

**ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ  
И МАГМАТИЗМА  
ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ**



**ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ  
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО



Л Ъ В О В С К О Г О  
У Н И В Е Р С И Т Е Т А

1 9 7 3

LVOV STATE UNIVERSITY

VOL.

1

---

THE PROBLEMS OF TECTONICS  
AND MAGMATISM OF DEEP FAULTS

---

ДЕП ФАУЛТС ОФ ТНЕ СOUTHERN TIEN-SNAN

Editor D. P. Rezvoy

LVOV 1973

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ УССР  
ЛЬВОВСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
им. Ив. ФРАНКО

551.24

ТОМ  
1

**ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА  
ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ**

**ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

Под редакцией Д. П. Резвого

ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЬВОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА 1973



791

УДК 551.24

Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня. Под редакцией Д. П. Резвого. (Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов). Издательство Львовского университета, 1973.

Коллективная монография «Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня» является первой частью обширного тематического исследования, проведенного Львовским ордена Ленина государственным университетом в Закарпатье, Забайкалье и в Средней Азии. В работе дана сводка по глубинным разломам Южного Тянь-Шаня, показывающая, что эти структурные формы являются наиболее типичными для палеозойских геосинклинальных систем, входящих в Урало-Монгольский подвижный пояс. Обосновывается положение о необходимости считать глубинные разломы не обычными дизъюнктивными нарушениями, а специфическими тектоническими зонами шириной в десятки километров. Подчеркивается формационная лестрота зон глубинных разломов и выделены некоторые специфические формации этих зон. Сделана попытка классифицировать глубинные разломы в зависимости от значения разделяемых ими тектонических единиц. Показана связь отдельных видов месторождений полезных ископаемых (уголь, ртуть, бокситы, полиметаллы) с зонами глубинных разломов. Приводится обширный список литературы по проблеме глубинных разломов и связанного с ними магматизма.

Рассчитана на геологов.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Средняя Азия относится к тем регионам Советского Союза, где с особенной четкостью и наглядностью устанавливается роль и значение глубинных разломов в геологическом строении и их значение для размещения месторождений полезных ископаемых. Изучению глубинных разломов способствуют здесь исключительно хорошая обнаженность, четкая линейная вытянутость всех структурных элементов и изменчивая геологическая история региона, позволяющая рассматривать совершенно несхожие этапы развития на одних и тех же объектах и выяснять соотношение нового и унаследованного при переходе от одного этапа к другому. Как будет видно из дальнейшего, структурными элементами, позволяющими улавливать черты сходства и унаследованности на разных этапах, являются зоны глубинных разломов, подолгу сохраняющие свое пространственное положение. Глубинные разломы создают как бы скелет, или остов, сохраняющий в течение долгого отрезка геологической истории свое постоянство, и направляют структурное развитие по определенному плану даже тогда, когда тектоническая активность региона испытывает периоды значительного изменения.

Центральная часть Южного Тянь-Шаня выбрана в качестве объекта исследования глубинных разломов по целому ряду причин. Эта часть Средней Азии наиболее рано начала привлекать к себе внимание исследователей, что позволяет считать ее относительно хорошо изученным регионом. Разветвленная сеть автомобильных дорог, проходящих вдоль крупных речных артерий, делает ее сравнительно доступной, а значительное количество действующих горнорудных предприятий и промышленных месторождений — достаточно интересной в практическом отношении.

Контуры площади, в пределах которой велись исследования, ограничены с севера Ферганской долиной, на западе — областью погружения хребтов и переходом их к равнинному Узбекистану, на юге — Таджикско-Афганской депрессией и на востоке — системой гор Восточного Алая. Таким образом, в пределы территории входят хребты Туркестанский и Алайский (Туркестано-Алай), Зеравшанский и Гиссарский (Гиссаро-Алай). Прилегающие части крупных межгорных впадин, таких, как Ферганская и Таджикско-Афганская, захватываются только попутно, что касается также и южной части Кураминского хребта, восточной части Алайского хребта (Восточный Алай) и прилегающих частей Памира и Дарваза, где работы не проводились. Остальная территория изучалась выборочно и с неодинаковой детальностью в разных ее частях: предпочтение отдавалось отдельным участкам, где лучше всего выражены глубинные разломы, которые и явились основным объектом настоящего исследования.

Работа входила в республиканский план научных работ УССР в качестве составной части темы «Комплексное изучение глубинных структур и процессов земной коры». Настоящая публикация является первой частью раздела темы «Геология и магматизм глубинных разломов». Части, касающиеся глубинных разломов Закарпатья и Забайкалья, будут опубликованы в последующие годы.

Выполнение работ было бы невозможно без тесного сотрудничества с промышленными предприятиями и некоторыми отраслевыми научно-исследовательскими институтами, по заказам которых в разное время выполнялись отдельные части работы. Это — Управление геологии Кыргызской и Таджикской ССР и институты ВНИГНИ (Москва) и САИГИМС (Ташкент).

В полевых исследованиях, легших в основу составления настоящей работы, принимали участие сотрудники кафедры общей геологии и Среднеазиатской экспедиции

НИСа геологического факультета Львовского ордена Ленина государственного университета им. Ив. Франко А. В. Алексеенко, Г. И. Биличева, Н. А. Гнутенко, Ю. Я. Дьяченко, И. А. Ковальчук, В. Н. Куземко, И. А. Марушкин, В. И. Павлов, Э. А. Портнягин, Д. П. Резвой и В. В. Ткаченко. Консультации по петрографии осуществляла доцент кафедры петрографии Е. И. Лавренко. Составление некоторых разделов консультировали геологи Геологического управления ТаджССР Я. А. Беккер и А. С. Шадчиев. В оформлении работы участвовали А. Б. Дорошенко, Т. Н. Вербинская и О. А. Шемет. Фотографии Ю. А. Ермоленко.

Лабораторные и аналитические исследования выполнены в Проблемной лаборатории геологического факультета Львовского государственного университета. Авторство по отдельным разделам указывается в оглавлении работы.

Центральная часть Южного Тянь-Шаня представляет собой систему широтных высокогорных гребней, разделенных такими же широтными долинами. На севере и юге горные хребты соседствуют с крупнейшими Ферганской и Таджикско-Афганской впадинами. На востоке хребты, постепенно соединяясь друг с другом, переходят в систему хр. Кокшаал, относящуюся уже к восточной части Южного Тянь-Шаня; на западе все хребты резко снижаются и постепенно теряются на равнинных пространствах Туранской низменности. Резкая контрастность высот осевых частей горных хребтов и межгорных впадин — одна из характерных черт рельефа горной Средней Азии. Другой характерной чертой устройства поверхности является тесная связь всех орографических элементов с элементами тектонического строения. Это касается и таких элементов структуры, как глубинные разломы. Рассмотрим характерные черты рельефа региона.

**Ферганская впадина** — самая крупная межгорная впадина Тянь-Шаня. Она достигает 300 км в длину и около 170 км в ширину. Абсолютные высоты дна впадины меняются от 350 м на западе до 1000 м на востоке. С севера впадина ограничена Кураминским и Чаткальскими хребтами, с востока — системой Ферганского хребта, с юга — хребтами Туркестанским и Алайским. Внутренняя часть Ферганы — это плоская аккумулятивная равнина, занятая солончаками, глинистыми такырами и бугристыми песками. В северной части впадины протекает р. Сыр-Дарья. Реки, сбегаящие с окружающих гор, как правило, не доносят своих вод до этой главной речной артерии, а образуют обширные сухие дельты, широкими веерами раскрывающиеся на склонах впадин. На внешних, хорошо орошаемых частях этих дельт концентрируется вся сельскохозяйственная жизнь Ферганы. Вдоль северо-западной и южной окраин Ферганской впадины тянутся невысокие гряды, называемые адырами.

К северу от Сыр-Дарьи известна адырская группа — Акбель, Акчоп и Супетау, переходящая затем в Чустпапский и Наманганский адыры. На юге впадины адыры тянутся двумя широтными параллельными грядами — Капчигайской и Чимионской, затем поворачивают к северо-востоку (гряда Аламышик) и отрезают от Ферганской впадины юго-восточную, или Ошскую, часть. Склоны адыров обычно изрезаны бесчисленными мелкими оврагами и образуют характерные пустынные пространства типа «бедленд».

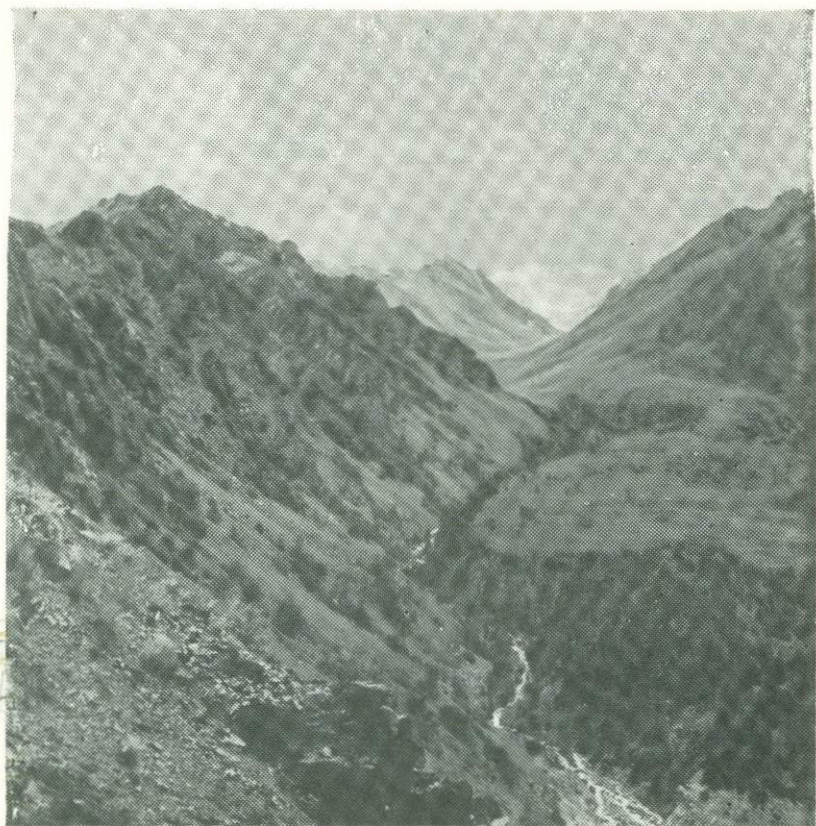
Из числа наиболее крупных горных возвышенностей, которые также входят в ландшафт Ферганской впадины, следует упомянуть в ее южной части изолированные массивы гор Каратау (1865 м) и Гузан (1389 м), а в северной — горы Босбутау (2769 м) и в юго-восточной — так на-

зываемые *Ошские горки*: невысокие скалистые гряды Чильмайрам (1543 м) и Чильустун (1277 м).

**Алайский хребет** замыкает с юга и юго-востока Ферганскую впадину, соединяется на востоке с хребтами Ферганским и Кокшаалом, а на западе переходит в хр. Туркестанский, с которым составляет общее орографическое целое. Совершенно искусственно этому единому горному сооружению даны разные наименования для отдельных его частей. Нередко оно фигурирует под собирательным названием *Туркестано-Алай*.

Осевая часть собственно Алайского хребта скалиста, труднодоступна и имеет абсолютные высоты в пределах 3700—5800 м. Северный склон хребта — сложное горное сооружение, которое состоит из ряда параллельных гряд, не уступающих иногда по высоте главному водоразделу (хребты Кичикалай, Коллекторский, горы Ходжаачкан). Реки Акбура, Исфайрам, Шахимардан и Сох, сбегаящие с северного склона, пропиливают себе в этих грядах узкие ущелья и, выходя в Ферганскую впадину, образуют те обширные сухие дельты, о которых упоминалось выше. Южный склон хребта, обращенный к Алайской долине, отличается меньшей длиной и относительно слабой эрозионной расчлененностью. Короткие и неглубокие долины рек Джиптыксу, Сарыкмогол, Кызылункур и др. расчленяют южный склон на невысокие увалистые отроги, спускающиеся к Алайской долине. Западнее южный склон приобретает более сложное строение и расчленен реками Карагушхана, Питаукуль, Тамдыкол и др. на отдельные труднодоступные скалистые массивы, несущие значительное современное оледенение. Наиболее высокая часть Алайского хребта лежит в верховьях р. Сох, где отметки повсеместно превышают 5000 м и где известно большое число крупных ледников, питающих эту реку (Арчабаши, Актерек и др.). К западу от этого горного узла, который известен как Матчайский, хребет называется Туркестанским. Из этого же узла берет начало и уходит на юго-западу хр. Зеравшанский. В восточной части Алайского хребта известна система горных гряд, начинающихся в Алайской долине и выходящих в северо-восточном направлении. С Алайским хребтом, проходящим северо-западнее, эти гряды соединены невысоким второстепенным отрогом, на котором лежит пер. Талдык (3650 м), с автодорогой Ош—Хорог. Западная из гряд — горы Туюксу — имеет абсолютные отметки в пределах 3200—4600 м и постепенно воздымается к северо-востоку. Восточная, или горы Теректау, имеет среднюю высоту 4200—4500 м с отдельными вершинами до 4700 м. На востоке она соединяется с южной оконечностью Ферганского хребта и с отрогами Кокшаала. Обе гряды только условно относятся к собственно Алайскому хребту и заслуживают выделения в самостоятельную орографическую единицу, которую предложено называть *Восточный Алай* (Резвой, 1959).

**Туркестанский хребет**, являющийся продолжением Алайского, протягивается от Матчайского горного узла на 300 км к западу. В его восточной части лежит самая высокая часть водораздельного гребня с пиками Аксу (5797 м), Карасу (5310 м) и многими другими. Многочисленные ледники спускаются здесь как в долины северного склона,



Алайский хребет, верховья реки Тегермач (правый пригек Исфайрама).



Алайский хребет северный склон. Моренные отложения, вдали ледник.  
Правые притоки реки Исфайрам.

так и к югу в долину р. Зеравшан, в верховьях которой известен один из крупных ледников Тянь-Шаня — Зеравшанский (более 25 км длины).

Перевалы в Туркестанском хребте лежат на абсолютных высотах 3000—4000 м. Через один из них (Шахристанский, 3332 м) проходит магистральная автодорога Ура-Тюбе—Душанбе. К западу от перевала хребет значительно снижается и приобретает более мягкие и сглаженные очертания, средние абсолютные отметки гребня не превышают здесь 3000—3500 м, и только вершина Шумкартау достигает высоты 4033 м. В самой западной части хребта долина р. Санзар отделяет от главного хребта передовую гряду — горы Мальгузар с максимальными отметками не более 2622 м. Западное окончание главной ветви хребта носит название горы Чумкартау.

**Зеравшанский хребет.** Долина р. Зеравшан, вытянутая в строго широтном направлении, отделяет Туркестанский хребет от лежащего южнее Зеравшанского. Этот хребет в своей восточной части имеет характер непрерывного скалистого гребня с высотами 4500—5000 м и отдельными вершинами, достигающими 5500 м (г. Чабдара). Ледники, развитые преимущественно на северном склоне, немногочисленны и невелики по размерам. Западнее р. Фандарья, прорезающей его узким поперечным ущельем, Зеравшанский хребет теряет свое орографическое единство и, соединяясь с Гиссарским хребтом, образует обширное нагорье, которое нередко называют Зеравшано-Гиссарской горной областью. Господствующей вершиной здесь является гора Чимтарга (5494 м), лежащая между реками Пасруд, Искандердарья и Арчамайдан. Эти реки принадлежат к бассейну р. Зеравшан, причем последняя стекает уже с северного склона хр. Гиссарского. Таким образом, эта часть Зеравшанского хребта оказывается расчлененной поперечными ущельями на отдельные горные массивы. Западным окончанием хребта следует считать невысокую (до 2900 м) гряду Чакулкалян, которая заканчивается на меридиане Самарканда небольшим массивом Каратюбе (2195 м); дальше простираются равнинные полупустынные пространства Западного Узбекистана.

**Гиссарский хребет** — один из наиболее мощных хребтов Южного Тянь-Шаня, обладает в то же время наименее четкой орографической выраженностью и состоит из целой системы горных гряд и отдельных массивов. Отделяясь в верховьях р. Ягноб от хр. Зеравшанского, Гиссарский хребет сразу дает крупный, сплошь оледенелый массив в левых составляющих р. Сардаи-Миона с высотами около 4800 м. Западнее хребет создан двумя параллельными грядами, между которыми лежит Зиддинская впадина. Северная гряда имеет максимальные высоты до 4881 м (пик Казнок). Перевал Анзоб, через который проходит автодорога Ура-Тюбе—Душанбе, лежит на высоте 3379 м. Южная гряда, носящая в восточной своей части название горы Сангинавишта, протягивается далеко на запад, где заканчивается массивом Хазрет-Султан. Абсолютные отметки достигают здесь 4800 м, перевалы лежат на высотах около 3800 м (пер. Мура).

На всем своем протяжении осевая часть Гиссарского хребта служит водоразделом бассейнов Зеравшана и Аму-Дарьи. Главные реки юж-

ного склона хребта — Кафирниган, Варзоб, Каратаг, Туполанг и другие. Восточная часть северного склона дренируется р. Ягноб; реки западной части северного склона — Магиан, Шинг, Арчамайдан — впадают непосредственно в Зеравшан и прорезают Зеравшанский хребет вкрест простирания. На северном склоне Гиссарского хребта лежит озеро Искандеркуль. Многочисленные озера известны в долине р. Шинг, они имеют завальное происхождение.

Южный склон Гиссарского хребта характерен сложным строением и состоит из целой системы параллельных гряд, пропиленных реками. Одна из таких гряд — Каратегинский хребет с высотами около 4000 м, разделяющий долины рек Кафирниган и Вахш.

Юго-Западные отроги Гиссарского хребта представляют собой очень своеобразную систему горных гряд, вытянутых параллельным пучком в юго-западном направлении и начинающихся в высокогорном массиве Хазрет-Султан. В систему Юго-Западных отрогов входят гряды Байсунтау, Керегетау, Ишакмайдан и др., их абсолютные отметки снижаются к юго-западу от 4000 до 1000—1500 м в зоне дороги Самарканд—Термез с тем, чтобы снова подняться в гряде Кугитангтау (3137 м) и окончательно упасть в долине Аму-Дарьи (270 м). Юго-Западные отроги Гиссара обладают характерным структурным рельефом, обусловленным разрывом крупных пологих складок, сложенных мезозойскими отложениями.

**Таджикско-Афганская депрессия** \* теснейшим образом морфологически связана с Юго-Западными отрогами Гиссарского хребта и представляет собой обширное низкогорное пространство, заполненное невысокими грядами и разделяющими их понижениями, вытянутыми в юго-западном и до меридионального, а в Афганистане и до юго-восточного направления. С востока впадина ограничена отрогами Дарвазского хребта, относящегося к системе Памира, а с юга, уже в пределах Афганистана, — отрогами Гиндукуша и хр. Банди-Туркестан. Из отдельных гряд внутри самой Таджикско-Афганской депрессии упомянем лежащую в наших пределах гряду Бабатаг с высотами до 1000—1500 м, служащую водоразделом между реками Сурхан-Дарья и Кафирниган, а также гряды Актау, Каратау, Джилантау и Вахшский гребень, являющийся уже юго-западным окончанием хр. Петра Первого. Между грядами располагаются обширные равнинные пространства-впадины: Сурхандарьинская, Вахшская и Кулябская с абсолютными отметками в пределах 300—500 м. Таджикско-Афганская депрессия характеризуется сухим и жарким климатом, полупустынным ландшафтом и является одним из самых знойных мест в пределах всей нашей страны.

**Равнинные и среднегорные пространства к западу от высокогорного Тянь-Шаня.** Южный Тянь-Шань резко теряет высоту своих гор к западу от линии, проходящей по подножию хребтов Чаткальской системы,

\* Широко распространенное название «Южно-Таджикская депрессия» не отражает сущности дела, так как впадина захватывает значительную часть Северного Афганистана и тем самым заслуживает более расширенного определения.

и южнее вдоль подножия Юго-Западных отрогов Гиссара. В этой зоне, которую можно назвать западным погружением Тянь-Шаня, горные хребты приобретают несвойственное ему юго-западное простираие и примыкают к системе широтных хребтов под некоторым углом. Абсолютные отметки падают здесь до 1500—2000 м. Западные продолжения хребтов Туркестанского и Зеравшанского (хр. Нуратау и горы Зирабулак-Зиаэтдин) уже ничем не напоминают тянь-шаньского высокогорья.

**Хребет Нуратау** лежит на северо-западном продолжении гор Мальгузар и протягивается в запад-северо-западном направлении на расстоянии около 200 км. Условным восточным ограничением хребта может служить неглубокое поперечное ущелье р. Санзар, образующее здесь так называемые *Тамерлановы ворота*, через которые проходят автодорога и железная дорога из Ташкента на Самарканд. На западе, постепенно снижаясь, Нуратау исчезает среди пустынно-равнинных пространств Центральных Кызылкумов, а на его продолжении сохраняются только отдельные гряды и небольшие возвышенности. По устройству своей поверхности хр. Нуратау представляет комбинацию двух гряд, разделенных относительно приподнятой равниной.

Северная гряда, более высокая, имеет абсолютные отметки до 2169 м (г. Заргал) и сравнительно крутой северный склон, обращенный к равнине Восточных Кызылкумов. В южной гряде отметки не превышают 1700 м и только на крайнем западе достигают 2005 м (г. Такку), после чего высоты быстро уменьшаются и хребет исчезает, сменяясь обширной безотточной впадиной Агитма, или Караката, с отметками дна не выше 150 м.

**Горы Зирабулак и Зиаэтдин** лежат в 150 км западнее горного массива Каратюбе и являются последним отзвуком погружившегося Зеравшанского хребта. Скалистые полупустынные возвышенности кулисообразно подменяют друг друга и вытягиваются в почти строго широтном направлении. Максимальной высоты достигает восточная группа возвышенностей — горы Зирабулак (1116 м).

