского геосинклинального этапа, в отсутствии или редуцированности послейорских геосинклинальных формаций, типичных для альпийских складчатых систем. Орогенный комплекс возник на Памире не в конце кайнозоя, а в мелу.

4. Альпийские складкообразовательные движения произошли в конце кайнозоя (по-видимому, в неогене), после оформления орогенного комплекса. Значительная оторванность альпинотипной складчатости от времени отмирания геосинклинали является, пожалуй, главной особенностью Памира. Проявление альпийских складкообразовательных движений в неогене позволяет отнести Памир к Альпийскому складчатому поясу. Однако все перечисленные особенности делают необходимым выделить Памир в особую тектоническую зону.

ЛИТЕРАТУРА

- Арган Э. 1935. Тектоника Азии. М.,— Л., ОНТИ.
- Архипов И. В., Муратов М. В., Постельников Е. С. 1964. Основные черты строения и истории развития Альпийской геосинклинальной области. Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема II. Гималайский и альпийский орогенез. М., изд-во «Недра».
- Баранов И. Г. 1935. Геологические исследования в Рангульском районе на Восточном Памире. В кн. «Труды Таджикско-Памирской экспедиции за 1933 г.» М.— Л., Изд-во АН СССР.
- Бархатов Б. П. 1956. К геологии интрузий области стыка юго-западной и центральной тектонических зон Памира.— Уч. зап. ЛГУ, № 209, серия геол. наук, вып. 7.
- Бархатов Б. П. 1959. Схема структурно-тектонического районирования Памира.— Уч. зап. ЛГУ № 268, серия геол. наук, вып. 10.
- Бархатов Б. П. 1961. Принципы тектонического районирования Памира.— Вестн. ЛГУ, № 18, серия геол. и геогр., вып. 3.
- Бархатов Б. П. 1963. Тектоника Памира. Л., изд. ЛГУ.
- Бархатов Б. П., Мельник Г. Г. 1961. Нижний палеозой Памира и Дарваза.— Докл. АН СССР, 136, № 2.
- Бархатов В. П., Мельник Г. Г. 1962. Тектоника Памира. В кн. «Тезисы докладов Душанбинской сессии Второго Всесоюзного тектонического совещания». Душанбе.
- Беляевский Н. А. 1956. История тектонического развития центральной части азиатской ветви Тетиса и сопредельных территорий. В кн. «Труды Совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР». Баку.
- Богданович К. И. 1891. Северо-Западный Тибет, Куньлунь и Кашгария.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 27, вып. 6.
- Буданов В. И. 1962. Тектоническое размещение гранитоидных интрузий Памира (основные эмпирические закономерности). В кн. «Тезисы докладов Душанбинской сессии Второго Всесоюзного тектонического совещания». Душанбе.
- Буданов В. И. 1964. Основные черты истории развития магматизма Памира. В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. 2. Душанбе.
- Буданов В. И., Державец И. М., Месхи А. М., Проскурко А. И. 1960. Новые данные по геологии интрузивных пород Восточного Памира. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Гостеолтехиздат.
- Буданов В. И., Дронов В. И. 1964. К характеристике послейверсионных вулкано-огенных формаций Центрального Памира. В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. 2. Душанбе.
- Буданов В. И., Месхи А. М., Волков В. Н., Кириллов С. П. 1961. Об эпохах гранитоидного магматизма Памира и Дарваза.— Докл. АН СССР, 136, № 3.
- Буданов В. И., Месхи А. М., Проскурко А. И., Державец И. М. 1959. К геологии интрузий восточной части Памирского хребта.— Зап. Тадж. отд. Всес. минер. об-ва, вып. 1.
- Буртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В. 1963. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира.— Труды ГИН АН СССР, вып. 80.
- Виноградов П. Д. 1959. Юго-Восточный Таджикистан (история геологического развития). В кн. «Геология СССР», т. 24. Таджикская ССР, ч. 1. М., Гостеолтехиздат.
- Власов Н. Г. 1961. Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза. В кн. «Геология Средней Азии». Сборник, посвященный памяти Н. И. Синицына. Л., изд. ЛГУ.
- Воскоянц Г. С. 1963. К геологии головной части бассейна Сарезского озера. В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. 1. Душанбе.