**Зеравшанская впадина** отделяет хр. Нуратау от Зирабулак-Зиаэтдинских гор и выгнута в широтном направлении от г. Пенджикент на востоке до железнодорожной станции Пахтакор (Зиаэтдин) на западе, т. е. на расстоянии около 200 км. В дне впадины образована долина р. Зеравшан с хорошо выраженными террасами на склонах. В своих наиболее широких центральной и восточной частях впадина достигает 50—60 км, в западной — резко сужается до 15—20 км.

**Восточные Кызылкумы.** Под этим названием обычно понимают обширное равнинное пространство, лежащее между хребтами Нуратау и Каратау к западу от системы Чаткальских хребтов. Восточную его часть занимает долина р. Сыр-Дарьи с ее широкой, до нескольких километров, поймой, занятой протоками и многочисленными пойменными озерами — старицами. Не считая пойменной, здесь повсеместно можно проследить три речные террасы: *сыр-дарьинскую, голодностепскую и ташкентскую*.

Все правобережное пространство, примыкающее к долине реки при выходе из гор и носящее название Голодная степь, представляет

собой обширное волнистое плато с абсолютными отметками в пределах 230—380 м и невысоким уступом обрывается к долине Сыр-Дарьи.

Вдоль подножия хр. Нуратау намечается другое понижение — прогиб, вытянутый параллельно хребту и имеющий отметки в пределах 230—290 м. В прогибе лежит небольшое соленое озеро Тузкан.

На северо-западе Голодностепское плато переходит в песчаные пространства собственно Кызылкумов. Пески образуют здесь вытянутые гряды высотой до 15—30 м, разделенные широкими (400—500 м) котловинами с песчаным или суглинистым дном. Песчаные гряды поросли полынью и редким кустарником. Движущиеся пески встречаются здесь редко.

**Равнинные пространства Юго-Западного Узбекистана.** К западу от Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта и к югу от гор Зирабулак-Зиаэтдин расположены обширные пространства пустынного или полупустынного характера. На юге они ограничены р. Аму-Дарьей, на западе — Бухарским оазисом. Однообразие равнинного рельефа с отметками около 250—400 м нарушается только в западной части, где расположено плато Джаркак (абсолютные отметки 397 м), и в предгорьях Гиссарского хребта, где рельеф приобретает эрозионные черты. Пески, большей частью закрепленные, известны к югу от Бухары (Каршинская степь) и вдоль русла Аму-Дарьи (пески Сундукли). Реками этой площади являются также Зеравшан и Кашкадарья, пропадаящая в песках около гор. Карши.

Средняя Азия была одним из тех регионов нашей страны, при изучении которого впервые возникли представления о глубинных разломах как о важнейших структурных элементах земной коры. В этой связи небезынтересно вспомнить историю этих представлений.

Первой сводкой по тектоническому развитию Средней Азии следует считать выдающийся труд Д. В. Наливкина «Очерк геологии Туркестана» (1926), в котором впервые выделены области, характерные разновозрастностью своего геосинклинального развития. Северные, центральные и южные «дуги» Д. В. Наливкина дают четкое представление о постепенном смещении тектонической активности с севера на юг — от каледонского Северного Тянь-Шаня к «альпийскому» Памиру. В основе этих представлений — идея о прогрессивном «обрастании» древнего ангарского материка (*Ангарида*), что и объясняло выгнутость каледонских и варисских дуг к югу. Что касается более молодых памирских дуг, то для их образования привлекалось влияние другой материковой глыбы, лежащей на юге (*Гондвана*). Граница между центральными (варисскими) и южными (альпийскими) дугами трактовалась как грандиозный надвиг с перемещением с юга на север. Предположений о существовании каких-либо других тектонических швов между разновозрастными структурными зонами не делалось, и не выдвигалась цель их установления, поскольку все исследование носило характер стратиграфической и палеогеографической сводки предварительного характера.

Одним из наиболее полных обзоров тектонических представлений по Средней Азии от начала геологических исследований вплоть до 30-х годов нашего столетия следует считать сводку Д. И. Мушкетова «Тектоника Средней Азии» (1936). В этой работе, оставшейся в свое время по ряду причин почти незамеченной, а в настоящее время вовсе забытой, дан достаточно полный анализ всех проведенных работ и сделана попытка синтезировать тектонические представления на уровне теоретических взглядов своего времени. Ценность сводки состоит в анализе обильных геологических материалов, появившихся, с одной стороны, в результате интенсивного разворота геологоразведочных работ начала 30-х годов, а с другой — в результате небывалой по своим масштабам деятельности Таджикско-Памирской экспедиции под руководством Н. П. Горбунова, действовавшей в эти же годы.

Большое значение для общих тектонических представлений имел и анализ докладов, сделанных на III Всесоюзном геологическом съезде, состоявшемся в 1923 г. в Ташкенте, на котором присутствовали многие видные западноевропейские геологи (Г. Штилле, Ф. Косматт, К. Лекс и др.). В результате проведенного анализа Д. И. Мушкетов сфор-

мулировал четыре основные тектонические проблемы, казавшиеся в то время ведущими:

1. История, направление и место проявления орогенических циклов и внутренние связи среднеазиатских горных сооружений.

2. План среднеазиатских горных сооружений, его постоянство, единство или изменения (природа различных направлений складчатостей, виргации, перегибы и т. п.).

3. История и проявление эпейрогений и связанных с ними процессов (орогенция моласс, четвертичные и современные движения, история оледенения, граваномалии и сейсмичность).

4. Возможность существования «плит», «жестких масс» внутри среднеазиатских горных сооружений и, в частности, вопрос о Фергане как об одной из таких «плит».

По первой из этих проблем в результате последних исследований была подвергнута критике более ранняя идея об обязательности движения всех варисских (северных) масс только к югу и памирских (южных) — только к северу. Обсуждая этот вопрос с точки зрения возможного «передвижения» континентальных масс «Ангариды» и «Гондваны», Д. И. Мушкетов приходит к выводу об отсутствии сколь-нибудь определенной границы между Памиром и Тянь-Шанем и к несколько парадоксальному, с нашей теперешней точки зрения, выводу о том, что все «германотипные чешуи и разрывы являются результатом скалывания, т. е. тангенциальных движений» (стр. 121). Последнее утверждение перекликается с излюбленной концепцией автора сводки о решающем влиянии упора «джеламского выступа» платформы Индостана, в связи с чем возник и такой структурный элемент, как пресловутая «ферганская сигмоида», неоднократно упоминавшаяся в трудах Д. И. Мушкетова. Этим, собственно, и определяется весь план среднеазиатских горных сооружений: максимальное «скупивание» линейных элементов (складки, разломы, интрузивы и даже горные хребты) происходит на меридиане Джелам—Памир, а на его флангах возникают «свободные виргации» типа таджикской и кашгарской в стиле Э. Аргана (1934).

Отсюда видно, что в сводной интерпретации Д. И. Мушкетова нет и не может быть места глубинным разломам в их современном понимании. С одной стороны, здесь сказывался недостаток фактического материала по конкретной геологии, в частности по осадочным формациям, а с другой — специфичность теоретических воззрений, близких идеям контракции и мобилизма вместе взятым. Позже мысль об активном надвигании Памира на Тянь-Шань развивал И. Е. Губин (1940).

Первым, кто на основании анализа различий стратиграфических разрезов подошел к необходимости выделить в Средней Азии крупные структурные швы, был В. А. Николаев (1933). Его «важнейшая структурная линия Тянь-Шаня», часто называемая «Николаевской», разделяет каледонский Северный и варисский Южный Тянь-Шань, являясь, как это сейчас ясно, прекрасно выраженной зоной мощного глубинного разлома. Здесь можно добавить, что сам исследователь, установивший эту важнейшую структуру, считал ее всего лишь крупным «надви-

гом», по которому варисциды юга надвинуты на каледониды севера, а Д. И. Мушкетов открытие этой линии приводит в своей сводке только как лишнее доказательство «тангенциального сжатия» на меридиане Джелам—Памир—Фергана.

Итак, на этом раннем этапе развития тектонических представлений о Средней Азии мы видим явное преобладание чисто морфоструктурного метода исследования с попыткой механистического решения вопросов о происхождении крупных складчатых форм и основных структурных направлений. При этом отдается дань представлениям о широких возможностях тангенциальных усилий, передаваемых от жестких упоров на громадные расстояния. Идеи о связи глубинных частей коры с поверхностными и о необходимости тщательного изучения геологических формаций как показателей глубинного развития практически не возникали.

Принципиально иной подход к пониманию тектоники Средней Азии был предложен В. И. Поповым в его монографии «История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня» (1938). Стержнем работы явилось изучение геологических формаций, связанных общим происхождением и сходным петрографическим составом. Проработка всех имевшихся геологических материалов сопровождалась составлением первой структурно-литологической карты Средней Азии со стратиграфическими колонками для каждой зоны в отдельности, на основании чего и предложена схема тектонического районирования территории, близкая многим последующим. Интерпретация литологической зональности и установление областей сноса и накопления привели к концепции волнового развития исследованного региона, что в свою очередь натолкнуло на мысль о перманентности тектонических движений и заставило В. И. Попова отказаться от пресловутых «фаз складчатости» в понимании Г. Штилле.

Принятая методика исследования геологического материала и необходимость особенно тщательно анализировать те места, где поднятия сочленяются с опусканиями, привели В. И. Попова к выделению *дискорданогенных линий* или *дискорданогенных разломов*, по обе стороны которых осадконакопление происходило по-разному. Подчеркивается, что дискорданогенные линии имеют обычно значение крупных геологических границ и далеко не всегда представлены одним непрерывным нарушением сплошности. «Очень часто крупные разломы, разграничивающие поднятия от депрессий, представляют в сущности зоны разломов, иногда ветвящихся и связанных между собою подобно «конскому хвосту», а иногда разделенных моноклинально-флексурными промежутками, вытянутыми в одну линию с разломами или же заходящими друг за друга концами, подобно «перистой» («эшелонной») системе разломов» (Попов, 1938, стр. 252). В числе разломов подобного типа В. И. Попов упоминает и *моноклинальную флексуру* в кайнозойских предгорных молассах Южной Ферганы (*Южноферганский разлом* более поздних авторов). С современных позиций легко видеть, что В. И. Попов дал достаточно четкое, хотя и не совсем полное, определение глубинного разлома, только в его седиментационной и лишь

отчасти в структурной форме. В этой принципиально правильной формулировке присутствует элемент долгоживучести, но отсутствует элемент собственно глубинности.

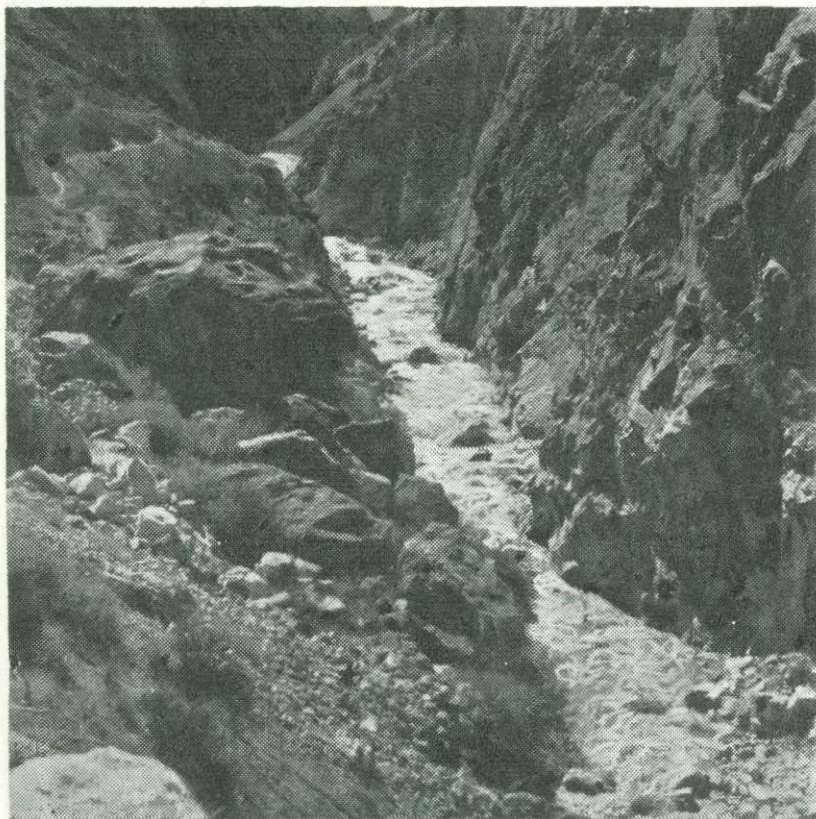
Наиболее полно понятие о глубинных разломах сформулировал А. В. Пейве на урало-тяньшаньском материале, когда было установлено присутствие «своеобразных тектонических швов», впервые описанных им под названием *глубинных разломов* (Пейве, 1945). Приводим определение этого понятия словами его автора: «Глубинные разломы нередко прослеживаются на поверхности на многие сотни километров, не мигрируют в пространстве, длительно развиваются по одним и тем же швам независимо от складчатости. Пояса глубинных разломов не только контролируют локализацию магматических пород, но, возможно, определяют формирование самих магматических очагов. Такие особенности разломов привели меня к выводу, что они являются тектоническими элементами глубинными, первичными и по отношению к складчатости, некоторым шарьяжам, надвигам, сбросам и другим структурам, которые формируются только в верхнем структурном этаже и являются, таким образом, поверхностными, или вторичными, тектоническими формами» (Пейве, 1947, стр. 107). Это определение по своей точности и полноте может считаться почти исчерпывающим. Без преувеличения следует сказать, что оно явилось программным для очень большого числа геологов и помогло по-новому осмыслить многие наблюдения\*.

Не касаясь уральского материала, на котором с исключительной полнотой было проиллюстрировано значение глубинных разломов в развитии этой палеозойской геосинклинали, обратимся к материалу по Средней Азии. Говоря о «важнейшей структурной линии Тянь-Шаня», А. В. Пейве весьма наглядно показывает именно глубинную сторону и предлагает перестать рассматривать ее в качестве только крупного надвига Южного Тянь-Шаня на Северный, как на этом настаивал В. А. Николаев, основываясь на том, что здесь не найдены так называемые «переходные» фации между каменноугольными разрезами севера и юга. Отмечая отсутствие этих «переходных» типов разрезов, А. В. Пейве напоминает о соседстве так называемых гетеротипических фаций, или таких, которые в нормальном седиментационном ряду (правило Вальтера) не соседствуют друг с другом. Таким образом, вводится очень важное для изучения геосинклиналей представление о «прерывности» тектонической структуры, связанной с «прерывностью» соседствующих друг с другом фаций (следовало бы лучше сказать — формаций). Прерывность эта связывается с развитием глубинных разломов, которые являются самостоятельными и специфическими тектоническими элементами. Этим наносится серьезный удар сторонникам тектонического «сближения» фаций по крупным надвигам. Предложенная методика позволила А. В. Пейве высказать предполо-

\* Приведенная оценка определения понятия «глубинный разлом» ни в какой степени не умаляется тем, что в настоящее время автор этого понятия фактически от него отказался и внес в него такие поправки, которые полностью лишают это понятие его первоначального содержания (Пейве, 1967, стр. 8).



Река Сох. Тропа на известняках девона.



Ущелье реки Сох ниже сел. Зардале в девонских известняках.

197

жение о существовании и другого крупного глубинного разлома, которому, как это стало сейчас ясно, следовало бы присвоить наименование *важнейшей структурной линии Южного Тянь-Шаня*. Имеется в виду Южноферганский глубинный разлом (Резвой, 1969, 1972). В статье об асимметрии глубинных тектонических структур (Пейве, 1947) дается характеристика Сыр-Дарьинско-Ферганской глыбы, являвшейся в течение нижнего—среднего палеозоя устойчивым поднятием, несколько наклоненным к северо-востоку. С юга и юго-запада это поднятие было ограничено «зоной предполагаемого Южноферганского глубинного разлома, а на востоке оно постепенно погружалось и, по-видимому, замыкалось в районе г. Андижана» (Пейве, 1947, стр. 122). Южнее предполагается область средне- и верхнепалеозойского прогибания Туркестано-Алая с его мощным терригенно-карбонатным разрезом, резко отличным от сокращенного и магматического разреза Сыр-Дарьинско-Ферганской глыбы, которой справедливо приписывается значение крупного геоантиклинального поднятия.

Совершенно по-новому А. В. Пейве (1947) поставил вопрос и об образовании виргаций основных простираций, столь широко представленных в Тянь-Шане и неизменно привлекавших к себе внимание исследователей. Допуская появление более поздней (верхнепалеозойской) системы глубинных структур северо-восточного направления, этот исследователь предложил назвать данную систему *дискордантной* и наложенной по отношению к основным палеозойским структурам широтного простираения и поставил вопрос о том, не является ли Чаткало-Кураминская система аналогом Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта. Было подчеркнуто, что ветви виргаций составлены во всех случаях из совершенно разнородных элементов и не связаны друг с другом ни тектонически, ни историко-геологически. В наши дни это предположение оправдывается на примере именно Юго-Западных отрогов Гиссара, где их северо-восточные простираения имеют типично торцовое сочленение с широтными элементами самого Гиссара. Значительный интерес представляет также и указание на «излом» или «переламывание» всех широтных палеозойских простираций с их отклонением к северо-западу, опять же вдоль линии Карамазар—Байсун. Как нам кажется, это первое упоминание о том явлении, которое было описано позже как *анти Тяньшаньское* структурное направление (Резвой, 1965). Продолжая мысль о широком развитии глубинных разломов в Южном Тянь-Шане, А. В. Пейве писал, что «одна из таких крупных зон глубинных разломов, занятая гранитным плутоном, находится в Гиссарском хребте» (Пейве, 1956, стр. 99). Речь идет о целой системе глубинных разломов Гиссарского хребта и о специфической магматогенной зоне очень сложного развития и строения, которая является объектом исследования авторов настоящей работы.

Роль разломов в формировании геологической структуры Тянь-Шаня подчеркнута и в работах Н. М. Сеницына (1949, 1960). В по-смертно изданной монографии «Тектоника горного обрамления Ферганы» (Сеницын, 1960) изложен весьма важный материал по этой проблеме. Малый тираж книги привел к тому, что она осталась неиз-



вестной многим, особенно молодым геологам, хотя мысли, изложенные в ней, нисколько не потускнели от времени.

Касааясь тех конкретных глубинных разломов, которые специально рассматриваются в настоящей работе, Н. М. Синицын пишет о том, что «условная южная граница Тянь-Шаньской структуры в Южной и Юго-Восточной Фергане намечается по линии от кишлака Караташ на Капчигае (Ферганский хребет), через горы Алдыяр на Акбуринский горст, кишлак Иски-Наукат, Кызыл-Кия, Вуадиль» (1960, стр. 130). Легко видеть, что эта трассировка по резкому различию в строении разрезов к северу и югу от этой линии, полностью совпадает с намечаемой нами зоной Южноферганского глубинного разлома. Н. М. Синицын рассматривал вопрос об этой зоне только «как постановку проблемы, разрешение которой будет посылить лишь в ходе ведущихся детальных съемок» (там же, стр. 130). В развитие и обоснование этой мысли приводятся указания на существование очень значительных *краевых разломов* по южному борту Наукатской котловины, на междуречье Исфайрам—Шахимардан вдоль северного подножия хр. Бель-Мазар в месте сочленения его с котловиной урочища Томаша. Далее система крупных разломов прослеживается вдоль всей полосы «впадин 40-й параллели» далеко на запад и уходит в бассейн рек Ляйляк и Аксу (западная).

Признавая за большинством крупных разломов Тянь-Шаня значение только «краевых», Н. М. Синицын отвергает термин *глубинный разлом*, вступая здесь в полемику с А. В. Пейве и Н. С. Шатским, что следует объяснять крайней осторожностью исследователя. Тем не менее для некоторых структур он вынужден признать их несомненную «глубинность», поскольку «имеются особые нарушения, не проявляющиеся видимым образом на земной поверхности, не влияющие на изменение фаций и вообще на процессы осадконакопления и формирование рельефа. О присутствии их можно догадываться по линейности геологических контуров и расположению интрузивных массивов в складчатых областях, ассоциирующихся в узкие цепи, протягивающиеся на многие сотни километров (Гиссарский хребет, Урал)» (1960, стр. 202). Как будет видно из дальнейшего описания, для Гиссарского хребта характерна целая система крупных глубинных разломов со всеми особенными для них признаками, в том числе и формационной неоднородностью. Отрицание Н. М. Синицыным последнего признака для Гиссара явилось, следует думать, результатом недостаточности детального геологического материала по этому хребту. В другом месте работы за «региональными краевыми разломами» признается роль подводящих каналов для вулканических излияний и для интрузий, что также говорит в пользу признания их глубинности (там же, стр. 203).

Несколько иной подход к вопросу о значении глубинных разломов в геологическом развитии Южного Тянь-Шаня был при составлении первой сводной карты Туркестано-Алайской горной системы достаточно детального масштаба (Резвой, 1959). В основу выделения глубинных разломов прежде всего положен признак разнохарактерности стратиграфических разрезов в крыльях тектонических швов. Так было

подтверждено существование Южноферганского глубинного разлома, признанного затем «важнейшей структурной зоной Южного Тянь-Шаня» (Резвой, 1969). Несколько позже было сформировано представление о Туркестанском, а затем и о Зеравшанском глубинных разломах. Для Гиссарского хребта важнейшим структурным швом признавался Вахшский глубинный разлом, отвечающий в современной интерпретации Южногиссарскому. Всем этим глубинным структурам придавалась исключительно большая роль в развитии тектонической жизни региона, им же принадлежало решающее значение при тектоническом районировании этой части Средней Азии. Тогда же была подчеркнута необходимость детального изучения глубинных разломов (Резвой, 1960), что и было впоследствии предпринято.

Значительную роль разломов в тектоническом развитии Гиссаро-Алая признает М. М. Кухтиков, разделивший все пространство этой горной системы на *тектонические зоны*. Под тектонической зоной подразумевается «участок складчатой (геосинклинальной) области, характеризующийся, в общем, одинаковым по всей его площади тектоническим режимом» (Кухтиков, 1968, стр. 7). Последний находит свое отражение в стратиграфическом разрезе: его составе, прерывности или непрерывности и мощности, а также в магматизме и в морфологии тектонических структур. Для каждой тектонической зоны допускается индивидуальность времени возникновения в ней складчатости. Тектонические зоны М. М. Кухтикова отделены друг от друга четкими, вполне определенными дизъюнктивными нарушениями. «Переход от структурного комплекса данной зоны к структурному комплексу смежной, граничащей с ней зоны, не только ясный и четкий, но и резкий, совершающийся скачком в весьма узкой полосе, измеряемой максимум несколькими километрами, а нередко выраженной непосредственно поверхностью разлома или зоной сопровождающих его дробленных пород мощностью в несколько метров» (там же, стр. 242). Решая вопрос о названии подобных разграничительных структур, М. М. Кухтиков отдает предпочтение термину *краевой разлом*, мотивируя это тем, что определение *глубинный* допускает «проникновение разлома в земную кору и даже в мантию, в то время как эпитет *краевой* фиксирует наше внимание на геологически наблюдаемой особенности разломов этой категории» (там же.). Легко видеть, что здесь проявляется всего лишь повышенная осторожность и щепетильность автора, вполне понятная, если принять во внимание то обстоятельство, что фактор глубинности может быть установлен далеко не всегда, а только в исключительно благоприятных случаях. С другой стороны, отбрасывая определение *глубинный*, очень легко скатиться к признанию чисто поверхностного образования разломов, что начинает, уже против воли автора, проскальзывать, когда он говорит о «проникновении» разлома на большую глубину. Здесь следует помнить, что всякий «межзональный» (в понимании М. М. Кухтикова) разлом не проникает, а зарождается на глубине. На поверхности же он находит свое частное выражение в реальных разломах, зонах сланцеватости и прочих проявлениях. Таким образом, применение вошедшего в обиход термина *глубинный раз-*

лом или лучше зона глубинного разлома неизбежно приводит к признанию существования и ведущей роли именно глубинных процессов, с отражением которых мы имеем дело на поверхности и о которых не имеем права забывать. Если принять во внимание эти чисто терминологические замечания, то следует констатировать значительное сходство взглядов авторов настоящей работы и М. М. Кухтикова по многим принципиальным и методическим положениям относительно развития региона. Что же касается расхождений в деталях тектонического районирования, особенно для южной части территории, то здесь спор может идти вокруг интерпретации фактического геологического материала.

В центральной части Южного Тянь-Шаня М. М. Кухтиков выделяет ряд *краевых* (в нашей терминологии *глубинных*) разломов, большинство из которых близко совпадает со структурами, описываемыми в настоящей работе. Имеющееся здесь несовпадение названий является тем более досадным, что сведения о многих из глубинных разломов появились в печати раньше, чем публикации М. М. Кухтикова, и следовало бы придерживаться правила терминологического приоритета. Приводим в направлении с севера на юг перечень названий разломов М. М. Кухтикова и названий, предложенных раньше. *Южноферганский разлом* (название А. В. Пейве, 1947) назван *Шураб-Буадильским* на том основании, что он иначе трассируется; *Туркестанский разлом* (название Д. П. Резвого, 1957) — *Туркестано-Алайским* на том основании, что в первоначальном варианте под этим названием понималось не конкретное разрывное нарушение, а целая структурная зона.

Кроме того, на северном склоне Туркестанского хребта М. М. Кухтиковым выделен *Каравшин-Заалайский* краевой разлом, образованный в результате распространения на запад широко известного в геологических отчетах Каравшинского разлома. Зеравшанский краевой разлом по своей трассировке не отличается от одноименной зоны глубинного разлома, выделяемой в настоящей работе.

В Гиссарском хребте М. М. Кухтиков различает целое семейство краевых разломов, таких, как *Гиссаро-Каратегинский*, *Главный Гиссарский*, *Ходжа-Обигармский*, *Илякский* и *Вахшский*. Их рассмотрение и оценку будет удобнее сделать ниже.

Говоря о глубинных разломах Туркестано-Алайской системы, нельзя не упомянуть о работах Г. С. Поршнякова и др. (1960—1968), общий критический обзор которых был дан в отдельных статьях (Резвой, 1969 а, б и другие). Здесь только напомним, что в основу рассмотрения тектоники Туркестано-Алая Г. С. Поршняковым и др. положен принцип выделения различных типов разновозрастных разрезов по признаку полноты, состава и мощности, что является само по себе абсолютно правильным. Однако в процессе дальнейших рассуждений появляется всепоглощающая идея о тектоническом сближении разрезов различного типа по ранним (среднекаменноугольным) доскладчатым надвигам, что приводит к полному искажению картины тектонического развития. Колебательные движения в этих работах не анализируются, что же касается глубинных разломов, то упоминаются только *гипотетические разломы заложения*, вдоль которых возникли *раннедевонские вулканогенные про-*

гибы Южной Ферганы, послужившие в дальнейшем *корнями* надвигов — шарьяжей. К сожалению, концепция Г. С. Поршнякова послужила основой для составления некоторых детальных геологических карт северной части Туркестано-Алая, что привело сейчас к большим трудностям при восстановлении истинной картины тектонического развития региона.

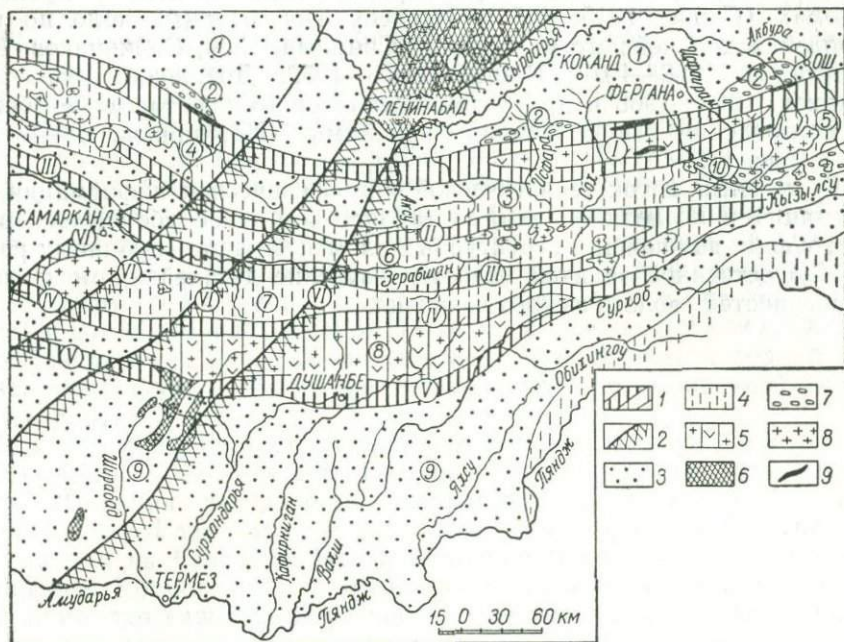


Рис. 1. Схематическая карта размещения важнейших глубинных разломов центральной части Южного Тянь-Шаня:

1 — зоны и системы глубинных разломов («тянь-шанское» направление); 2 — зоны глубинных разломов («анти Тянь-шанское» направление); 3 — площади сплошного развития мезозоя и кайнозоя. Тектонические зоны; 4 — геосинклинальные; 5 — магматогенные; 6 — геоантиклинальные (срединные массивы?); 7 — приразломные и орогенные; 8 — гранитоиды; 9 — ультрабазиты.

Перечень тектонических элементов. Зоны и системы глубинных разломов: I — Южно-ферганского; II — Туркестанского; III — Зеравшанского; IV — Северогиссарского; V — Южногиссарского; VI — система западотяньшанских поперечных глубинных разломов.

Тектонические зоны: 1 — Курамино-Кызылкумская геоантиклинальная; 2 — Букантау-Карацатырская (орсенная); 3 — Туркестано-Алайская геосинклинальная; 4 — Нура-тинская геосинклинальная; 5 — Кичикалайская геосинклинальная; 6 — Зеравшанская геосинклинальная; 7 — Зеравшано-Гиссарская геосинклинальная; 8 — Южногиссарская магматогенная; 9 — Таджикско-Афганская геоантиклинальная (срединный массив?); 10 — Сурметашская орогенная.

Заканчивая краткий обзор становления проблемы глубинных разломов Южного Тянь-Шаня, приходим к выводу, что на ранних этапах изучения региона эта проблема не возникала, как в силу преобладания теоретических представлений, отдававших предпочтение грандиозным горизонтальным перемещениям значительных участков земной коры, так и в силу явного недостатка фактического материала (Муш-

кетов, 1936; Наливкин, 1926; Огнев и др., 1969). Углубленное изучение геологических разрезов и попытка объяснить их, исходя из различий геологической истории, заставила одних исследователей поставить вопрос о существовании «важнейших структурных линий», разделяющих области разного развития (Николаев, 1933, 1953), других обратить особое внимание на режим колебательных (вертикальных движений) (Попов, 1938) и, наконец, сформулировать само понятие о глубинных разломах (Пейве, 1945—1956). Последующее развитие шло по пути накопления дальнейшего материала (Синицын, 1960; Овчинников, 1959; Виноградов, 1958—1970; Резвой, 1953—1972; Довжиков, 1956, 1969; Кухтиков, 1963—1968 и др.) с теми отклонениями, которые неизбежны при становлении любой важной проблемы (Поршняков, 1960—1968 и др.) (рис. 1).

Громадный поток геологической и геофизической информации, поступающий в последние годы, заставляет все более убеждаться в существовании важнейших структурных элементов типа глубинных разломов. Существенной задачей является изучение деталей их морфологии и особенностей геологического развития.

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Региональные геофизические исследования в Южном Тянь-Шане проводятся с конца 50-х годов. С довоенного времени здесь известны лишь гравиметрические маятниковые и абсолютные магнитные наблюдения, осуществлявшиеся по редкой сети.

В 1958 г. в Памиро-Алайской зоне проведены исследования методом ГСЗ по системе точечного профилирования (Косминская, Михота, Тулина, 1958), давшие возможность изучить структуру земной коры в районе хребтов Алайского, Заалайского и на северном Памире. На севере, возле Оша поверхность *M* установлена на глубине 45—50 км, базальтовый слой — на глубине 15 км. В южном направлении поверхность *M* погружается, располагаясь на глубине 65 км под Алайским хребтом и до 70 км на Северном Памире. Более полого погружается кровля базальтового слоя. Вдоль северного края Алайской долины обнаружен резкий уступ в рельефе поверхности *M* с амплитудой около 10 км (рис. 2).

По материалам ГСЗ, структурные особенности земной коры в Южном Тянь-Шане и на Северном Памире существенным образом различаются. Изолинии поверхности базальтового и подкорового слоев в Южном Тянь-Шане характеризуются общим широтным простиранием, тогда как на Северном Памире это простирание имеет долготное направление. Кроме того, отношение мощностей гранитного и базальтового слоев для каждого из регионов тоже различно: в Южном Тянь-Шане — оно меньше, а на Северном Памире — больше единицы.

Работами В. Н. Крестникова и И. Л. Нерсесова (1962), проводивших исследования сейсмологическим методом, было установлено, что строение Памиро-Тянь-Шаньской орогенной области характеризуется ступенчатым возрастанием мощности земной коры с севера на юг по направлению к Памиру. При этом в качестве границ между блоками выделены глубинные разломы, в зоне которых отмечено дискретное изменение положения поверхности Мохо.

Между Нарынским и Алайским блоками, выделенными В. Н. Крестниковым и И. Л. Нерсесовым, установлена широкая сложно построенная зона Южноферганского глубинного разлома. Из «Схемы рельефа поверхности Мохоровичича», предлагаемой этими учеными, следует, что к югу от г. Ферганы зона имеет близкое к широтному простирание (рис. 3). Ширина ее — не менее 15 км. В зоне разлома мощность коры не превышает 30—35 км, в то время как в разделяемых ею блоках она меняется от 50—55 км (на севере) до 45—50 км (на юге). Таким образом, Южноферганский глубинный разлом на указанной схеме показан как зона, обладающая четко выраженным горстообразным строением и характеризующаяся пониженными мощностями коры.

В районе хр. Катрантау выделяется изолированная линейно вытянутая в широтном направлении грабенообразная зона, в пределах которой глубина до поверхности *M* ступенчато возрастает до 55—60 км. Эта весьма существенная деталь позволяет значительно расширить зону Южноферганского глубинного разлома. Ее, вероятнее всего, следует рассматривать как весьма широкую зону (не менее 30 км, от низких предгорий Алайского хребта до хр. Катрантау включительно) резких перепадов мощности земной коры. Совпадение положения этой

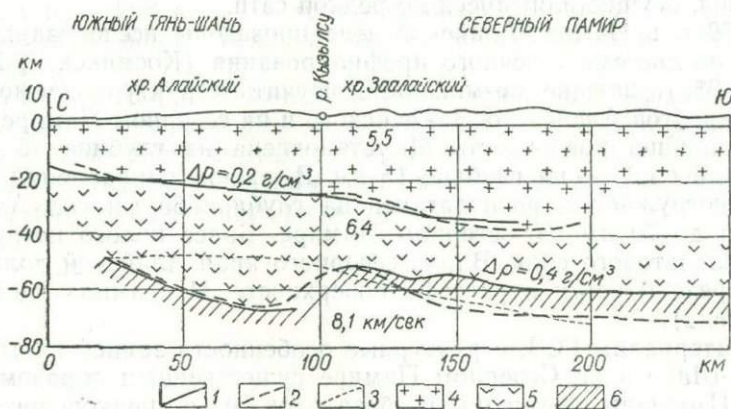


Рис. 2. Сейсмический разрез по линии I—I (по И. П. Косминской и др., 1958):

1 — границы базальтового и подкорового слоев, построенные в предположении, что поверхности базальтового слоя соответствуют интенсивные волны группы *P* (подгруппа *P*<sub>2</sub>); 2 — границы базальтового и подкорового слоев, построенные в предположении, что поверхности базальтового слоя соответствуют первые волны группы *P*, независимо от их интенсивности; 3 — граница подкорового слоя без учета преломления на поверхности базальтового слоя; 4 — гранитный слой; 5 — базальтовый слой; 6 — подкоровый слой.

зоны в структуре верхнего этажа земной коры с местоположением зон смещения подошвы коры указывает на вертикальную ориентировку глубинного разлома. Выделяемые здесь линейно вытянутые горсты и грабены имеют глубинную природу. Амплитуда вертикального перепада положения поверхности *M* превышает 20 км. Зона разлома рассекает всю земную кору и уходит в верхнюю мантию.

По данным этих исследователей, между Алайским и Памирским блоками установлен крупный уступ поверхности *M* с амплитудой 10 км. Обнаруженный впервые И. П. Косминской по данным ГСЗ этот уступ лишь теперь получил свое объяснение в качестве крупного глубинного шва.

Н. К. Булиным, В. И. Бубновой и др. осуществлен большой объем полевых сейсмологических исследований методом обменных волн, образующихся при естественных землетрясениях (МОВЗ).

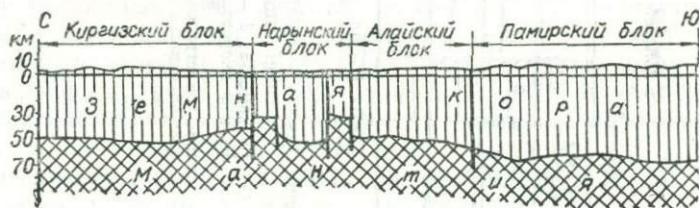
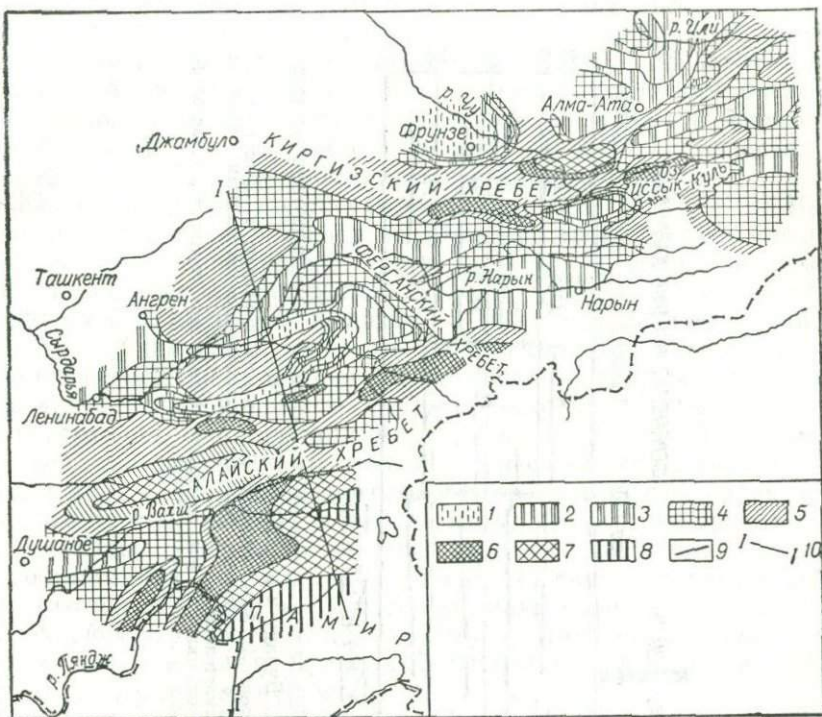


Рис. 3. Схема рельефа поверхности Мохоровичича (по В. Н. Крестникову и И. Л. Нерсесову, 1962).

Интервалы глубин до поверхности М, км: 1 — 30—35; 2 — 35—40; 3 — 40—45; 4 — 45—50; 5 — 50—55; 6 — 55—60; 7 — 60—65; 8 — 65—70; 9 — зоны глубинных разломов, установленные по сейсмическим данным; 10 — линия профиля.

Применение МОВЗ позволило обнаружить в Южном Тянь-Шане довольно сложную внутреннюю структуру коры и верхней части мантии. Глубинными разломами кора и мантия разделены на несколько крупных блоков, отличающихся гипсометрическим положением не только поверхности М, но и других сейсмических границ. Эти блоки совпадают со структурно-формационными зонами на поверхности.

На сейсмическом профиле Пяндж—Душанбе—Ленинабад—Ташкент (рис. 4) почти все тектонические зоны Южного Тянь-Шаня нашли

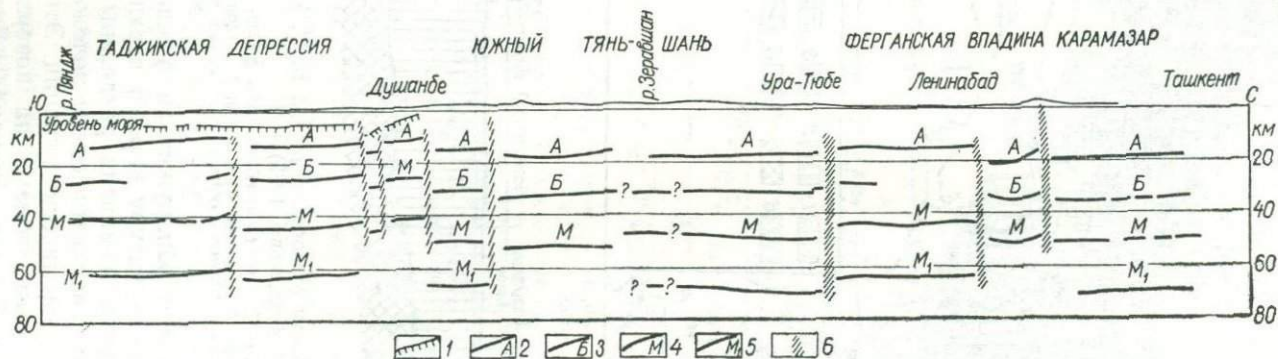


Рис. 4. Сейсмический профиль Пяндж—Душанбе—Ленинабад—Ташкент по данным обменных волн землетрясений (по Н. К. Булину и др., 1965):

1 — поверхность палеозойского (?) фундамента; 2 — горизонт А; 3 — горизонт В (граница Конрада); 4 — горизонт М (поверхность Мохо); 5 — горизонт  $M_1$  в подкорковом слое; 6 — глубинные разломы, установленные по данным обменных волн землетрясений.

Примечание: Пункты наблюдений землетрясений и отметки глубины залегания сейсмических горизонтов, установленные по данным обменных волн, с профиля сняты.

свою отчетливую глубинную характеристику, различаясь между собой особенностями строения земной коры и верхов мантии. Исключение составляет лишь Зеравшанская тектоническая зона, в пределах которой глубинные сейсмические раздели в северном направлении располагаются на одном уровне с соответствующими разделами в Туркестано-Алайской зоне. Наиболее глубокое положение всех сейсмических границ приурочено к Зеравшано-Гиссарской тектонической зоне.

В Южногиссарской зоне сейсмические раздели *А*, *Б*, *М*, и *М<sub>1</sub>* ступенчато опущены в северном крыле Южногиссарского глубинного разлома относительно пограничной части Таджикской депрессии. Граница *М* в Южногиссарской зоне расположена на глубине 49 км от уровня моря (40 км в Таджикской депрессии в районе Душанбе), границы *Б* и *А* — на глубинах 30 и 15 км от уровня моря (26 и 12 км соответственно в Таджикской депрессии). В Зеравшано-Гиссарской зоне по Северогиссарскому глубинному разлому происходит дальнейшее ступенчатое погружение сейсмических маркирующих границ. В Зеравшано-Гиссарской зоне положение раздела *М* зафиксировано на глубине 52 км от уровня моря. С этой зоной совпадает осевая часть того сравнительно небольшого прогиба основания земной коры, который приурочен к Южному Тянь-Шаню. Еще далее на север раздел *М* неуклонно воздымается в соответствии с поведением кривой  $\Delta g$ . Воздымание раздела *М* осуществляется прерывисто, захватывая вначале Зеравшанскую и Туркестано-Алайскую зоны, а затем область Ферганской впадины (ее западную часть) и, наконец, Срединный Тянь-Шань (Кызылкумско-Кураминскую геоантиклинальную зону).