- Вялов О. С. 1943. О взаимоотношении Памира и Алая.— Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 2.
- Губин И. Е. 1940. Геологическая граница между Памиром и Алаем. М., Госгеол-издат.
- Губин И. Е. 1943. Памир и сопредельные страны.— Изв. Тадж. фил. АН ССР, № 2.
- Губин И. Е. 1960. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). М., Изд-во АН СССР.
- Давыдченко А. Г. 1964. К тектонике Юго-Западного Памира. В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. 2. Душанбе.
- Дмитриев Э. А. 1963. Геология и петрография щелочных пород Сарыкольского хребта на Восточном Памире.— Труды Ин-та геол. АН Тадж. ССР, серия петрогр. и минер., 8.
- Дмитриев Э. А. 1964. Основные закономерности размещения щелочных пород в центральной части Сарыкольского хребта на Памире. В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. 2. Душанбе.
- Дмитриев Э. А., Буданов В. И., Борщевский Ю. А., Гаврилов Е. А. 1964. Абсолютный возраст щелочных пород Сарыкольского хребта на Восточном Памире. В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. 2. Душанбе.
- Дронов В. И. 1963. О кембрийских отложениях Центрального Памира.— Докл. АН ТаджССР, № 3.
- Дронов В. И. 1964. Структурно-фациальные подзоны Центрального и Юго-Восточного Памира. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., изд-во «Наука».
- Дронов В. И., Андреева Т. Ф. 1962. Стратиграфия юрских отложений Центрального и Юго-Восточного Памира. В кн. «Стратиграфия юрской системы». Доклады советских геологов к Первому Международному коллоквиуму по юрской системе. Тбилиси, Изд-во АН Груз. ССР.
- Дронов В. И., Андреева Т. Ф., Кушлин Б. К. 1964. Стратиграфия и история развития Центрального и Юго-Восточного Памира в мезозое. Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 16^а. Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных биогеографических провинций. М., изд-во «Недра».
- Дронов В. И., Кушлин Б. К. 1962. К стратиграфии триасовых отложений Центральной подзоны Юго-Восточного Памира.— Изв. АН Тадж. ССР, отд. геол. хим. и техн. наук. вып. 1 (7).
- Дронов В. И., Левен Э. Я. 1962. К вопросу о геологии Юго-Восточного Памира.— Сов. геол., № 11.
- Дронов В. И., Левен Э. Я., Мельник Г. Г., Пашков Б. Р. 1960. К стратиграфии ордовикских отложений Центрального Памира.— Сов. геол., № 10.
- Дуткевич Г. А. 1936. Основные черты строения верхнепалеозойских отложений Восточного Памира. В кн. «Научные итоги Таджикско-Памирской экспедиции». М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Дюфур М. С. 1958. Об отложениях ордовика на Восточном Памире.— Докл. АН СССР, 120, № 2.
- Дюфур М. С. 1961. О границе структур Куэнь-Луня и Кара-Корума на Памире (о главной тектонической линии Памира). В кн. «Геология Средней Азии». Сборник, посвященный памяти Н. М. Синицина. Л., изд. ЛГУ.
- Дюфур М. С. 1962. Геологическое развитие Центрального Памира.— Вестн. ЛГУ, № 6, серия геол. и геогр., вып. 1.
- Дюфур М. С. 1964. О возрасте метаморфических образований в складчатых областях. В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. 2. Душанбе.
- Дюфур М. С., Дронов В. И., Кушлин Б. К. 1958. К стратиграфии триаса Юго-Восточного Памира.— Докл. АН СССР, 123, № 3.
- Дюфур М. С., Руженцев С. В., Швольман В. А. 1965. О границе между зонами Северного и Центрального Памира.— Геотектоника, № 6.
- Захаров С. А. 1958. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Душанбе, Изд-во АН Тадж. ССР.
- Карапетов С. С. 1960. Стратиграфия силурийских отложений Центрального Памира.— Докл. АН СССР, 135, № 2.
- Карапетов С. С. 1961. Об отложениях ордовика и силура в районе перевала Ак-Байтал на Восточном Памире.— Докл. АН Тадж. ССР, 4, № 1.
- Карапетов С. С. 1962. О тектонической границе между Центральным и Северным Памиром. В кн. «Тезисы докладов Душанбинской сессии Второго Всесоюзного тектонического совещания». Душанбе.
- Карапетов С. С. 1963а. Стратиграфия девонских отложений Центрального Памира. В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. 1. Душанбе.
- Карапетов С. С. 1963б. Стратиграфия каменноугольных отложений Акбайталского района на Восточном Памире. В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. 1. Душанбе.