Выше упоминалось, что между Зеравшанской и Туркестано-Алайской зонами не установлены сбросовые или флексурные формы сопряжения глубинных сейсмических разделов. Что касается глубинного строения Зеравшанской и Зеравшано-Гиссарской зон, то оно обладает сложным характером. Это строение весьма отчетливо видно по изменению рельефа раздела *М*, по которому в зоне Зеравшанского глубинного разлома наблюдается вертикальное смещение с амплитудой около 4 км.

Большое внимание в работе Н. К. Булина и др. уделено выявлению и изучению строения самих зон глубинных разломов. Этими исследованиями разработана новая, значительно более детальная методика обнаружения глубинных разломов посредством МОВЗ. В данном случае использован комплекс признаков, включающий в себя установление структурных нарушений не только по поверхности *М*, но и по маркирующим сейсмическим разделам *А* и *Б* в земной коре и отчасти *М<sub>1</sub>* в верхах мантии, а также особенностей проявления динамических признаков сейсмических волн и выявление зон их аномального поведения. Таким образом, глубинные разломы по МОВЗ показывались лишь в случае проявления на сейсмическом профиле вертикальных смещений всех маркирующих сейсмических горизонтов, за исключением, быть может, горизонта *М<sub>1</sub>*. Столь жесткие критерии не позволили названным исследователям уверенно подтвердить существование Туркестанского и Зеравшанского глубинных разломов, которые не нашли себе комплексного сейсмологического подтверждения.

Глубинным разломам, изученным МОВЗ в Тянь-Шане и Памире, присущи некоторые общие особенности, представляющие теоретический интерес. В этих регионах глубинные разломы рассекают кору и во многих случаях прослежены в верхней мантии на глубины до 60—75 км при вертикальном или близвертикальном падении. В верхней мантии и коре, за исключением приповерхностной части последней, глубинные разломы представлены на геологосейсмических разрезах зонами шириной около 5 км. Строение зон глубинных разломов в приповерхностной части коры, как видно, не поддается расшифровке методом МОВЗ, но совершенно очевидно, что, например, в Южном Тянь-Шане ширина каждой тектонической зоны на один-полтора порядка превышает ширину смежного с нею глубинного шва. Тектоническая зона, венчающая глубинный шов, представляет собой форму структурного выражения последнего на поверхности, т. е. в иных тектоно-физических условиях.

Таким образом, в герцинской геосинклинальной системе Южного Тянь-Шаня в верхних структурных этажах подвижные зоны глубинных разломов выражаются V-образной формой, с различными вариациями как самой формы, так и ее ширины в пределах первых десятков километров.

Впервые на подобную форму поперечного профиля применительно к глубоководным океаническим желобам указали Г. Б. Удинцев и А. Л. Яншин (1966), связывавшие ее с расположением над крупнейшим глубинным разломом, ограничивающим материк Евразии.

Возможность освещения разреза верхней мантии МОВЗ ограничивалась глубиной 65—75 км. Естественно предположить поэтому, что в Южном Тянь-Шане и на Памире глубинные разломы вследствие их большой протяженности развиваются на глубинах значительно больших, чем показано МОВЗ, и достигают, возможно, слоя размягчения верхней мантии — астеносферы, или волновода, Так, О. Г. Шалина и Л. Ваниек по материалам Гиндукушского землетрясения рассчитали положения слоя пониженных скоростей верхней мантии (волновода) в Средней Азии на глубине 140—180 км (Беляевский, 1968).

Большой интерес представляет приведенное в работе Н. К. Булина и др. эмпирическое доказательство отсутствия коррелятивной связи между мощностью и структурой земной коры в Памиро-Алайской зоне и величиной наблюдаемого здесь гравитационного минимума в редукции Буге. То обстоятельство, что в предгорьях Юго-Западного Гиссара мощность и структура земной коры практически одинаковы с корой Памиро-Алайской зоны, в то время как разность между наблюдаемыми здесь величинами гравитационных аномалий достигает 400 мЛг, дало основание Н. К. Булину прийти к важному в теоретическом отношении заключению относительно физического существа тех глубинных тектонических сил, которые обусловили грандиозное вспучивание поверхности земли в Центральной и Средней Азии.

Причину существования в Памиро-Алае столь крупного дефицита масс Н. К. Булин склонен усматривать в разуплотнении и расширении вещества верхней мантии. Тем самым как будто бы нашла свое экспе-

риментальное подтверждение замечательная мысль А. Д. Архангельского и В. В. Федынского (1936) о разуплотнении подкоркового субстрата как непосредственной причине образования всего поднятия Центральной и Средней Азии и сопровождающей его крупнейшей гравитационной депрессии — абсолютного минимума на земле. Это представление подтверждается и другими исследователями (Борисов, Федынский, 1964; И. С. и Б. С. Вольвовские, Таль-Вирский, Шрайбман, 1965; Резанов, 1965; Артемьев, 1966; Субботин, Наумчик, Рахимова, 1968).

Южноферганский (Букантау—Южноферганский \*) глубинный разлом намечен уже на картах В. Н. Вебера (1934) и В. И. Попова (1938). Впервые «глубинным» его назвал А. В. Пейве (1945, 1947), который проводил по нему границу между *Сыр-Дарьинско-Ферганской геоантиклинальной глыбой* и *глыбой Южного Тянь-Шаня*; первая испытывала в среднем палеозое устойчивое воздымание, вторая — погружение. Н. М. Синицын (1960) описывает в Южной Фергане большое число «краевых разломов», придавая им значение чисто поверхностных разрывных нарушений; однако намечаемая этим исследователем граница между Тянь-Шанем и Алаем, проходящая по линии Капчигай (Ферганский хребет) — горы Алдыяр—Акбуринский горст—Иски-Наукат—Вуадиль, как нельзя лучше трассирует ту тектоническую зону большого значения, которую, по нашему мнению, следует называть *зоной Южноферганского глубинного разлома*. Н. М. Синицыным почти вся эта территория включена в северную часть его *зоны Высоких предгорий*. Г. С. Поршняков (1968) относит ее к той же зоне, но выделяет внутри нее свои особые структурные элементы — *Охнинско-Талдыкский синклинорий* и *Каузанский антиклинорий*, состоящие в свою очередь из целого семейства *подзон*, каждая из которых отличается от другой своим особым *типом разреза*. Если в отношении правильности выделения и названия этих структурных форм можно спорить, то обилие типов разреза в этой зоне и их чрезвычайно быстрое взаимное чередование несомненны, что и характерно для глубинноразломных зон вообще.

Мы рассматриваем зону Южноферганского глубинного разлома как важнейший геотектонический и палеогеографический рубеж, сохранивший свою высокую подвижность от начала палеозойской эры до наших дней. В последние годы эта зона была подвергнута специальному исследованию, что нашло свое отражение в ряде публикаций (Резвой, 1953, 1954, 1955, 1958, 1959, 1969, 1972; Алексеенко, Биличева, Портнягин, 1966; Алексеенко, Портнягин, 1966; Алексеенко, 1968, 1969, 1971 и др.).

В свете полученных данных можно считать, что Южноферганский глубинный разлом на всем протяжении представляет собой сложно устроенную широтную зону, лежащую на стыке двух важнейших палеозойских геоструктурных элементов: Курамино-Кызылкумской геоантиклинали и Туркестано-Алайской геосинклинали.

Следует сразу же оговориться, что северное «крыло» глубинного разлома, сложенное формациями Курамино-Кызылкумской геоантиклинали, на всем его протяжении глубоко опущено под мощный покров

\* Это расширенное название было предложено Д. П. Резвым, Г. Х. Дикенштейном и др. (1963) для того, чтобы подчеркнуть протяженность глубинного разлома в пределы Западного Узбекистана.

молодых отложений и обнажено на поверхности только в Кураминском хребте, т. е. на известном расстоянии от самой глубинноразломной зоны. Суждение о распространении зоны разлома до предгорий хребта Нура-тау и южной окраины Ферганской депрессии подтверждается главным образом геофизическими данными (Мелькановицкий, 1962; Таль-Вирский и др., 1964; Вольвовский и др., 1965. Описание Курамино-Кызылкумской геоантиклинали дается по возможности кратким и только по литературным данным. Основная цель описания — показать резкое отличие этой геоантиклинали от лежащей к югу Туркестано-Алайской геосинклинальной зоны, отделенной от нее зоной глубинного разлома.

**Курамино-Кызылкумская геоантиклиналь** (срединный массив?). Палеозойские образования Курамино-Кызылкумской геоантиклинали обнажены в Кураминском хребте, горах Моголтау и Писталитау. Можно предполагать, что эти же образования слагают основание Восточных Кызылкумов и западную и центральную части Ферганской впадины (Попов, 1938; Пейве, 1947; Васильковский, 1947; Петрушевский, 1955; Резвой, 1959, 1968; Рыжков, 1962 и др.). Это подтверждено и геофизическими исследованиями (Мелькановицкий, 1962; Таль-Вирский, 1969; Зильберштейн, 1966; Алахвердов, 1967; Синельников, 1968). Геофизические материалы позволяют предположить, что палеозойское основание Ферганской впадины гетерогенно. Анализ магнитовозмущающих масс приводит Б. Б. Таль-Вирского к выводу, что «западная часть Ферганской долины неотделима от Кураминских гор», а в восточной — фундамент сложен преимущественно осадочно-метаморфическими образованиями, свойственными Восточноферганской структурно-фациальной провинции. Граница между восточной и западной частями проходит на меридиане г. Маргилан (Таль-Вирский и др., 1964).

**Формационная характеристика зоны.** Видимое основание зоны сложено нижней терригенной формацией ордовик-нижнесилурийского возраста.

Выделенные впервые С. Ф. Машковцевым (1935) как верхнесилурийские метаморфизованные песчано-сланцевые отложения, они в дальнейшем были расчленены на ряд свит. Полный разрез этих образований описан Е. Д. Карповой (1944) в юго-западной части гор Моголтау. Формацию слагают метаморфизованные песчаники и филлитовидные сланцы, переходящие в роговики, кварц-биотитовые и кварц-биотит-хлоритовые сланцы. Мощность формации около 1300 м. Нижняя терригенная формация распространена как в зоне глубинного разлома, так и в более южных районах. Наиболее существенное отличие ее заключается в интенси́вном метаморфизме пород Курамино-Кызылкумской зоны.

Липарито-дацитовая формация нижнедевонского (?) возраста отделена от подстилающей нижней терригенной угловым и стратиграфическим несогласием. Основу формации составляют дацитовые порфириды и их туфы. Эти отложения, выделяемые в агаджальскую (в Кураминском хребте) и бандскую (в горах Писталитау) свиты, детально описаны Б. Н. Наследовым (1941) и Н. П. Подкопаевым (Ахмеджанов и др., 1967). Мощность формации меняется от 600 на западе до 300 м на востоке зоны.

Средне-верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения зоны образуют единую известняково-доломитовую формацию, сложенную органогенными, обломочными, хемогенными известняками и доломитами. Повсеместно в основании разреза и реже в средней его части присутствуют конгломераты, песчаники и аргиллиты. Накопление отложений началось в эйфельском веке и закончилось в позднем турне. На западе зоны, в горах Писталитау из разреза выпадает (?) фаменский ярус. В горах Моголтау карбонатные отложения моложе девонские отсутствуют, но севернее, в горах Баррактынтау франкий, фаменский и турнейский ярусы широко распространены. Мощность формации составляет не менее 2000 м и в полном объеме, вероятно, достигает 2800 м. Детальная характеристика свит, входящих в состав формации, содержится в работах Н. П. Васильковского (1952), А. К. Бухарина, К. К. Пяткова, И. А. Пяновской (1964), М. А. Ахмеджанова и др. (1967).

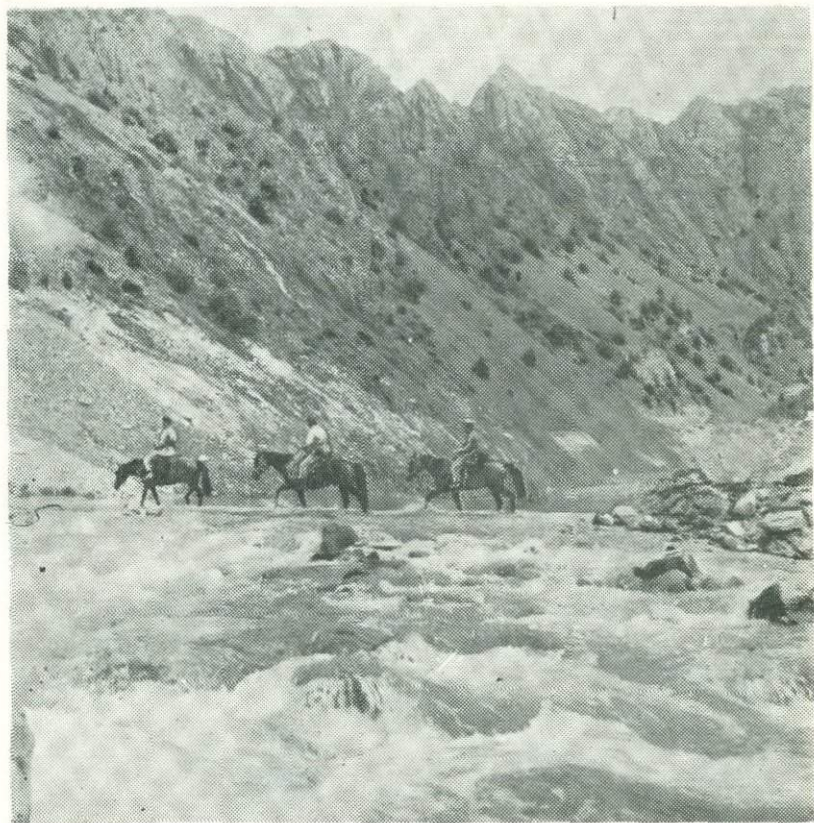
В Кураминском хребте, начиная с визейского времени, а на западе — с турнейского, формирование карбонатных толщ сменилось накоплением кремнисто-карбонатных отложений, образовавших одноименную формацию. Видимая мощность ее — 70—150 м. В смежных зонах эта формация аналогов не имеет.

Верхневизейские, намюрские и нижнебашкирские отложения (свиты уя и мынбулакская, по Н. П. Васильковскому, 1952, 1956), входящие в состав андезитовой подводно-вулканогенной формации, характеризуют начало нового, геоантиклинального этапа развития зоны. Они представлены туфогенно-осадочными, пирокластическими и эффузивными породами порфиритового, реже трахитового состава. Мощность формации резко изменчива. В Кураминском хребте она превышает 1300 м, а на юго-западных отрогах едва достигает 30 м. Формация частично заходит в зону глубинного разлома.

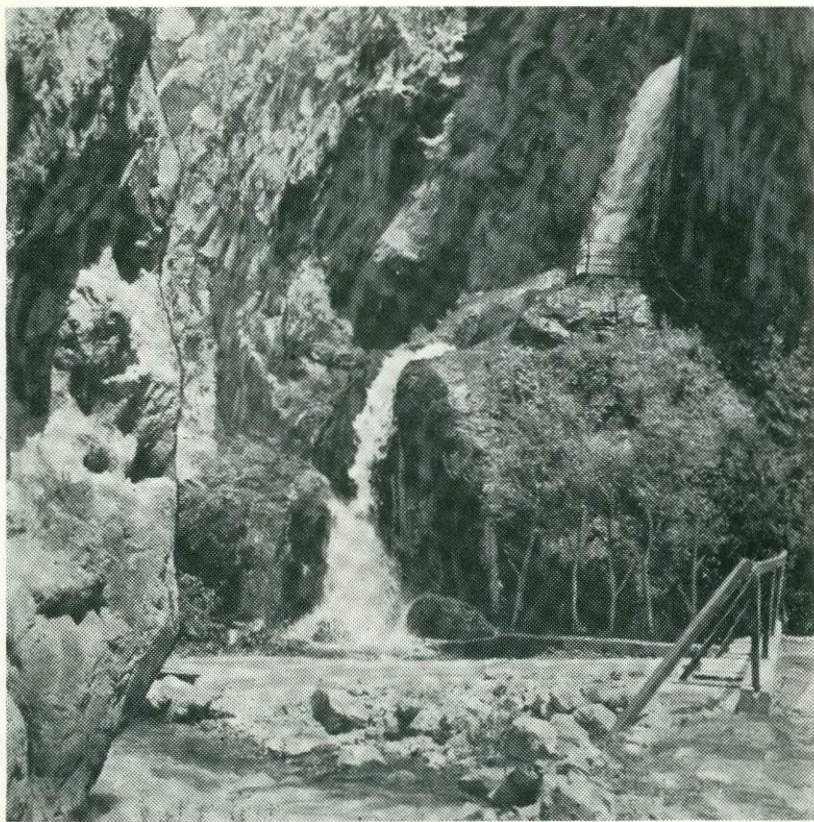
Породы, лежащие выше, входят в состав локальных формаций и характеризуют только Курамино-Кызылкумскую зону. Обнажены они лишь в Юго-Западных отрогах Кураминского хребта и в горах Моголтау.

Накопление андезитовой наземно-вулканогенной формации начинается отложением базального горизонта конгломератов, песчаников и алевролитов. Выше расположены эффузивно-пирокластические образования андезито-дацитового состава. В меньшем количестве встречаются липарито-дацитовые лавы и туфы. Образование формации, вероятнее всего, происходило в московское время. Мощность ее — не менее 2000 м. Стратиграфическое положение рассмотрено Н. П. Васильковским (1952), Е. Г. Красновым, О. И. Кимом и др.

Формационную колонку зоны наращивает липарито-дацитовая формация, сложенная эффузивами и пирокластами кислого и среднего состава. Известны случаи фациального замещения вулканогенных пород конгломератами и туфопесчаниками с прослоями известняков. Мощность свиты — 800—900 м. По возрасту она соответствует верхнекаменноугольному отделу. По мнению Е. Г. Краснова, образование пород связано с деятельностью вулканов центрального типа.



Алайский хребет. Брод через горную реку.



Долина реки Абшир. Источник, вырывающийся из карстовой полости в известняках карбона.

Палеозойский разрез зоны венчается липаритовой формацией перми и нижнего триаса. В сложении ее преобладают фельзиты, фельзит-порфиры, липаритовые порфиры и туфогенные породы. Значительно меньше распространены вулканогенные образования дацитового ряда и терригенные отложения. От подстилающих образований она отделена крупным межформационным несогласием. Широко развиты внутрiformационные перерывы и несогласия. С вулканогенными породами формации тесно связаны интрузии. Мощность формации — 1300—1600 м.

Интрузивные образования в пределах зоны широко распространены. Они приурочены ко всему стратиграфическому интервалу от нижнего до верхнего палеозоя. Часто устанавливается непосредственная генетическая связь интрузивных и эффузивных пород. Схема развития магматических пород района разработана коллективом узбекских геологов, руководимых Х. М. Абдулаевым (1958). По этой схеме к самым древним отнесены породы неокаледонского магматического цикла. Из магматических пород герцинского цикла выделены образования таких этапов: добатолитового ( $D_2-C_1$ ), батолитового ( $C_2-C_3$ ), малых порфировых интрузий (P) и дайкового ( $P_2-T_1$ ).

Структура. Положение Курамино-Кызылкумской зоны в общей структуре региона и ее внутреннее строение описаны в работах Д. В. Наливкина, В. А. Николаева, С. Ф. Машковцева, Б. Н. Наследова, В. И. Попова, Н. П. Васильковского, А. П. Недзвецкого, П. К. Чихачева, Е. Д. Карповой, А. В. Пейве, Х. М. Абдулаева, А. С. Аделунга, Б. А. Петрушевского, Н. М. Синицына, Д. П. Резвого и других.

Напомним, что эта территория в качестве самостоятельной тектонической единицы хотя и выделена всеми исследователями, но названия ей присвоены весьма различные. По Д. В. Наливкину, она входит в *северные дуги Тянь-Шаня*. В. И. Попов выделяет *Кураминскую подзону Срединного Тянь-Шаня*, А. В. Пейве называет *южной зоной Тянь-Шаня* и считает Кураминский хребет выколовшимся блоком единой Сыр-Дарьинско-Ферганской *глыбы*. Н. М. Синицын описал *Каржантау-Кураминскую тектоническую зону*. Д. П. Резвой, выделявший первоначально Кураминский хребет с прилегающей частью современной Ферганской депрессии в категорию *среднепалеозойских геоантиклиналей*, позднее рассматривает эту область как единую Курамино-Кызылкумскую геоантиклинальную зону.

Описываемая территория, по характеристике А. П. Недзвецкого и Ю. А. Лихачева, является «консолидированной складчатой областью с ярко выраженными чертами глыбовой структуры». По мнению этих исследователей, «большая жесткость и неподатливость к смятию вулканогенных отложений и подстилающего их фундамента» явились причиной того, что тектонические напряжения в районе «не привели к интенсивной складчатости, а разрядились в образовании многочисленных разломов» (Геология СССР, т. XXIV, 1959). Складчатые структуры в районе фрагментарны.

Стратиграфический разрез показывает, что Курамино-Кызылкумская зона характерна многоярусным строением. Нижний структурный ярус имеет мощность более 2200 м. Он сложен ордовик-нижнесилурий-

скими терригенными толщами. Сюда же входят нижнедевонские (?) вулканогенные образования агаджальской свиты. От вышележащих толщ он отделен отчетливо выраженным стратиграфическим и угловым несогласием. Песчано-сланцевые отложения нижнего структурного яруса собраны в крутые изоклинальные складки, которые в современном эрозионном срезе уцелели лишь в виде отдельных обрывков.