- Карапетов С. С. 1963в. Стратиграфия ордовикских отложений Центрального Памира — Изв. АН ТаджССР, отд. геол.-хим. и техн. наук, вып. 3.
- Карапетов С. С. 1964. Среднекаменноугольные отложения Центрального Памира. В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. 2. Душанбе.
- Карапетов С. С., Воскоянц Г. С. 1962. Палеогеновые отложения Восточного Памира.— Докл. АН ТаджССР, 5, № 3.
- Крестников В. Н. 1959. История развития палеозойской геосинклинальной области Памира и прилегающих частей Азии, ч. 1—2.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка, № 4, и 7.
- Крестников В. Н. 1961. История геологического развития Памира и сопредельных с ним частей Азии в мезо-кайнозое.— Сов. геол., № 4.
- Крестников В. Н. 1962. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., Изд-во АН СССР.
- Крестников В. Н., Нересов И. Л. 1962. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича.— Сов. геол., № 11.
- Кухтиков М. М. 1958. Тектоническое районирование Памира в альпийской структуре.— Уч. зап. Тадж. ун-та, труды фак. естеств. наук, вып. 3.
- Кушлин Б. К. 1963. Стратиграфия триасовых отложений Центрального Памира. В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. 1. Душанбе.
- Левен Э. Я. 1959а. К вопросу о возрасте мургабской свиты на Восточном Памире.— Зап. Тадж. отд. Всес. минер. об-ва, вып. 1.
- Левен Э. Я. 1959б. Пермские отложения Центрального Памира.— Докл. АН СССР, 128, № 2.
- Левен Э. Я. 1960. К стратиграфии метаморфических толщ Северного Памира.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка, № 11.
- Левен Э. Я. 1963. О возрасте метаморфических толщ Центрального Памира. В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. 1. Душанбе.
- Левен Э. Я. 1964. О Зорташкольском покрове и природе Акбайтальской зоны разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Левен Э. Я., Романько Е. Ф. 1960. О палеогеновых отложениях на Памире.— Докл. АН СССР, 134, № 3.
- Марковский А. П. 1936. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня. В кн. «Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции». М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Месхи А. М. 1964. Магматические комплексы зоны Юго-Восточного Памира. В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. 2. Душанбе.
- Муратов М. В. 1962. История тектонического развития альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Муратов М. В. 1964. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Муратов М. В., Архипов И. В. 1961. О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 36, вып. 2.
- Мушкетов Д. И., 1919. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем.— Материалы по общей и прикл. геол., вып. 10.
- Наливкин Д. В. 1916. Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в горную Бухару и на западный Памир.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 52, вып. 3.
- Наливкин Д. В. 1926. Очерк геологии Туркестана. Ташкент—М.
- Наливкин Д. В. 1932. Обзор геологии Памира и Бадахшана.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., вып. 182.
- Наливкин Д. В., Чуенко П. П., Попов В. И. Юдин Г. Л. 1932. Геологическое строение Памира.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., вып. 182.
- Николаев В. А. 1936. Очерк магматической геологии Памира и Дарваза. В кн. «Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции». М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Николаев В. А., Вендланд К. Н. 1934. Материалы к петрологии Памира. В кн. «Труды Таджикско-Памирской экспедиции», вып. 7. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Пафенгольц К. Н., Шабалкин М. И. 1935. Геологический очерк бассейнов ледника Федченко и р. Танымас. В кн. «Таджикско-Памирская экспедиция 1934 г.». М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Пашков Б. Р. 1961. Стратиграфия и возраст отложений козындыйской свиты на Западном Памире.— Изв. ТаджССР, отд. геол.-хим. и техн. наук, № 4 (6).
- Пашков Б. Р. 1962. О древнепалеозойских отложениях Центрального Памира.— Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, № 7.
- Пашков Б. Р. 1964а. О возрасте отложений зорабатской свиты в Центральном Памире. В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. 2. Душанбе.
- Пашков Б. Р. 1964б. Стратиграфия, метаморфизм и некоторые черты тектоники музкольского комплекса метаморфических пород. В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. 2. Душанбе.
- Пейве А. В. 1961. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.

- Пейве А. В. 1965. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности. — Геотектоника, № 1.
- Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И. 1964. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 11. М., изд-во «Недра».
- Петрушевский Б. А. 1940. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 8, серия геол., (№ 3).
- Петрушевский Б. А. 1961. Некоторые особенности тектоники Памира. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 36, вып. 4.
- Ренгартен В. П. 1935. Геологическое строение района Мургаб — Истык на Восточном Памире. В кн. «Труды Таджикско-Памирской экспедиции», вып. 22. М.
- Руженцев С. В. 1961. К происхождению акбайтальских структур в Центральном Памире. — Докл. АН СССР, 138, № 1.
- Руженцев С. В. 1962а. Смещение фациальных комплексов пермо-триаса вдоль разломов Юго-Восточного Памира. — Докл. АН СССР, 143, № 1.
- Руженцев С. В. 1962б. Тектоника зоны сочленения Центрально-Памирского прогиба и Северо-Памирского поднятия. — Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Руженцев С. В. 1963. Сдвиги Юго-Восточного Памира. — Труды ГИН АН СССР, вып. 80.
- Руженцев С. В. 1964. Музкольский метаморфический комплекс. В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. 2. Душанбе.
- Руженцев С. В. 1965. Тектонические покровы Музкольского хребта (Центральный Памир). — Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Руженцев С. В., Швольман В. А. 1963. Восточно-Памирская зона сдвигов. — Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Синицын В. М. 1955. Общая схема тектоники Высокой Азии. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 30, вып. 2.
- Синицын В. М. 1959. Центральная Азия. М., Географгиз.
- Суворов А. И. 1961. Успенско-Акташская динамопара разломов в Центральном Казахстане. — Докл. АН СССР, 137, № 4.
- Суворов А. И. 1963. Главные разломы Казахстана — Средней Азии. — Труды ГИН АН СССР, вып. 80.
- Хабаров А. В. 1933. Восточная часть Музкольского хребта. В кн. «Таджикская комплексная экспедиция 1932 г.» М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Чуенко П. П. 1934. Западная часть Музкольского хребта. В кн. «Труды Таджикской комплексной экспедиции», вып. 3. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Чуенко П. П. 1938. Геологическое строение Южного Дарваза. В кн. «Труды Таджикско-Памирской экспедиции», вып. 100. М.
- Nauden H. 1916. Notes on the geology of Chitral, Gilgit and the Pamirs. — India, Geol. Surv., Rev., 45, pt. 4.
- Klebeisberg R. 1922. Beitrage zur Geologie Westturkestans. Innsbruck.
- Wadia D. N. 1931. The syntaxis of the NW — Himalaya. — India, Geol. Surv., Rec., 65, pt. 2.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	5
История развития взглядов на тектонику Памира	7
Геологическое строение Юго-Восточного и Центрального Памира	14
Юго-Восточный Памир	14
Каменноугольные, пермские и триасовые отложения	15
Характеристика разрезов	16
Фации	32
Конседиментационные структуры	47
Формации	49
Юрские отложения	52
Характеристика разрезов	52
Фации	65
Конседиментационные структуры	76
Формации	79
Граниты	80
Третичные отложения	82
Неогеновые щелочные породы	84
Центральный Памир	84
Каменноугольные, пермские, триасовые и юрские отложения	89
Характеристика разрезов	89
Фации	94
Конседиментационные структуры	97
Формации	98
Мел-палеогеновые отложения	100
Альпийская структура Юго-Восточного и Центрального Памира	102
Юго-Восточный Памир	102
Раннеальпийская структура	102
Позднеальпийская структура	115
Общая характеристика	115
Разрывные нарушения	119
К вопросу о соотношении раннеальпийской и позднеальпийской структур	148
Генезис позднеальпийской структуры	151
Восточная часть Центрального Памира	152
Автохтон	153
Проявления процессов альпийского метаморфизма	161
Аллохтон	167
История формирования тектонических структур	190
Литература	198

CONTENTS

Foreword	5
Evolution of viewpoints on the tectonics of Pamirs	7
Geological structure of South-Eastern and Central Pamirs	14
South-Eastern Pamirs	14
Carboniferous, Permian and Triassic deposits	15
Characteristic of sequences	16
Facies	32
Consedimentary structures	47
Formations	49
Jurassic deposits	52
Characteristic of sequences	52
Facies	65
Consedimentary structures	76
Formations	79
Granites	80
Tertiary deposits	82
Neogene alkaline rocks	84
Central Pamirs	84
Carboniferous, Permian, Triassic and Jurassic deposits	89
Characteristic of sequences	89
Facies	94
Consedimentary structures	97
Formations	98
Cretaceous-Paleogene deposits	100
Alpine structure of South-Eastern and Central Pamirs	102
South-Eastern Pamirs	102
Early Alpine structure	102
Late Alpine structure	115
General characteristic	115
Disjunctive dislocations	119
To the question of relations between Early and Late Alpine structures	148
Genesis of the Late Alpine structure	151
The eastern part of Central Pamirs	152
The autochthone	153
Manifestations of Alpine metamorphism processes	161
The aulochthone	167
Formation history of tectonic structures	190
Bibliorgaphy	198

Сергей Васильевич Руженцев

**Тектоническое развитие Восточного Памира
и роль горизонтальных движений
в формировании его альпийской структуры**

Труды ГИН, вып. 192

*

*Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР*

*

Редактор издательства *Н. А. Никитина*
Технический редактор *Г. Н. Шевченко*

Сдано в набор 25/X 1967 г.
Подписано к печати 7/II 1968 г. Формат 70×108¹/₁₆.
Бумага № 1 Усл. печ. л. 18,2. Уч.-изд. л. 17,8
Тираж 1000. Т-01578. Тип. зак. 6985.

Цена 1 р. 88 к.

Издательство «Наука»,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»,
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 р. 88 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»