Средний структурный ярус сложен карбонатными отложениями девона и низов нижнего карбона и перекрывающими их вулканогенно-терригенными образованиями верхов нижнекаменноугольного отдела. Эти образования создают разобщенные вытянутые карбонатные гряды, в которых с трудом прослеживаются моноклинали, могущие оказаться фрагментами складчатых структур, в значительной мере уничтоженных разрывными нарушениями и многочисленными крупными интрузиями гранодиоритового состава.

Складчатые структуры фрагментарны и в целом для зоны не характерны. Главная особенность ее строения — наличие большого количества различно ориентированных разрывных нарушений, обусловивших блоковое строение.

Разрывные нарушения зоны разделены Е. Г. Красновым на возрастные группы: досреднекаменноугольные, донижнепермские, доверхнепермские и верхнепермско-нижнетриасовые. Наиболее древние и наиболее крупные разломы Кураминского хребта и гор Моголтау ориентированы в широтном и восток-северо-восточном направлениях. Из крупных структуроопределяющих разломов этой группы описаны Бештавакский, Бирюзовый и Каракызтуганский разломы (Геология СССР, т. XXXIV, 1959).

Разломы второй возрастной группы образуют систему дислокаций северо-западной ориентировки. В Моголтау к наиболее типичным структурам этого типа относится Ингирчакский разлом, называемый также «рудным поясом Моголтау». Он контролирует серии даек гранодиоритов и гранит-порфиров и зоны вторичноизмененных пород.

Вдоль разломов северо-восточной ориентировки, образующих следующую возрастную группу, формировались дайковые пояса. Ширина таких зон достигает 2—3 км, протяженность их — несколько десятков километров.

Разрывы и зоны трещиноватости (дайковые пояса) северо-восточного простирания «срезаны» сиенито-диоритами Чорух-Дайронского интрузивного комплекса нижнетриасового (?) возраста. Последний в свою очередь рассечен молодыми разломами меридиональной ориентировки.

Наиболее молодыми являются разломы, образовавшиеся в результате подвижек альпийского времени и сопровождавших их явлений «разваливания» поднимающихся горных масс, что привело к формированию надвигов, по которым палеозойские породы взброшены на мезозойско-кайнозойские отложения окаймляющих впадин.

**Букантау-Карачатырская тектоническая зона** (приразломный прогиб) узкой полосой протягивается от гор Букантау в Центральных Кызылкумах, вдоль северных подножий хр. Нуратау в низкие предгорья Туркестанского и Алайского хребтов. Как единый приразломный про-

гиб, тесно связанный с зоной Южноферганского глубинного разлома, впервые был выделен Д. П. Резвым (1969). Восточная ее часть, в пределах Ферганской долины, гор Каратау, Гузан и Карачатыр, выделена еще раньше Н. М. Синицыным (1949, 1960) под названием Карачатырской тектонической зоны и характерна большой мощностью верхнего палеозоя (8000—9000 м), редкостью эффузивов, не меньшей редкостью интрузий и подчиненным значением карбонатного комплекса девона и нижнего карбона. В сходном же смысле она была названа Карачатырской синклинальной зоной (Резвой, 1959).

В пределы зоны входят поля широкого распространения средне- и верхнекаменноугольных, а также пермских грубообломочных образований, слагающих в Южной Фергане серию крупных и изолированных друг от друга выходов. Важнейшими среди них являются горы Каратау (Ферганские) и Гузан, междуречье Сох—Шахимардан к югу от Шурана и гряда Карачатыр. Среднепалеозойское основание, на котором залегают верхнепалеозойские толщи, во всех перечисленных местах обнажено на весьма незначительных площадях, что не позволяет судить о деталях его тектонического строения. Судя по резко отличному его строению в западной и восточной частях зоны, можно считать, что позднепалеозойский прогиб является образованием, в значительной степени наложенным на более древние структурные элементы. Таким образом, отнесение Карачатырской зоны в категорию *позднегерцинских* образований, как это делает большинство авторов, можно считать оправданным. Карачатырскую складчатую зону следует рассматривать как один из прогибов завершающего этапа геосинклинального развития Южного Тянь-Шаня. Его пространственная приуроченность к Южноферганской зоне глубинного разлома не противоречит тому, чтобы назвать его *приразломным орогенным прогибом позднего палеозоя* (Резвой, 1968).

Рассмотрим строение Карачатырской складчатой зоны, двигаясь с запада на восток. По необходимости здесь будет обсуждаться устройство верхнепалеозойского этажа зоны и только кое-где упоминаться среднепалеозойский этаж. В структурном отношении верхнепалеозойские толщи представляют значительные отличия по сравнению с более древними и характерны относительной простотой своего устройства.

Горы Каратау (Ферганские). Эта горная группа резко выделяется в рельефе Южной Ферганы в виде скалистого и труднодоступного массива и представляет собой новейшее антиклинальное поднятие с палеозойским ядром и крыльями, сложенными породами мезозоя и кайнозоя. Не рассматривая здесь деталей строения молодых отложений, чему посвящен специальный раздел, остановимся кратко на внутреннем строении палеозойского ядра этого поднятия, которое сложено породами среднего и верхнего карбона и частично толщами верхнего девона и нижнего карбона, собранными в серию чередующихся широтных антиклиналей и синклиналей. В одной из антиклиналей обнажены известняки верхнего девона (собственно Каратау), а в другой, южной, — известняки верхнего девона и нижнего карбона (Коктюбе). Складки отличаются спокойными формами, асимметричны, но не обна-

руживают тенденции опрокидываться в какую-либо сторону. На северном склоне Каратау выходят сильно измененные гранитной интрузией конгломераты и сланцы среднего карбона, падающие к северу и покрывающие слоистые известняки верхнего девона. Гранитная интрузия прорывает главным образом известняки, но захватывает и конгломераты. Местами видно, как конгломераты верхнего карбона, падающие к северу под углом  $20^\circ$ , несогласно залегают на известняках, падающих тоже на север, но круче, под углом  $60^\circ$ . Восточнее видно, что конгломераты периклинально облекают погружение антиклинали Каратау. Южнее толща конгломератов и песчаников верхнего карбона образует крупную (до 2 км в поперечнике) асимметричную синклиналь с падением в северном крыле  $45-50^\circ$ , а в южном —  $30^\circ$ .

В юго-восточной части массива Каратау, около небольшой вершины Коктюбе, на дневную поверхность выведены известняки девона и нижнего карбона, образующие антиклинальную складку, прослеживающуюся и на запад, где обнажаются самые нижние горизонты верхнего карбона. Серия широтных разломов осложняет крылья и замок складки.

К югу от массива Каратау расположено вытянутое в широтном направлении небольшое молодое поднятие Курганташ, сложенное известняками девона и песчаниками верхнего карбона, образующими веерообразную антиклиналь. Границы поднятия проходят по системе разломов, ограничивающих его с юга и севера. В современном рельефе вдоль южного разлома образовался недоступный скалистый обрыв девонских известняков высотой 200—300 м. В южном крыле этого нарушения с крутыми, а иногда и перевернутым залеганием выходят юрские, меловые и палеогеновые отложения, образующие подвернутую синклиналь. Падение разлома крутое, северное, с углами  $60-80^\circ$  (рис. 5). Несколько условно системе разломов, ограничивающих Курганташский грабен, придается значение одного из северных поверхностных проявлений Южноферганской ветви глубинного разлома.

Горы Гузан образуют характерную и обособленную гряду, занимающую междуречье Исфара—Сох, и представляют собой в новейшей структуре антиклинальное поднятие с пологим северным и оборванным по крутому разлому южным крылом. Крылья поднятия, как и у Каратау, сложены мезозойскими и кайнозойскими отложениями, которые резко несогласно налегают на палеозойское ядро, имеющее свое, не связанное с ними строение. Средне- и верхнекаменноугольные сланцы и песчаники ядра собраны в ряд простых антиклинальных и синклинальных складок широтного и даже северо-западного простирания. Самая высокая часть гор Гузан сложена слоистыми, темными, доломитизированными известняками девона, образующими небольшой тектонический останец, лежащий на верхнем палеозое.

В более южной полосе отложений верхнего палеозоя, которые также входят в Карачатырскую складчатую зону, следует упомянуть антиклиналь Чор, прорезанную долиной р. Исфары к югу от города того же названия. Эта антиклиналь сложена терригенной толщей песчаников, сланцев и конгломератов среднего и верхнего карбона. Ширина складки в долине р. Исфары достигает 2 км. Северное, более

пологое крыло падает под углом  $60^\circ$  на север, южное — местами стоит вертикально, местами падает тоже к северу под углом  $75-80^\circ$ . Намечается погружение шарнира складки к востоку. С юга антиклиналь Чор отделена от силурийских отложений гор Сургун крутым разломом сбросового типа. Весьма вероятно, что на западе этот разлом, названный Шурабским (Резвой, 1959), соединяется с Курганташским и входит вместе с ним в северную ветвь Южноферганского глубинного разлома.

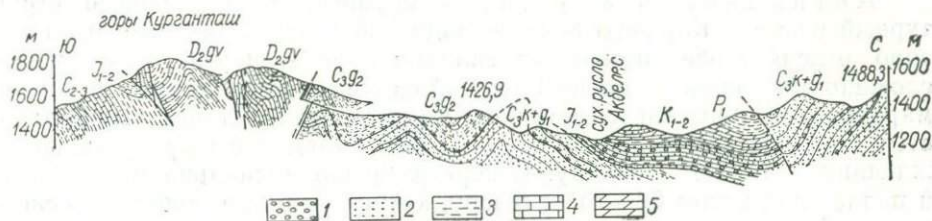


Рис. 5. Геологический разрез через горы Курганташ, урочище Акбелес, южные склоны гор Каратау:

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глины и аргиллиты; 4 — известняки; 5 — мергели.

На правом берегу р. Исфары по Шурабскому разлому силурийские сланцы, круто падающие к северу, соприкасаются с конгломератами и песчаниками верхнего палеозоя, падающими тоже к северу, но более полого. Зона разлома на востоке выражена менее отчетливо, хотя и здесь для нее характерно обилие зеркал скольжения и брекчирование.

Междуречье Сох—Шахмардан. В северных предгорьях Катрантау в пределы зоны входит серия сравнительно простых складок, сложенных намяурскими, средне- и верхнекамменноугольными отложениями. С юга верхний палеозой ограничен крутым Южнокатранским разломом, падающим к северу, а местами к югу под углом  $60-90^\circ$ . С севера поле развития верхнего палеозоя ограничено горстообразным блоком среднедевонских хлоритовых сланцев («канская свита») и интрузией ультраосновного состава (Канская интрузия). С севера и юга горст ограничен серией крутых разломов. Южнокатранский разлом и разломы канской интрузивной полосы входят в систему северной ветви Южноферганского глубинного разлома.

Горы Карачатыр. В западной части этих гор преобладают терригенные отложения верхнего, а в восточной — среднего палеозоя. В структурном отношении здесь можно выделить две крупные синклинали — Западнокарачатырскую и Тулейканскую, разделенные антиклиналью Улугтау. Первая из них представляет собой складку с пологими ( $25-30^\circ$ ) крыльями, сложенными песчаниками и сланцами среднего карбона и ядром из пород верхнего карбона и нижней перми. Небольшим антиклинальным перегибом синклинали делится на две ветви, шарниры которых воздымаются к востоку.

Тулейканская синклинали представляет собой широкую и очень плоскую мульду шириной около 12 км, ядро которой сложено красноватыми песчаниками верхней части нижней перми, горизонтально и несогласно лежащими на песчаниках и сланцах верхнего и среднего

карбона с углами падения, достигающими в крыльях 40—50°. С севера и юга синклиналь ограничена крутыми разломами, по которым с верхним палеозоем соприкасаются породы силура и девона, залегающие и в основании всей структуры. Шарнир синклинали слегка воздымается к востоку и более сильно к западу, что приводит здесь к отчетливо выраженному центриклинальному замыканию слоев, слагающих складку (рис. 6).

Антиклиналь Улугтау — крупный положительный структурный элемент Карачатырской складчатой зоны и, как уже было сказано, отделяет обе упомянутые складки друг от друга. Ядро складки сложено эффузивно-сланцевой толщей силура и девона, крылья хорошо маркированы линзами известняков, по которым отчетливо вырисовывается западное переклиналиное замыкание складки с шарниром, погружающимся также к западу. Северное крыло антиклинали — крутое и падает под углом 60—70° к северу, южное — более пологое и осложнено небольшой дополнительной складкой. На западе силур-девонское ядро погружается под несогласно налегающие породы среднего карбона, которые в более простой форме повторяют периклиналиное замыкание складки. В буровой скважине, заложенной в осевой части антиклинали, неподалеку от месторождения Чанкой пройдено небольшое тело гранодиоритового состава. Абсолютный возраст породы, определенный калий-аргоновым методом, составляет  $345 \pm 10$  млн. лет, что указывает на девон (Лаборатория Львовского университета, аналитик О. В. Цюнь).

В южной части Карачатырской складчатой зоны в разрезах долины р. Араван можно видеть восточное продолжение антиклинальной структуры Улугтау. Здесь наблюдается общее северное падение всех толщ, намечающее как бы северное крыло поднятия, и обилие широтных крутых разломов, образующих сплошную зону дробления. В гряде Кызыл-Кунгей известен небольшой выход гранодиоритов, прорывающих силурийские сланцы и перекрытый юрскими сложенностями, лежащими на его размытую поверхность. Абсолютный возраст, определенный калий-аргоновым методом, составляет  $413 \pm 18$  млн. лет, что указывает на силурийско-нижнедевонский возраст (определено там же).

Таким образом, девонские гранодиориты, уже дважды зафиксированные в пределах Букантау-Карачатырской тектонической зоны, являются, видимо, специфической принадлежностью ее среднепалеозойского основания, что сближает ее с областью Кураминского хребта, где девонский интрузивный магматизм известен. Вся полоса интенсивной нарушенности крутыми разломами и раздробленности, столь характерная для южной части ущелья р. Араван при выходе его в Наукатскую впадину, принадлежит уже к северной (главной) ветви Южноферганского глубинного разлома. Отсюда вся эта зона протягивается к *Акбурынскому горсту* и далее к горам Алдыяр.

Общие контуры зоны Южноферганского глубинного разлома. В пределы зоны глубинного разлома включено пространство к югу от Букантау-Карачатырской зоны, характерное, как уже указывалось, чрезвычайной формационной пестротой и обилием

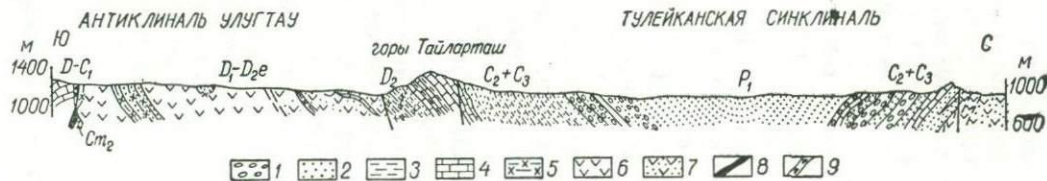


Рис. 6. Геологический разрез через восточную часть гор Карачатыр:  
 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевриты и аргиллиты; 4 — известняки; 5 — кремнистые сланцы; 6 — диабазы и диабазовые порфириты; 7 — туфы диабазов; 8 — серпентиниты; 9 — тектонические брекчии.

отдельных тектонических блоков общей вытянутой формы с ориентировкой в широтном или запад-северо-западном направлении. Обилие отдельных тектонических блоков не позволяет дать детальное описание каждого и вынуждает к обобщениям.

Что касается контуров глубинноразломной зоны, то на западе она проходит вдоль северных склонов хр. Нуратау, а затем входит в низкие предгорья Туркестанского хребта, лежащие к северу от линии, проходящей вдоль широтной впадины Исфана—Рават—Самаркандек. Восточнее в зону входят горы Сухумтау и Сарисаит на обоих берегах р. Исфары, еще восточнее южная граница зоны выходит через урочище Булакбаши и Карабулак в Хайдарканскую долину, а затем через долины рек Шивали и Аксу в урочище Томаша, расположенное на между-речье рек Шахимардан и Исфайрам.

Некоторые трудности появляются с определением южной границы к востоку от р. Исфайрам, где разрезы всех зон сильно изменяются в широтном направлении и где большое значение приобретают структурные элементы северо-восточной ориентировки. На правом берегу Исфайрама эта граница условно проведена вдоль северо-западного подножия гряды Джелбелес и далее по южному подножию гор Яурунтуз. На правом берегу р. Абшир граница проходит вдоль системы разрывных нарушений и вдоль полосы смятия северо-восточного направления (*Абширская структура*, по В. С. Сафину и др.), а далее снова широтно по южным подножиям гряд Алтынказык и Улукан.

С севера Южноферганская зона несколько условно ограничена появлением мощных накоплений верхнего палеозоя, намечающих собой особую, уже описанную Букантау-Карачатырскую тектоническую зону.

Восточное продолжение зоны Южноферганского глубинного разлома изучено совершенно недостаточно. Исходя из общих структурных построений, можно предполагать, что она проходит через так называемый *Акбуринский горст* — сильно раздробленный блок средне- и верхнепалеозойских пород в 12 км к югу от г. Ош, имеющих все признаки принадлежности к разрезам сокращенного типа. Дальнейшее продолжение глубинного разлома следует искать в долине р. Тар, на стыке палеозойских простираций Восточного Алая и Ферганского хребта. Не исключено, что крайним восточным продолжением этой важнейшей шовой зоны в пределах Советского Тянь-Шаня является граница между Нарынтауской и Джангаджирской зонами (А. Е. Довжикова, 1956) в Атбашинском хребте, где приходят в соприкосновение Нарын-Сарыджаская геоантиклиналь и геосинклинали хр. Кокшаалтау; вдоль зоны заложен Джамандаванский приразломный прогиб верхнепалеозойского возраста.

Отдельные структурные элементы Южноферганской зоны описываются с запада на восток.

Скалистые гряды Алмолы и Уртантуз, занимающие между-речье Аксу—Ляйляк, и их восточное продолжение — горы Тохтабуз, сложенные известняками лудлова, нижнего и среднего девона и нижнего карбона, характерны своим чешуйчато-блоковым строением с преобладанием моноклиналей, падающих к северу. Взаимное перемещение

блоков относительно друг друга достигает сотен метров, а местами 1—2 км. В грабенообразных понижениях кое-где сохранились верхнепалеозойские терригенно-эффузивные образования, несогласно залегающие на известняках. Разрывные нарушения имеют здесь широтное простирание и крутое южное, реже северное падение. Реже встречаются диагональные разломы типа взбросов северо-западного и северо-восточного направлений. В районе Сулюкты интересной особенностью сланцевой силурийской полосы между грядями Алмолы и Уртантуз является присутствие глыб известняков со среднекембрийской фауной, впервые собранной Д. П. Резвым (1953). Д. А. Старшинин, А. В. Алексеенко (1968) и Б. В. Яскович (1962, 1964) приводят более подробное описание кембрийских образований, причем два первых автора вопреки третьему доказывают вторичность залегания кембрийских глыб, погруженных в силурийскую толщу с граптолитами. Подобное же залегание среднекембрийских глыб в ур. Шодымир впервые описано В. Н. Вебером (1934).

Система известняковых моноклиналей гор Тохтабуз по крутому разлому граничит на юге с толщей венлок-лудловских сланцев, дающих небольшие по площади выходы около селений Исфана и Ляйляк.

В бассейне р. Исфары вся система известняковых моноклиналей косо пересечена наложенной на нее новейшей тектонической депрессией Рават-Самаркандек. Продолжение структур Тохтабуза следует видеть в скалистом массиве, прорезанном ущельем р. Исфары (горы Сухумтау, Сарысаит, Тешикташ и др.). В горах Сухумтау прослеживается сходное с Тохтабузом чешуйчато-блоковое строение с преобладающим моноклиналильным падением известняков к северу и реже к югу и с многочисленными крутыми разломами. В общей структуре здесь могут быть намечены две крупные складки: синклиналь к северо-востоку от р. Андыген с известняками нижнего и среднего девона в ядре и антиклиналь на левобережье р. Исфары, сложенная известняками лудлова с крутым южным и относительно пологим северным крыльями. Восточнее одно крыло срезано разломом, а другое переходит в моноклиналь известного Матчайского разреза, вскрытого ущельем р. Исфары. Матчайская моноклиналь представляет собой довольно сложную структуру с характерными для нее надвинутыми друг на друга чешуями тоже моноклиналильного строения. В некоторых блоках сохранились небольшие складки или их части. В горах Сарысаит, на правом берегу р. Исфары, наряду с карбонатными породами лудлова, девона и нижнего карбона, в строении складок принимают участие и верхнепалеозойские терригенные образования, как это показал В. Б. Аверьянов.

Андыгенский разлом. Вдоль южной окраины южноферганской зоны проходит полоса сокращенного среднепалеозойского разреза («Баульско-Карагурская подзона», по Г. С. Поршнякову, 1968), где на терригенную толщу силура и нижнего девона ложатся кремнисто-карбонатные отложения шаланской свиты (верхний девон—башкирский ярус, по Б. В. Пояркову). Полоса сокращенного разреза прослежена с некоторыми перерывами к востоку от р. Ляйляк и далее от окрестностей сел. Ворух до устья р. Карабулак. На всем этом протяжении

полоса сокращенного разреза отделяет Туркестано-Алайскую зону от описанной выше полосы карбонатного осадконакопления Южноферганской зоны (горы Сухумтау, Сарысаит и др.). Ширина полосы сокращенного разреза не превышает 2—3 км. По А. М. Лященко, вдоль этой зоны проходит один из самых южных разломов Южноферганской зоны — Андыгенский, входящий в общую глубинноразломную систему. Восточное продолжение разлома может быть протрассировано через Хайдарканскую долину, долину р. Шивали и вдоль южной окраины урочища Томаша в междуречье Шахимардан—Исфайрам.

Хайдаркан. В северную часть полосы сокращенных разрезов попадает и Хайдарканское рудное поле с его характерной антиклинальной структурой, осложненной серией мелких надвигов с севера. Особенности строения Хайдарканской гряды заключается в отсутствии карбонатных средне- и верхнедевонских отложений, большой мощности нижнекаменноугольных известняков и наличии пачки терригенных верхнепалеозойских пород, венчающих разрез.

**Вулканогенно-терригенно-гипербазитовый пояс Сартале-Охна-Томаша.** Этот узкий широтный пояс характерен развитием терригенного и вулканогенного силура и нижнего девона, прорванных линейно вытянутыми телами пироксенитов и перидотитов, почти нацело превращенных в серпентиниты. В интерпретации некоторых исследователей (Поршняков, 1962, 1968 и др.) вся эта полоса является ядром *крупного синклинория*. По нашему мнению, пояс, сложенный древними породами и обрамленный по бокам более молодыми образованиями, скорее похож на ядро антиклинория. Поскольку в строении полосы намечается отчетливая антивергентность с надвиганием ядерной части на крылья, сложенные более молодыми породами, следует говорить о веерообразном антиклинории.

Пояс Сартале-Охна-Томаша протягивается от урочища Шодымир на западе, через впадину Чорку-Бужунь в долину Соха, затем через впадины Сартале-Охна переходит на правый берег р. Шахимардан и прослеживается дальше под молодыми отложениями урочища Томаша. На правом берегу р. Исфайрам широтно простирающиеся силурийские и нижнедевонские отложения пояса упираются в разлом северо-восточного простиранья, проходящий у подножья гряды Джелбелес, сложенной известняками девона и нижнего карбона. Таким образом, непосредственного соединения пояса с областью широкого развития вулканических пород в бассейне рек Чиле и Киргизата не происходит.

В стратиграфическом разрезе этой полосы в междуречье Исфара—Сох преобладают терригенно-эффузивные образования, представленные чередованием разноцветных яшм, темных глинисто-кремнистых сланцев, туфопесчаников, туфоконгломератов и темно-зеленых и черных шаровых лав, диабазовых порфиритов, диабазов, мандельштейнов и спилитов. В сланцах собраны граптолиты силурийского возраста. Некоторые исследователи (В. Б. Аверьянов и др.) по косвенным признакам склонны считать эффузивную толщу среднекаменноугольной, что, видимо, не доказано. В междуречье Сох—Шахимардан в продольной тектонической долине Сартале-Охна присутствует толща, преимуще-

ственно состоящая из диабазов, порфиринов и их туфов. На меридиане Хайдаркана, в долине Сартале обнажена свита, состоящая из диабазов, порфиринов и туфов с редкими прослоями филлитов и мраморизованных известняков, прорванная линейно вытянутыми, крутопадающими телами перидотитов и пироксенитов. Местами отмечены сильные контактовые изменения вмещающих пород (скарновое месторождение магнетита Надир).

В структурном отношении следует отметить чрезвычайно сильную раздробленность пород, слагающих вулканогенно-гипербазитовый пояс. Местами наблюдаются зоны плейчатости и сплошного истирания. В южной части установлено опрокидывание мелких складок к югу, в северной — к северу.

Если учесть, что породы пояса несколько надвинуты на юг (Хайдарканская гряда) и на север (гряда Катранбаши), то достаточно отчетливо обрисовывается ядро сложного веерообразного антиклинория. Напомним, что этот антиклинорий был выделен уже в 1944 г. Д. П. Резвым под названием Катранского, а позже фигурировал у того же автора как «антиклинальное поднятие Охна-Томаша» (1959). Около сел Охна Н. М. Синицыным (1960) и другими исследователями установлено непосредственное налегание известняков висте на сланцы венлока.

На востоке продолжением долины Охна-Сартале является урочище Томаша. Обнажающиеся здесь силурийские сланцы являются, по мнению Н. М. Синицына, ядром «крупной варисской антиклинали», т. е. прямым продолжением структуры, намеченной в междуречье Сох—Шахмардан. Ишметауский разлом ограничивает пояс Охна-Сартале с юга и наиболее отчетливо в районе Хайдаркана, где по нему, имеющему здесь сравнительно пологое падение ( $50^\circ$  к северу), силурийские образования надвинуты на нижний и средний карбон рудного поля.

Южнокатранский разлом, по которому терригенные породы пояса надвинуты на карбонатный разрез хр. Катранбаши, падает к югу под углом  $45-50^\circ$ . В современную структуру пояс Охна-Томаша входит как ограниченная разломами тектоническая депрессия типа грабена.

Карбонатные моноклинали. Известняковые гряды, входящие в состав Южноферганской зоны, образуют в рельефе достаточно высокие, скалистые и обрывистые, плосковерхие передовые хребты Катранбаши и Катрантау, Ярунтуз и Акташ-Боорды, Алтынказык и Улукан и создают ту ландшафтную зону, которую называют зоной низких предгорий Туркестанского и Алайского хребтов. Интересной особенностью карбонатных пород, слагающих все эти невысокие горы, является их образование в отдельных седиментационных прогибах, разделенных поднятиями, о чем свидетельствует исключительно резкая смена стратиграфических разрезов девона и карбона с выпадением местами значительных частей разреза на весьма коротких расстояниях (рис. 7). Причину столь резкой изменчивости следует искать в насыщенности всей Южноферганской зоны большим числом долгоживущих и очень активных разломов. Об этом же свидетельствует и исключительная линейная вытянутость всех слагающих зону структурных элементов. Впервые специфическая неустойчивость среднепалеозойских стратигра-

фических разрезов была подмечена Н. М. Синицыным (1949, 1960), а формы осадконакопления были названы *антиклинальными отменями* и *седиментационными мульдами*. Глубокий смысл идеи Н. М. Синицына становится все более очевидным по мере того, как по региону накапливаются новые детальные материалы. Рассмотрим отдельные гряды более подробно.

**Горы Катран.** На левом берегу р. Сох, около с. Каратокой, массивные известняки визейского яруса несогласно ложатся на силурийские сланцы и, падая к югу (30—40°), дают начало *моноклинали*

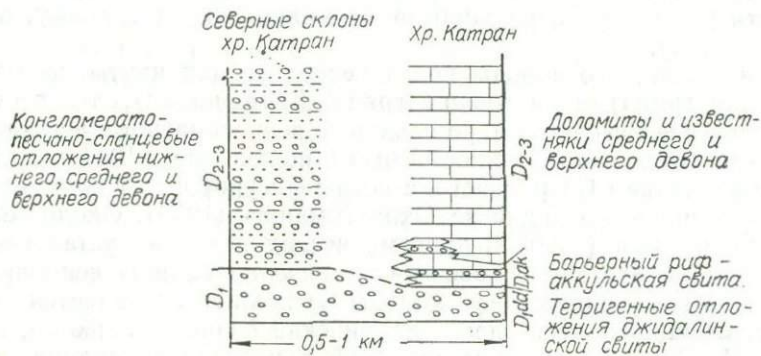


Рис. 7. Характер взаимоотношения карбонатного и терригенного разрезов северных склонов хр. Катран.

**Катранбаши**, которая тянется отсюда на восток и создает в рельефе скалистую горную гряду того же названия. На правом берегу р. Сох в строении моноклинали участвуют тонкослоистые, доломитизированные известняки среднего девона. С юга на нее надвинуты силурийские сланцы и эффузивы пояса Сартале-Охна. К востоку от меридиана Хайдаркана известняки Катранбаши из разреза исчезают. Общая протяженность моноклинали составляет около 35 км.

**Моноклинали Катрантау** расположена кулисообразно севернее и восточнее и отвечает в рельефе одноименному хребту с выровненным и плоским водоразделом. Моноклинали сложена мощными известняками нижнего карбона, покоящимися на доломитизированных известняках верхнего и среднего девона, которые в свою очередь залегают на терригенной толще нижнего девона. Ниже ее лежат сланцы и песчаники лудлова и венлока. Падение южное, вполне сходное с падением моноклинали Катранбаши. Последняя отделена от Катрантау узкой полосой сокращенного разреза. По крутому разлому моноклинали Катранбаши приподнята относительно Катрантау. Как уже указывалось, обе моноклинали ограничены с юга Южнокатранским взбросом. Этот разлом, служивший в среднем палеозое южным ограничением седиментационного прогиба обоих Катранов, испытал в новейшую тектоническую эпоху активизацию, в результате чего изменились соотношения между опущенным и поднятым крылом. Так, около сел. Охна

в настоящее время по разлому разобщены красноцветные меловые отложения, в южном крыле (долина Охна) красноцветы лежат на абсолютной отметке 1400 м, а рядом на плоском водоразделе Катрантау подняты до высоты 2200 м. Все это может указывать на долгоживучесть Южнокатранского разлома. На севере визейские известняки Катрантау соединяются с известняками горы Ичкаль, образуя пологий антиклинальный перегиб. Интересно отметить, что если в Катрантау известняки визе налегают на известняки среднего девона, то на г. Ичкаль лежат на конгломератах нижнего девона или прямо на сланцах силура. Подобное же несогласное залегание отмечено и в 7 км южнее, около сел. Охна, что позволило Н. М. Сеницыну (1960) выделить Катранскую *седиментационную мульду*, ограниченную поднятиями или *антиклинальными отмеями*.

На востоке моноклиналь Катрантау соединяется с известняковой грядой Яурунтуз, прорезанной долиной р. Исфайрам и доходящей до р. Абшир. Общая протяженность моноклиналей Катранбаши—Яурунтуз составляет свыше 100 км при наибольшей ширине, не превышающей 5—6 км. Северное ограничение обеих моноклиналей к востоку от долины р. Шахимардан следует проводить по системе крутых разломов, по которым с известняками граничит узкая полоса развития сильно сокращенного среднепалеозойского разреза с относительно маломощным силуром, ниже- и среднедевонскими конгломератами (свиты *джидале* и *караджегач*) и терригенно-кремнистым наюрмом (*шаланская свита*). Разрез подобного типа известен в долинах Джидале (правый приток Шахимардана), на Чаувае (правый приток р. Исфайрам) и в долине Багарча (левый приток р. Абшир). Часто эту полосу сокращенных разрезов называют *Чаувайской зоной* или *подзоной*. Ширина ее совсем невелика и не превышает 3—4 км. В структурном отношении Чаувайская зона характерна развитием мелких, опрокинутых к северу складок, хорошо прослеживающихся в разрезе долины р. Абшир и подробно описанных В. Б. Горяновым. Терригенная толща этой полосы надвинута на известняковый массив Боарды по относительно пологому Чаувайскому надвигу, с которым и связано одноименное ртутное месторождение. В аспекте среднепалеозойской истории Джидале-Чаувайскую полосу следует рассматривать как узкую кордильеру-поднятия, разделявшую прогибы с карбонатным осадконакоплением друг от друга. Следует упомянуть о весьма интересной точке зрения Б. В. Пояркова (1963, 1969), который склонен считать, что зоны сокращенных разрезов возникли на местах некомпенсированных среднепалеозойских прогибов. В этом случае карбонатные гряды окажутся образованными не в прогибах, а на поднятиях-кордильерах, что перекликается с мнением Г. А. Каледы об образовании рифогенной кремнистой и вулканогенной формаций в Юго-Восточной Фергане (1960, 1962, 1966).

Следует отметить, что в долине р. Абшир к северному контакту известняков Яурунтуза приурочен пояс основных эффузивов и ультраосновных серпентинизированных пород, что придает контакту глубинно-разломный характер. Очевидно, Чаувайская зона приурочена к одной из ветвей Южноферганской системы глубинного разлома.

На правом берегу р. Абшир, на его водоразделе с р. Маляран, моноклираль Юрунтуз теряет мощность слагающих ее известняков и срезается системой разломов северо-восточного направления (*Абширская структура*, по А. Осетрову, В. Сафину и др.).

Гряды Акташ-Боарды-Каузан. К северу от терригенной полосы Джидале-Чаувай снова высится гряда известняков, тянущаяся от р. Шахимардан на западе, до р. Абшир на востоке, что составляет около 50 км. В западной части гряды носит название Акташ, в средней — Арпалык, в восточной — Боарды и Каузан; везде она сложена известняками среднего и верхнего девона, нижнего и низами среднего карбона. По своему строению гряда тоже может быть названа моноклиальной с южным падением, хотя ее западное окончание в долине Шахимардана (горы Акташ) имеет антиклинальное строение. Здесь известняки нижнего и среднего карбона перекрыты по надвигу силурийскими терригенными образованиями. В крайнем западном положении каменноугольные известняки вскрыты в скважинах, расположенных в 1 км западнее последних выходов известняков на дневную поверхность (Кадамджайское рудное поле). Природа этого нарушения остается недостаточно выясненной. Очевидно, надвигание терригенных толщ на карбонатные возникло, как и во многих других местах, там, где известняки и доломиты естественным образом выклиниваются, а испытывающие поднятие более пластичные терригенные толщи гравитационно расползаются и покрывают менее пластичные карбонатные. Явление подобного надвигания отмечено и восточнее — в горах Арпалык и в долине р. Чаувай, о чем уже упоминалось выше. С северной стороны вся известняковая гряда Акташ-Боарды-Каузан обрезана по крутому разлому. В ряде мест ее пересекают северо-восточные нарушения. Восточное окончание гряды, сложенное каменноугольными известняками, имеет характер сундучной антиклинали с крутым погружением к востоку (долина р. Абшир). Следует заметить, что здесь складка обрезана по системе разломов северо-восточного направления, точно так, как на этом же меридиане в расположенной южнее гряде Юрунтуз. Назвать структуру Боарды-Каузан *антиклинорием*, как это делает Г. С. Поршняков (1968), вряд ли есть какие-либо основания, потому что в современной структуре это моноклираль с сохранившимся кое-где южным крылом сравнительно небольшой антиклинали (рис. 8). В качестве седиментационной структуры вся гряда должна рассматриваться как средне-позднедевонский и ранне-среднекаменноугольный прогибы.

Наиболее восточной структурой совершенно сходного строения является моноклираль гор Алтынказык и Улукан, сложенная известняками среднего и верхнего девона и нижнего карбона. Моноклираль протягивается более чем на 40 км от долины р. Чиле на западе до р. Кырк-кичик на востоке. Падение известняков повсеместно направлено здесь на юг и юго-восток. Следует отметить, что в этой части Южно-ферганской зоны известняковые разрезы девона формировались одновременно и параллельно с толщами терригенно-вулканогенного состава, содержащими большое количество кремнистого материала. По мнению

Г. А. Каледы (1960, 1966), карбонатные толщи образовались здесь на поднятиях-кордильерах и принадлежат рифондной формации, чем и отличаются от более западных гряд, где шло накопление карбонатно-пелитоморфной доломитовой формации. Рядом в прогибах шло образование терригенно-вулканогенной и кремнистой формаций.

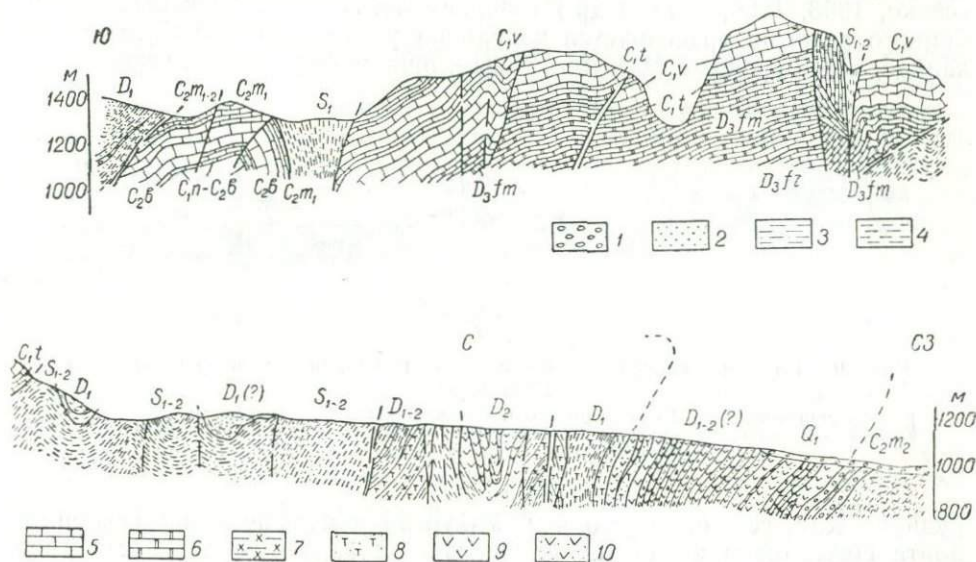


Рис. 8. Геологический разрез долины Ходжагарса:

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — известняки; 6 — доломиты; 7 — кремнистые сланцы; 8 — туфопесчаники; 9 — диабазы и диабазовые порфириты; 10 — туфы диабазов.

Баткен-Ваудильский пояс силурийских терригенных отложений тянется вдоль низких предгорий Туркестанского и Алайского хребтов в том месте, где они переходят в Ферганскую депрессию. Стратиграфический разрез этого пояса характерен присутствием наиболее низких горизонтов силурийского терригенного разреза (ландовери, венлок), конгломератами нижнего и верхнего девона и почти полным отсутствием других среднепалеозойских отложений. Местами здесь отмечено несогласное налегание визейских известняков непосредственно на силурийских сланцах. К востоку от долины р. Шахмардан широко развиты эффузивно-терригенные образования среднего палеозоя.

В западной части пояса, между долиной р. Исфары и урочищем Баткен-Бужунь, силурийские сланцы образуют ряд асимметричных антиклиналей с тенденцией опрокидываться к северу. На северном склоне гор Катрантау характерно развитие мелких складок, наклоненных к северу и осложняющих общее южное падение всей толщи; складки здесь сильно пережатые и часто изоклинальные. Число таких мелких складок

к северо-востоку от г. Ичкаль достигает, например, полутора десятков. На правом берегу р. Шахимардан терригенная полоса сужается и несколько уступает место вулканогенному поясу, тянущемуся отсюда далеко на восток.

Северная ветвь зоны Южноферганского глубинного разлома. В настоящее время в работах ряда геологов (Алексеевко, 1968, 1969, 1971 и др.) северная ветвь Южноферганского глубинного разлома трассируется из района угольных копей Сулюкта на западе, через урочище Мадыген, горы в районе сел. Баткен, через район

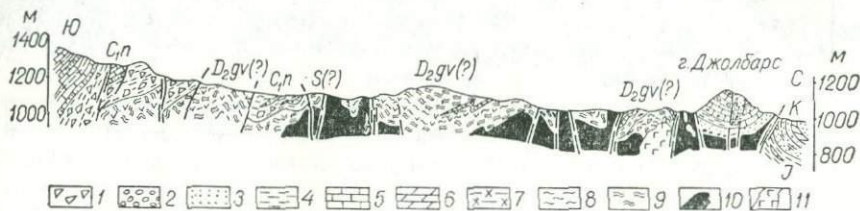


Рис. 9. Геологический разрез правобережья Шуран-сай и района горы Джолбарс:

1 — брекчи основания; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — аргиллиты; 5 — известняки; 6 — доломиты; 7 — кремнистые сланцы; 8 — хлоритовые сланцы; 9 — серицит-хлоритовые сланцы; 10 — серпентиниты; 11 — габбро.

рудника Кан, селения Вуадиль и Учкурган и дальше вдоль северного борта Наукатской котловины к ущелью на р. Акбура в 12 км выше г. Ош (*Акбуринский горст*). Восточное продолжение этой протяженной тектонической зоны может только предполагаться в горах Алдыяр и в долине р. Тар на стыке Алайского и Ферганского хребтов.

Поверхностным выражением глубинного разлома здесь следует считать систему широтных сбросов, а местами и надвигов, которые густой сеткой покрывают всю ступень низких предгорий и обуславливают весьма сложную тектоническую структуру всего региона. Вдоль шва широко развиты проявления эффузивного магматизма, известные в силуре и позднем палеозое. Интрузивная деятельность проявилась внедрением гипербазитовых и базитовых тел в районе рудника Кан (рис. 9). Возраст крупнокристаллического биотита из зон нарушения гипербазитов, определенный калий-аргоновым методом, составляет  $365 \pm 12$  млн. лет, что отвечает девону. Следовательно, сами гипербазиты являются более древними (Алексеевко, Цюнь, Чеджемов, 1969б).

На современном тектоническом этапе северная ветвь Южноферганского глубинного разлома стала гранью между погружающейся Ферганской депрессией и воздымающимися хребтами Туркестанским и Алайским.

К северу от этой ветви глубинного разлома начинается область широкого распространения верхнепалеозойских терригенных отложений, называемая большинством авторов Карачатырской, или Букантау-Карачатырской зоной.

История геологического развития зоны. Зона Южноферганского глубинного разлома начала свое развитие в раннем палеозое, а может быть и раньше. Практически, полное отсутствие нижнепалеозойских образований в зоне не позволяет уверенно говорить об этом этапе жизни глубинного разлома. Соответствующие же выводы можно сделать, сопоставляя стратиграфические разрезы прилегающих зон.

Среднепалеозойская история может быть представлена значительно полнее и вырисовывается как развитие сложного пояса блоков, имеющих индивидуальный режим движений. Это подтверждают описанные выше вулканогенные прогибы, пояса сокращенных мощностей, образование которых могло идти в некомпенсированных прогибах, и рифоидные гряды, давшие затем карбонатные моноклинали типа Катрана, Ярунтуза и других. Если прибавить сюда протрузивные образования серпентинизированных гипербазитов и обвально-оползневые накопления, станет окончательно ясной вся сложность среднепалеозойской жизни зоны глубинного разлома.

В позднем палеозое зона Южноферганского глубинного разлома характерна четким разделением на две совершенно отличные друг от друга части. Южная сохранила свое относительно приподнятое положение, северная начала быстро погружаться и заполняться продуктами разрушения южной. В обоих случаях верхнепалеозойские отложения перекрывают зону разрезов среднего палеозоя, но если на юге (низкие предгорья) верхний палеозой практически отсутствует, то в Карачатырской зоне его мощность достигает нескольких километров.

В структурном отношении для всей зоны характерно широкое развитие разрывных нарушений как палеозойского, так и новейшего возраста, сильно затушевывающих картину ее складчатого строения, которая для участков развития отложений среднего палеозоя может быть названа *структурой глыбовых моноклиналей* (рис. 10). Участки, сложенные верхним палеозоем, характеризуются сравнительно простыми складками. Нам представляется, что для столь сложно устроенной блоковой зоны нет смысла говорить о каких-то единых *фазах складчатости*, одновременно охватывающих большие площади. Следует вести речь об усилении поднятия и опускания отдельных блоков, помня, что главными факторами образования складок являются достаточная контрастность движений блоков, а также мощность пород и их пластические свойства.

Любопытной особенностью зоны Южноферганского глубинного разлома служит несомненное наличие надвигов древних пород (силур, девон) на более молодые (Кадамджай, Чаувай, Коралловое ущелье и др.). Во многих случаях надвинутыми оказываются блоки с сокращенным разрезом среднего палеозоя. Усилившееся в начале верхнего палеозоя неравномерное воздымание привело к надвиганию северной ветви зоны Южноферганского глубинного разлома на область с более полными разрезами среднего палеозоя, лежащую южнее (Акташ, Арпалык).



С юга к зоне Южноферганского глубинного разлома примыкает Туркестано-Алайская тектоническая зона и, лежащие на ее восточном и западном продолжениях, Кичикалайская и Нурагинская. Все они, по сравнению с соседней зоной Южноферганского глубинного разлома, отличаются большим постоянством стратиграфического разреза и более крупными структурными формами. Ниже мы кратко рассматриваем только первую из упомянутых зон, поскольку она занимает центральную часть интересующей нас площади. Напомним, что в недалеком прошлом все три зоны, вместе со значительной частью Южноферганской, входили в *зону Высоких предгорий* (по Н. М. Сеницыну, 1949—1960). Необходимость их разделения была продиктована более детальными структурными и формационными исследованиями.

Южная граница этой зоны — цепочка понижений в рельефе вдоль Туркестанского глубинного разлома. На севере граница проводится по южному склону гор Уртантуз; далее по сухим долинам Чорку-Баткен, Сартале-Охна и урочищу Томаша. Сразу же к востоку от долины р. Исфайрам складчатая зона Высоких предгорий теряет свою выразительность и сменяется Кичикалайской зоной, имеющей существенно другой облик.

Ограничив таким образом зону Высоких предгорий, мы получаем возможность рассматривать ее как зону, где имеет распространение, собственно, только один тип палеозойского разреза, отличающийся устойчивостью и постоянством (*алайский тип разреза*, по Г. С. Поршнякову и др., 1961—1968).

Стратиграфия. Изучение стратиграфического разреза северных склонов Туркестанского и Алайского хребтов осуществлялось многими исследователями, но до сих пор не может считаться вполне законченным.

*Силурийские отложения* являются самыми древними в пределах зоны. В основании разреза известны углистые и глинистые сланцы с прослоями кварцевых песчаников, кремнистых пород, скрытокристаллических известняков. Ландоверийские и нижневенлокские граптолиты определяют возраст толщи. Низы ее не вскрыты. Видимая мощность — не менее 500 м.

Выше залегают так называемая *пульгонская свита*, имеющая трехчленное деление. Внизу преобладают углистые сланцы, в прослоях встречаются алевролиты, песчаники. Средняя часть разреза сложена чередующимися глинистыми, песчано-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками. В строении толщи участвуют терригенно-вулканогенные и пирокластические породы кислого, среднего и основного состава. Мощность толщи — 200—350 м.

Верхняя пачка свиты характеризуется увеличением зернистости обломочного материала. Здесь преобладают песчаники, алевролиты, а в виде прослоев присутствуют гравелиты, конгломераты и глинистые сланцы. Мощность пачки — 200—250 м.

Разрез пульгонской свиты охарактеризован граптолитами верхнего венлока и лудлова. Суммарная мощность — 600—700 м.

Верхнелудловский подъярус согласно лежит на нижнем лудлове. На крайнем западе зоны, по Д. А. Старшину, он представлен сланцами, алевролитами, песчаниками с прослоями и пачками известняков, доломитов, мергелей, кремнистых пород, реже гравелитов и конгломератов. В строении толщи принимают участие эффузивные породы и туфы фельзит-порфиров, кварцевых порфиров и андезитовых порфиров. Мощность пачки, содержащей кораллы и брахиоподы верхнего лудлова, — 200—250 м.

Девонские отложения. Нижний девон известен в ограниченном числе мест, где он обычно объединяется с эйфельским ярусом в единую толщу. На западе зоны, к югу от гор Чемендык, по данным Д. А. Старшина, развиты светлые органогенные известняки, в которых собрана разнообразная фауна (кораллы, брахиоподы, строматопоры и криноидеи) нижнего девона и эйфельского яруса среднего девона. В нижней части пачки встречаются невыдержанные прослои доломитов, кремнистых пород, сланцев. Мощность отложений — 400—500 м.

В живетском веке осадконакопление продолжалось в западной части и распространялось на остальную территорию зоны. По-прежнему не происходило осадконакопление в хр. Андыгентау. Живетские отложения часто имеют постепенные переходы к вышележащим образованиям франского яруса. В таких случаях выделяются толщи нерасчлененных пород живетского и франского ярусов. Наиболее полный разрез таких отложений описан на левом борту р. Аксу (Газ). Здесь известняково-доломитовая толща живетского и франского ярусов достигает 1320—1400 м. К востоку и западу мощность отложений уменьшается. На востоке она не превышает 400—500 м. В горах Адыракоу Т. С. Замалетдиновым выделена 360-метровая толща живетских доломитов и 500-метровая живет-франских доломитов и известняков.

На междуречье Шахимардан—Исфайрам мощность живет-франских образований не превышает 800 м. Далее к востоку известняково-доломитовые толщи девонского возраста постепенно выклиниваются. По данным Б. Д. Болгаря, уже в бассейне р. Тегермач весь верхнедевонский отдел (сюда же входит, вероятно, турнейский ярус) имеет мощность всего около 400—500 м.

В южной части Туркестано-Алайской зоны в верховьях рек Кштут и Гомыш Д. П. Резвым (1959) еще в 1939 г. выделена весьма своеобразная свита, получившая название *гомышской*. Она представлена черными, рассланцованными, битуминозными, сильно доломитизированными известняками, часто с сероводородным запахом. Известняки переслаиваются с черными глинисто-песчанистыми сланцами, а местами с прослоями роговообманковых порфиритов и черных яшмовидных пород. Возраст свиты, на основе сборов амфилов, кораллов, остракод и гониатитов, признан живетским, мощность ее достигает 500 м. В лежащих выше известняках также собраны живетские брахиоподы. Появление в разрезе свиты основных эффузивов и терригенного материала

объясняется, видимо, близостью Туркестанского глубинного разлома, ограничивающего зону с юга.

В фаменском веке известняково-доломитовое осадконакопление продолжалось на большей части зоны. На левобережье р. Аксу (Газ) отложения франского яруса перекрыты согласно налегающими доломитами, известняками и доломитистыми известняками, из которых еще В. Н. Вебером (1934) собрана фауна нижнего фамена. Мощность этой пачки — 420—450 м.

Близкий по составу разрез описан Л. Н. Кугураковым в горах Терской. Здесь мощность фаменских отложений увеличивается до 600—800 м.

На востоке в бассейне р. Пум Т. С. Замалетдиновым выделены верхнедевонские известняково-доломитовые отложения, мощность которых превышает 580 м (низы не вскрыты). Б. В. Поярковым (1969) в основании этой толщи обнаружены амфипоры позднефранского и фаменского веков.

Иной разрез верхнего девона известен в хр. Андыгентау. Здесь, как уже отмечалось, живецкие отложения выпадают из разреза, и мощная (720 м) толща известняков, мергелей и доломитов франского возраста без видимого несогласия налегает на терригенные толщи нижнего девона, либо непосредственно на сланцы силура. Фаменские отложения здесь отсутствуют, либо их наличие проблематично. В этом же районе (сай Аякты, левый приток р. Ляйляк) А. М. Лященко (1968) описаны обломочные известняки, содержащие микрофауну верхнего девона. Мощность этих образований — 40—60 м. Еще западнее в этой же толще выходов верхнедевонских пород Д. А. Старшининым выделена толща известняков, обломочных известняков, гравелитов, песчаников и конгломератов. Фауна указывает на принадлежность толщи к фаменскому и турнейскому ярусам. Мощность толщи — 100—200 м. По мнению А. М. Лященко, наличие неустойчивых сокращенных разрезов верхнего девона в хр. Андыгентау объясняется близостью крупного конседиментационного Андыгенского разлома и краевым положением разреза в пределах зоны.

Каменноугольные отложения. Особенностью строения Туркестано-Алайской зоны является полнота и стабильность стратиграфического разреза каменноугольной системы.

*Турнейский ярус* известен всюду в местах распространения отложений верхнего девона и связан с ними постепенными переходами. На западе он входит в состав нерасчлененной толщи фамен-турнейского возраста. На востоке известняково-доломитовые образования турнейского яруса выделены в *карадаванскую свиту*. В среднем течении р. Пум и в низовьях р. Аустан (левые притоки р. Исфайрам) доломиты, доломитистые известняки и известняки турнейского яруса содержат прослой внутри формационных гравелитов и брекчий. В основании пачки присутствуют базальные конглобрекчии, мощность которых не превышает 5—7 м. Суммарная мощность толщи — 250—300 м.

По данным Л. Н. Кугуракова, в хребет Терской в основании турнейского яруса также присутствует горизонт базальной известняково-

доломитовой брекчии, указывающей на размыв подстилающих отложений. Мощность брекчиевого горизонта — 30—60 м. Выше расположена толща слоистых известняков и доломитов серого и темно-серого цвета. Мощность яруса в этом районе увеличивается до 380—450 м.

*Визейский ярус* имеет площадное развитие и сложен слоистыми и массивными мелкозернистыми и афанитовыми известняками серой окраски. Иногда в основании яруса присутствует горизонт известняковой брекчии или брекчированных известняков. Мощность яруса меняется незначительно и обычно составляет 250—300 м. Лишь на междуречье Ляйляк—Сох она повышается до 350—400 м.

*Намюрский ярус* в рассматриваемой зоне неотделим от нижнебашкирского подъяруса. Отложения повсеместно развиты широко и известны как *газская свита*, описание которой впервые дал В. Н. Вебер (1934). Состав свиты постоянен по всей площади ее развития. Это серые и темно-серые слоистые известняки, содержащие прослои, линзы и желваки кремней. Реже встречаются прослои мергелей и алевролитов. Нижний контакт свиты с подстилающими визейскими известняками согласный. Сверху она несогласно перекрыта карбонатными породами верхнебашкирского или нижнемосковского подъярусов. Вероятно, позднебашкирский размыв обусловил резкие колебания наблюдаемой мощности газской свиты. По данным Б. Д. Болгаря, максимальную мощность свита имеет в междуречье Шахимардан—Исфайрам (600—950 м). Такого же порядка мощности (700 м) приведены для характеристики свиты в хр. Андыгентау и Коккуру (П. В. Зайд, Т. С. Замалетдинов, Л. Н. Кугураков). К периферийным частям зоны мощность свиты быстро падает до 300—400 м, а на крайнем западе и севере едва достигает 100 м (по Д. А. Старшину и др.). Резкое уменьшение мощности свиты отмечено в бассейне р. Пум (70—120 м, по Замалетдинову).

*Верхнебашкирский подъярус* начинается брекчированными и конгломератовидными известняками серого и темно-серого цвета. К этой же части разреза обычно приурочены горизонты пестроокрашенных аллитов. Выше они переходят в пятнистые обломочно-детритусовые известняки и серые органогенно-детритусовые и водорослевые известняки. Эти отложения, характерные фауной позднебашкирского возраста, слагают *туюкдангинскую свиту*, залегающую с размывом на газских или визейских известняках. Мощность свиты не превышает 80—85 м.

*Нижнемосковские* известняки постепенно сменяют верхнебашкирские, а в случае отсутствия последних перекрывают газскую свиту и представлены фузулиновыми, водорослево-фузулиновыми, оолитовыми и псевдооолитовыми, слоистыми и массивнослоистыми разностями, мощность которых не превышает 250 м, обычно же составляет 100—150 м.

Нижнемосковские известняки перекрыты карбонатно-терригенной толщей, сложенной сланцами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами. Подчиненное значение имеют известняки, доломитизированные известняки и доломиты. Толща характеризуется невыдержанностью литологического состава. От места к месту резко меняется соотношение мелко- и грубообломочного материала, количество и состав

карбонатных пород и характер сложения толщи. Наряду с нормальным стратиграфическим перекрытием толщей известняков нижнемосковского подъяруса описаны многочисленные случаи резко несогласного налегания ее на различные горизонты досреднекаменноугольных отложений (Резвой, 1959; Силицын, 1960; Лященко, 1969; Старшинин, Аверьянов, 1960 и др.). Перекрывающие толщи отсутствуют. Видимая мощность меняется от первых десятков до 300 м, а иногда повышается до 500—600 м (левобережье р. Абшир). Возрастной объем толщи окончательно не установлен.

По многочисленным фаунистическим остаткам и взаимоотношению с подстилающими толщами, низы описываемого разреза относятся к нижнемосковскому подъярусу. По мнению многих исследователей, формирование ее закончилось в позднемосковское время. Однако Д. А. Старшинин и В. Б. Аверьянов указывают на находки в верхах разреза верхнекаменноугольных водорослей и на наличие среди сланцев, валунов известняков с верхнемосковскими фузулинидами. На основании этих данных они повышают верхнюю возрастную границу толщи до верхнего карбона включительно.

Вероятнее всего, формирование толщи в различных участках площади закончилось в разное время.

Интрузивные породы. В Туркестано-Алайской зоне интрузивные породы занимают незначительные площади. Их петрография и геологическая позиция рассмотрены в работах Ю. А. Арапова (1956), Е. Д. Карповой (1958), З. М. Ляшкевич (1959), Р. Д. Гаврилина (1960), Л. Л. Перчука (1964), Н. Ф. Шинкарева (1966) и др. Предложенные этими исследователями схемы развития магматизма предполагают различную последовательность формирования комплексов.

Опираясь на последние данные Н. Ф. Шинкарева (1966) и учитывая некоторые личные наблюдения над взаимоотношениями интрузивных пород на северных склонах Туркестанского и Алайского хребтов, в пределах зоны можно выделить среднепалеозойский и верхнепалеозойский комплексы.

Наиболее древними являются интрузии основного состава, имеющие крайне ограниченное распространение. Главным развитием пользуются гранитоиды. Они слагают редкие интрузивные тела, расположенные на протяжении зоны от р. Ляйляк до р. Абшир. Наиболее часты штоки и штокообразные тела, имеющие крутые (до вертикальных) контакты с вмещающими породами. В восточной части зоны количество интрузивных массивов заметно увеличивается. Уже за пределами зоны находится крупнейший в регионе Кичикалайский батолит гранодиоритового состава.

В оценке возраста гранитоидного комплекса исследователи региона довольно единодушны, хотя оснований для этого не так уж много. Гранитоиды прорывают карбонатные породы среднекаменноугольного возраста. По этой причине возраст гранитоидов принимается как нижнепермский.

В пределах зоны известны также штоки и дайки щелочного состава, развитые в междуречье Сох—Шахимардан. По данным Н. Ф. Шин-

карева, они составляют часть многофазного комплекса, формирование которого происходило на протяжении пермского и нижнетриасового времени. В комплекс входят мелкозернистые биотитовые граниты, кварцевые, эгириновые и нефелиновые сиениты. Последние являются наиболее молодыми магматическими образованиями.

Анализ абсолютного возраста пород, проведенный для Зардалинского, Урусайского и Ходжаачканского массивов, показывает, что внедрение их происходило в интервале 237—190 млн. лет ( $P-T_1$ ). Разброс цифр, по мнению Н. Ф. Шинкарева, отражает не погрешность методики определения, а является следствием продолжительности формирования пород.

**Тектонические структуры.** В структурном отношении Туркестано-Алайская зона достаточно отлична от лежащих к северу и югу от нее зон глубинных разломов. Относительное литологическое постоянство карбонатного разреза и его значительная мощность способствовали образованию крупных складчатых форм, которые и составляют основу строения этой зоны. Группировка складок в зависимости от их вергентности позволила выделить в пределах зоны крупное складчатое сооружение — Ходжаачканский антиклинорий и ряд других так или иначе связанных с ним.

*Ходжаачканский антиклинорий* выделен впервые Д. П. Резвым в 1939 г. (Резвой, 1959 и др.) в горах Ходжаачкан, в междуречье рек Сох—Шахимардан и может быть достаточно уверенно прослежен от левобережья р. Сох через бассейн р. Шахимардан до р. Исфайрам, т. е. на протяжении 125—130 км при ширине около 25 км.

Рассмотрим строение антиклинория на меридиане рудника Хайдаркан. Южное крыло сооружения образовано крупной синклиналиной складкой (Гомышская синклиналь) с ядром, вскрытым левыми притоками р. Гомыш (бассейн р. Ходжаачкан) и сложенной массивными известняками визе. Оба крыла синклинали падают к северу: южное — полого ( $35-40^\circ$ ), северное — круче ( $70-80^\circ$ ). Значительная часть северного крыла уничтожена разломом, падающим тоже к северу под углом  $55-60^\circ$ . Разлом носит характер надвига, по которому на визейские известняки с севера надвинуты известняки и доломиты среднего девона. Таким образом, складка, слагающая южное крыло антиклинория, имеет все признаки асимметричности и тенденцию опрокидываться в южном направлении. Поперечник складки достигает 5—7 км. При прослеживании к востоку система подобных опрокинутых к югу складок, сложенных известняками девона и карбона, прослеживается вдоль осевой части Алайского хребта вплоть до верховьев р. Исфайрам. Следует указать, что в состав южного крыла антиклинория частично входят и верхнепалеозойские обломочные отложения верховьев р. Ходжаачкан, принадлежащие к зоне Туркестанского глубинного разлома. Они также образуют складки, опрокинутые к югу.

Осевая часть Ходжаачканского антиклинория сложена терригенной толщей силура (ландовери—венлок), образующей систему мелких складок с тенденцией опрокидываться к северу (долины рек Кштут, Гораты, Говиан), на которой с элементами несогласия (разрез около с. Кштут)

залегают доломиты среднего девона. Последние обнажены в осевой части гор Ходжаачкан и образуют относительно простые синклинали и антиклинали без сколько-нибудь выраженной асимметрии и опрокидывания в ту или другую сторону, но с тенденцией погружаться и воздыматься в продольном направлении, что приводит к некоторой мультискладчатости их строения (верховья рек Кштут, Алаудин и др.).

На всем своем протяжении ядро антиклинория нарушено по крутому разлому типа сброса или взброса. К северу от него складки опрокинуты к северу. Западное продолжение этого разлома известно под названием Каравшинского (бассейн р. Исфары).

Следует упомянуть, что осевая часть Ходжаачканского антиклинория прорвана целой серией интрузивных тел гранодиоритового состава. Один из самых западных массивов слагает высшую точку — г. Ходжаачкан (5130 м), другие, более крупные, протягиваются почти непрерывной полосой через высокогорные верховья р. Шахимардан. Самое западное тело, известное под названием Сурметашского массива, пересекает долину р. Сурметаш, доходит до р. Исфайрам и фактически смыкается с крупнейшим интрузивом Алайского хребта — Кичикалайским массивом.

Северное крыло Ходжаачканского антиклинория выражено исключительно четко и сложено мощным карбонатным разрезом девона, нижнего и среднего карбона. Наиболее характерной чертой строения северного крыла являются крупные складки, опрокинутые к северу. В скалистых ущельях, спускающихся к Хайдарканской долине и прорезающих гряды Терскей, строение северного крыла антиклинория видно весьма отчетливо. В ущелье р. Сох, на отрезке между устьем правого притока р. Кштут и с. Таян, на протяжении около 5 км можно наблюдать крупную опрокинутую к северу синклиналь Терскей. Крутое, почти вертикальное южное ее крыло сложено последовательно сменяющимися доломитами и известняками среднего и верхнего девона, известняками визе и намюра. В ядре залегают известняки среднего карбона. Северное крыло синклинали, обладающее пологим южным падением (25—30°), испытывает южнее с. Таян антиклинальный перегиб и начинает круто падать к северу. В более восточных долинах Гораты, Урусу и Говиан не менее отчетливо можно наблюдать комбинацию нескольких антиклинальных и синклинальных складок, опрокинутых в сторону Хайдарканской долины, т. е. к северу. Пучок параллельных складок, образующих северное крыло Ходжаачканского антиклинория, хорошо прослеживается к востоку и западу от района Хайдаркана. Его восточное продолжение доходит до долины р. Шахимардан и огибает погружающееся к востоку ядро антиклинория. Западное продолжение северного крыла Ходжаачканского антиклинория прослеживается в горном узле Алтынбешик, где весь пучок складок испытывает отклонение своего простиранья к юго-западу. Таким образом, и здесь намечается периклинальное погружение ядра антиклинория, сложенного силурийскими и нижнедевонскими терригенными толщами (верховья р. Палал, левый приток Соха). Западнее (уже в бассейне р. Исфары) простиранье пучка становится снова широтным и далее — северо-северо-западным.

**Зона Туркестанского глубинного разлома.** Зона Туркестанского глубинного разлома прослеживается вдоль осевых частей северных склонов хребтов Туркестанского и Алайского на протяжении более 400 км. Западнее она продолжается между хребтами Актау и Нуратау, на востоке она скрыта под четвертичными отложениями Алайской долины. Очень четко выражена южная граница зоны, идущая по молодому разлому, к югу от которого лежит Зеравшанская тектоническая зона. Северная граница, отделяющая зону разлома от Туркестано-Алайской тектонической зоны, проходит по нескольким отдельным разломам и менее прямолинейна, благодаря чему ширина зоны колеблется в пределах 7—18 км.

Впервые Туркестанский глубинный разлом описан на отрезке между верховьями рек Аксу и Ходжаачкан Д. П. Резвым (1958) под названием *Туркестанский глубинный шов* и характеризуется им как «длительно существовавший грабен, ограниченный крутыми разломами, внутри которого лежит область распространения пород верхнего палеозоя, юры и красноцветных очень мощных конгломератов мелового и, возможно, третичного возраста». На других ранних схемах тектонического районирования Тянь-Шаня эта зона фигурирует как *Сурметашская* (Синицын, 1949, 1960), *Алайская синклинали* (Резвой, 1959), *Курганацкая* (Кухтиков, 1963 и др.) и *Туркестанский приразломный прогиб* (Резвой, 1968).

М. М. Кухтиков (1969) описывает *Туркестано-Алайский разлом*, разделяющий его *Зеравшано-Туркестанскую* и *Курганацкую* зоны. Он также выделил *Заамин-Каравианский разлом*, ограничивающий Курганацкую зону с севера, который на отрезке между реками Сох и Каравшин совпадает с северной границей зоны Туркестанского глубинного разлома.

В последние годы при составлении государственной геологической карты было подтверждено существование очень четкого приразломного прогиба, выполненного верхним палеозоем с характерной формацией обвалов, занимающей определенное стратиграфическое положение в его разрезе.

Стратиграфия зоны Туркестанского глубинного разлома отличается от смежных с ней зон значительно большей полнотой разреза. Здесь представлены породы от кембрийских до самых молодых. Фациальные различия и изменения мощностей в разновозрастных толщах, по сравнению со смежными зонами, особенно четко выявляются начиная с позднепалеозойского времени.

Кембрий. Полоса фаунистически охарактеризованных коренных кембрийских пород, самая крупная для Южного Тянь-Шаня, выходит вдоль южного края зоны в бассейнах рек Заамин, Алтыкол, Янгиарык

и Гудундук. Разрез кембрийских отложений здесь представлен всеми тремя отделами (Яскович, 1962). В нижней свите нижне-среднекембрийского возраста выделяется однообразная толща черных тонкоплитчатых филлитов с пачками слюдистых, песчанистых, карбонатно-глинистых сланцев и черных тонкоплитчатых известняков. Мощность этой свиты составляет 1300 м. Нижнекембрийский возраст обосновывается находками археоциатов, среднекембрийский (амгинский) возраст верхов толщи установлен по сборам трилобитов. Средняя толща среднекембрийского возраста (майский ярус), установленная только на правом берегу р. Янгиарык, согласно налегает на нижнюю толщу и представлена чередованием пачек серых тонкоплитчатых известняков, известковистых сланцев и темно-серых филлитовидных сланцев.

Мощность отложений майского яруса — 850—900 м, фауна встречается в них по всему разрезу. Верхняя свита верхнекембрийского возраста, обнажающаяся в бассейнах рек Рабут и Кенкол, также согласно налегает на отложения майского яруса. Это серые тонкослоистые известняки с тонкими прослоями известковистых и глинистых сланцев мощностью 250 м.

*Ордовикские отложения* известны в западной и восточной окраинах зоны Туркестанского глубинного разлома. На западе, по данным Посоховой, Голикова, Шамгунова, они встречаются в урочище Кызылмазар в небольшом тектоническом клине среди нижнесилурийских пород. Д. А. Старшининым в долине р. Рабут установлены ордовикские серые тонкоплитчатые известняки с прослоями известняковых конгломератов, продолжающие здесь сходный разрез верхнего кембрия. В низах разреза в цементе конгломератов собраны трилобиты, характерные для низов тремадокского яруса. Верхняя часть толщи сложена аргиллитами и глинистыми сланцами. Общая мощность ордовикских отложений — 200—250 м. Восточный выход (более крупный по площади) расположен на южном ограничении зоны Туркестанского разлома в нижнем течении р. Коксу (Алайская), в правом борту. Ордовикская толща сложена здесь черными глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников и редкими маломощными линзами известняков. По сборам нижнеордовикских граптолитов в низах толщи возраст ее определяется как ордовикский нерасчлененный (Марушкин, 1959, определения А. М. Обуа). Толща имеет видимую мощность около 200 м и ограничена тектоническими контактами.

*Нижнесилурийские отложения* не характерны для разреза зоны, они, возможно, присутствуют на участке, расположенном к западу от перевала Кумбель в Туркестанском хребте, в виде отдельных выходов темных сланцев и алевролитов, очень сходных по облику с верхнепалеозойскими. Узкие, широтно вытянутые тектонические блоки нерасчлененных венлок-нижнелудловских отложений выделены вдоль северной границы зоны (Каравшинский разлом) в бассейнах рек Ляйляк и Сох, а также в верховьях и среднем течении р. Каравшин. Венлокская часть разреза представлена в этих блоках, по данным В. Б. Аверьянова, олигомиктовыми песчаниками, а нижнелудловская — углистыми, глинистыми сланцами и песчаниками с пачками темных кремней.

*Верхнелудловские отложения* известны на западе зоны в урочище Кызылмазар, где они обнажены в пачке переслаивающихся детритусовых, шламовых и оолитовых известняков с прослоями алевролитов и реже песчаников, с большим количеством брахиопод и фавозитов. Мощность слоев, по В. Д. Чехович (1956), сокращенная и не превышает 250 м. На них согласно ложатся нижнедевонские образования. Восточнее лудловские отложения выходят только в Алайской долине, в бассейне р. Текелик (правый приток Коксу), где они представлены терригенно-карбонатной формацией мощностью 400—600 м.

Таким образом, можно видеть, что верхнелудловские отложения на всем протяжении зоны Туркестанского глубинного разлома сохраняют свой терригенно-карбонатный характер и небольшие мощности.

Девон. Девонские известняки начинают карбонатный разрез зоны Туркестанского разлома и представлены светлыми, часто розоватыми разностями, а начиная со среднего девона (живетский ярус) более темными с прослоями и пачками доломитов. Мощности девона увеличиваются с запада на восток: от 500 м на западе (урочище Кызылмазар) до 1400 м в верховьях р. Исфара и восточнее.

*Каменноугольные образования* продолжают карбонатный разрез. Турнейские породы известны в бассейне р. Зааминсу, где на франских известняках лежат известняки с фораминиферами этренских слоев, выше которых залегают тонкослоистые известняки с брахиоподами турне. Визейские толщи довольно однообразны: это светло-серые массивные известняки, реже более слоистые и темные разности. Мощность их для зоны Туркестанского глубинного разлома трудно определить, так как они встречаются в узких широтно вытянутых выходах, ограниченных разломами. На крайнем востоке зоны визейские отложения представлены своеобразной толщей и налегают с разрывом на лудловские отложения, имея в основании маломощную (1—1,5 м) брекчию из остроугольных обломков известняков и кремней. На брекчии лежат конгломератовидные известняки. В 60 м выше известняки сменяются пачкой переслаивания кремней с окремненными темными известняками. Еще выше лежат кремнистые глинистые сланцы и алевролиты с двумя пачками кремней и кремнистых известняков. Общая мощность свиты, по нашим наблюдениям, достигает 1500 м, а существенно известняковые горизонты имеют мощность около 100 м. Фауна брахиопод и фораминифер собрана нами в базальных слоях известняков.

Карбонатный, почти непрерывный разрез зоны оканчивается известняками нижнемосковского подъяруса. С верхней половины московского яруса, как и в смежной Туркестано-Алайской зоне, начинается разрез терригенных отложений, которые в Средней Азии принято называть верхним палеозоем.

Породы *верхнего палеозоя* обычно выделяются в двух толщах: нижняя объединяет в себе верхнемосковский и низы верхнекаменноугольного возраста, а верхняя — верхнекаменноугольный и нижнепермский.

Нижняя свита сложена более тонким терригенным материалом и имеет местами флишoidalный характер, верхняя представлена в основ-

ном молассоидными. Нижняя толща повсеместно залегает с разрывом на более древних породах вплоть до раннесилурийского возраста. Эта толща имеет неустойчивый состав и изменчива как по мощности, так и по простираению. Сложена она переслаивающимися алевролитами, сланцами и песчаниками с редкими линзами конгломератов, обломочных известняков и кремнистых пород. Характерная особенность толщи — присутствие в ней бескорневых глыб и обломков различного возраста и состава (чаще всего они представлены известняками). Обломки образуют карбонатные горизонты, имитирующие линзы и прослои известняков в терригенных отложениях. Определение фауны из этих «линз» или экзотических глыб приводит к ошибочному определению возраста всей толщи. Мощность свиты на западе, в бассейне р. Зааминсу, по М. М. Посоховой, равная 400—500 м, возрастает для средней части зоны до 1600 м в верховьях р. Исфары, а на востоке, в бассейне р. Коксу достигает 2200 м.

Верхняя грубообломочная часть разреза слабо развита в западной половине зоны, более широко — в центральной и восточной и имеет среднюю мощность 400—800 м, которая на востоке резко возрастает до 2300 м (по данным И. А. Марушкина и М. Н. Соловьевой). Мощные грубообломочные отложения этими исследователями расчленяются по микрофауне на ряд свит. Возраст верхней свиты определен по находкам микрофауны швагеринового горизонта в гальках, как сакмарский ярус нижней перми.

*Изверженные породы* в зоне Туркестанского глубинного разлома имеют незначительное распространение. С разломом следует связывать интрузивы, слагающие приосевые части Туркестанского и Алайского хребтов и расположенные в пределах Зеравшанской тектонической зоны. Размещение интрузивных тел в зоне разлома чрезвычайно неравномерно; в западной части они полностью отсутствуют, мелкие дайкообразные тела аплитовидных гранитов обнажаются только в верховьях р. Расраут. В верховьях рек Аксу и Сох появляются небольшие многофазные интрузивы неустойчивого состава, прорывающие нижнепермские конгломераты. Наиболее ранние представлены габброидами, более молодые — сиенит-диоритами и сиенит-монцонитами, поздние — сиенитами. Интрузии такого типа характерны только для зоны Туркестанского разлома и почти не встречаются в смежных. Восточная часть зоны (бассейны рек Ходжаачкан и Коксу) более насыщена интрузиями, которые образуют здесь крупные гранитоидные и щелочные массивы. Возраст гранитоидов различными исследователями определяется как средне-позднекаменноугольный или раннепермский, но во всех схемах гранитоиды образованы раньше, чем щелочные породы. Массивы щелочных пород многофазны. Нефелиновые сиениты завершают ряд щелочных пород. Весь магматический цикл заканчивается внедрением пластовых и дайкообразных тел лейкократовых мелкозернистых гранитов. С интрузивными образованиями связан ряд рудопоявлений: гранитоиды несут в своих экзоконтактах скарны с мышьяком, вольфрамом, медью, молибденом, свинцом, висмутом и сурьмой. Со щелочными породами связано редкометальное оруденение.

Широко развитые проявления регионального метаморфизма, известные в осевой части Туркестанского хребта в верховьях рек Каравшин и Ляйляк, следует связывать с зоной Туркестанского глубинного разлома. Известные здесь кристаллические сланцы и гнейсы переходят по простиранию в нормальные слабометаморфизованные толщи среднего палеозоя.

При анализе разреза Туркестанского разлома и сравнении его с разрезами смежных зон видна резкая разница в истории развития зон, разделяемых Туркестанским глубинным разломом. Если в южной (Зеравшанской) тектонической зоне седиментационные процессы закончились к началу позднесилурийской эпохи, то зона, лежащая к северу от Туркестанского разлома (Туркестано-Алайская), продолжала накапливать осадки почти без перерыва вплоть до середины московского века. Разрез самой зоны разлома отличается прежде всего наличием в ней древнейших для всего Южного Тянь-Шаня кембрийских пород, которые в виде кордильеры выведены на поверхность в южном шве зоны глубинного разлома. Вдоль южного края зоны глубинного разлома обнажены также и ордовикские отложения, почти неизвестные в других зонах.

На западе из разреза Туркестано-Алайской зоны выпадают лудловские и нижнедевонские отложения, в зоне разлома они присутствуют в сингенетично сокращенном разрезе. Следовательно, вдоль всей зоны разлома еще в лудловском веке был заложен прогиб, тогда как Туркестано-Алайская зона в западной части испытала поднятие (Нуратауская тектоническая зона).

Наиболее характерные формации зоны Туркестанского глубинного разлома — верхнепалеозойские терригенные образования — имеют повсеместно неустойчивый фациальный характер. Об интенсивности верхнепалеозойского прогибания свидетельствуют значительные мощности толщ, которые на востоке зоны достигают 4500 м.

Все приведенные материалы показывают древность заложения Туркестанского разлома.

В *структурном* отношении зона представляет значительное разнообразие. Ее нижний структурный ярус, сложенный толщей кембрия—ордовика, имеет около сел. Аучи (западная часть зоны) моноклиналиное южное падение 30—60°; на востоке известна симметричная антиклинальная складка с падением крыльев 30—50°. Поряды этого яруса образуют крупный тектонический блок, на который по крутому взбросу с юга, по данным Д. А. Старшинина, надвинуты девон и карбон. Средний структурный ярус (терригенный лудлов—нижний девон и известняки девона—среднего карбона) образует систему моноклиналей, разбитых крутыми разломами. Верхний структурный ярус (верхи среднего карбона—нижняя пермь) залегает с размывом и несогласием на всех более древних образованиях вплоть до кембрия.

В целом для палеозойского структурного этажа зоны глубинного разлома характерна чешуйчато-надвиговая структура, образованная серией чешуй-моноклиналей широтного простирания. В качестве примера можно привести строение левого берега р. Аксу (западной), где

серия крутопадающих к северу блоков известняков девона и карбона надвинута друг на друга и на моноклиально-чешуйчатую Лейлимазарскую зону (по данным Д. А. Старшинина). Она состоит из серии блоков нижнекаменноугольных известняков, падающих к югу. Широко развитые здесь разломы типа взбросов, сбросов и надвигов имеют чаще всего крутое (60—80°) или вертикальное падение.

Еще южнее располагается другая моноклиально-чешуйчатая зона — Айкульская (по озеру Айкуль в верховьях р. Аксу), состоящая из серии крупных, надвинутых друг на друга блоков, сложенных известняками девона и терригенными породами верхнего палеозоя с крутым (60—80°) южным падением. Разделяющие их взбросы переходят местами в надвиги с амплитудой в сотни метров. Разрывы иногда сопровождаются зонами тектонических брекчий мощностью до 10—15 м. Реже встречаются диагональные и меридиональные сбросы и сбросо-надвиги с амплитудами в десятки и сотни метров.

Таким образом, для зоны Туркестанского глубинного разлома на участке бассейнов рек Янгиарык и Аксу (западная) характерны чрезвычайная насыщенность крутыми разрывными нарушениями и крутое залегание отдельных блоков палеозойских пород. Для всей зоны намечается общее синклинальное строение со значительным развитием относительно молодых, верхнепалеозойских образований, на которые с юга и севера надвинуты более древние палеозойские комплексы. Восточнее, в верховьях бассейна р. Исфары в пределах зоны можно выделить крупную синклинальную структуру гор Дауда, сложенную в своей нижней части средне-верхнекаменноугольными песчано-сланцевыми отложениями с глыбами-отторженцами более древних палеозойских известняков, а в верхней — конгломератами верхнего карбона—нижней перми\*. Синклиналь нарушена рядом широтных разломов; с юга на нее надвинуты силурийские и девонские образования. Падение в северном крыле составляет 40—60° к югу, в южном — 50—70° к северу. Южнее, отделяясь крупным Джиптыкским разломом, в верховьях, составляющих р. Каравшин, располагается полоса так называемых «опрокинутых залеганий», установленная еще работами К. Я. Михайлова и В. Н. Гавриловой в 1948 г. Во всей этой полосе на сланцево-песчано-конгломератовых образованиях верхнего палеозоя и гипсометрически выше них залегают известняки среднего девона.

Исследованиями И. Н. Черенкова (1964) как будто доказано, что глыбы известняков имеют разный возраст, в том числе визейский и среднедевонский, и погружены в терригенную верхнепалеозойскую массу, что явилось результатом подводно-оползневых процессов. Размеры отдельных глыб достигают многих сотен метров. Возникновение подобных образований, вероятно, достаточно характерно для зон глубинных разломов с их неустойчивым тектоническим режимом и очень сильной дифференциацией движений в отдельных блоках.

\* Вопрос о возрасте конгломератов Дауда не решен однозначно. Некоторые исследователи (П. В. Зайд и др.) считают их силурийскими. В настоящем описании мы придерживаемся точки зрения об их верхнепалеозойском возрасте.

Моноклинали, сложенные верхнепалеозойскими отложениями, несколькими широтными полосами протягиваются в долину р. Сох. Северная, Раутская сложена песчано-сланцевыми образованиями среднего—верхнего карбона и конгломератами верхнего карбона—нижней перми и является восточным продолжением редуцированной Даудинской синклинали. Представления о широком развитии здесь пологих надвигов девонских доломитов на терригенные верхнепалеозойские образования серьезной критики не выдерживают.

Другая полоса развития верхнего палеозоя — Калаймахмудская синклиналь — опрокинута к северу и сложена флишоидными образованиями средне-верхнекаменноугольного возраста с конгломератами верхнего карбона—перми в ядре. На правом берегу р. Сох эта полоса верхнего палеозоя соединяется с Раутской полосой, оконтуривая антиклинальное поднятие с сильно сокращенным разрезом среднего палеозоя в ядре.

Далее на восток цепочка верхнепалеозойских прогибов несколько смещается к югу и уходит вверх по течению р. Ходжаачкан, правого составляющего притока р. Сох. Здесь известна крупная Ходжаачканская синклинальная складка, осложненная на крыльях мелкими складками с опрокидыванием крыльев к ядру главной синклинали. Складка испытывает резкое воздымание шарнира к востоку в сторону перевала Янгидаван, ведущего из Соха в бассейн р. Коксу (западная).

В бассейне этой реки, впадающей в Алайскую долину несколько ниже сел. Дарактурган, прослеживание зоны Туркестанского глубинного разлома осложняется появлением многочисленных разрывных нарушений северо-восточного (Памирского) направления. Будучи новейшими (неоген-четвертичными) нарушениями, связанными с общим молодым поднятием Памира, эти разломы сильно затушевывают картину палеозойской структуры и придают строению всего района мозаично-блоковый характер. Поле верхнепалеозойских пород разобщено здесь на несколько крупных блоков, имеющих общую восток-северо-восточную вытянутость. В устьевой части р. Коксу (западная) и к северу от сел. Дарактурган, по данным Г. С. Поршнякова и др., известен сокращенный разрез нижнего (ордовик) и среднего палеозоя, на котором несогласно залегают грубообломочная толща верхнего карбона—перми мощностью свыше 700 м. Складки имеют здесь простое строение и опрокинуты к югу. Общее строение зоны глубинного разлома здесь синклинальное. Характерно, что в Алайской долине, т. е. в самой восточной части зоны, как и на западе, в разрезе присутствуют наиболее древние породы (ордовик), неполный и сокращенный разрез среднего палеозоя и грубообломочные верхнепалеозойские толщи, выполняющие приразломный прогиб.

Зеравшанская тектоническая зона занимает центральное место в геосинклинальной системе Южного Тянь-Шаня и служит тем стержнем, около которого началось становление всего складчато-глыбового сооружения сначала в палеозое, а затем на новейшем этапе. Исключительное пространственное постоянство, сохранившее это сооружение на протяжении целых геологических эр, обязано Туркестанской и Зе-

равшанской зонам глубинных разломов, которые всегда ограничивали интересующую нас зону и держали ее в строгих рамках своих пределов.

Географически эта зона тяготеет к долине р. Зеравшан и прилегающим к ней склонам хребтов Зеравшанского и Туркестанского. В качестве самостоятельного тектонического элемента она была выделена Н. М. Сеницыным (1949, 1960) как *древневарисская зона* и распространялась им далеко на юг с захватом Зеравшанского и части Гиссарского хребтов. Д. П. Резвым (1953, 1954) зона упоминается в седиментационном смысле как *Центральный прогиб* или *Центральная фациальная зона силура*, а в структурном — как *Туркестано-Зеравшанская антиклинальная зона* (1959), известна в этих же пределах как *Туркестано-Зеравшанская зона* в работах П. Д. Виноградова (1958, 1964), М. М. Кухтикова (1964, 1968) и других. В недавних детальных исследованиях А. С. Шадчинова (1969) она фигурирует уже как *Туркестано-Зеравшанская подзона*. Учитывая приуроченность зоны к долине одной из крупных рек Средней Азии и приоритет Н. М. Сеницына, предлагается сохранить за ней название *Зеравшанская*.

В своей западной части Зеравшанская тектоническая зона орографически отвечает южным склонам и водоразделу Туркестанского хребта и северным склонам Зеравшанского. Восточнее Зеравшанского ледника большей своей частью она переходит на северные склоны Алайского хребта в верховья р. Сох (рек Актерек, Арчабаши, левобережье р. Ходжаачкан), а затем, пересекая верховья рек Тамдыкуль и Питаккуль и осевую часть Алайского хребта, через горный узел Янгидаван в виде узкой полосы прослеживается по южным склонам хребта до устья р. Коксу (западная) в Алайской долине. Протяженность зоны в обнаженной горной части (от гор Чумкартау на западе до устья р. Коксу на востоке) составляет около 400 км. С запада на восток до меридиана горного узла Янгидаван ширина зоны примерно одинакова и колеблется в пределах 25—30 км. Восточнее она резко сужается до 2—3 км.

**Стратиграфия.** В геологическом строении Зеравшанской тектонической зоны участвуют в основном осадочные и в меньшей мере магматические образования палеозоя.

Условно кембрийские отложения (?) известны в бассейне р. Зеравшан на северных склонах Туркестанского хребта, и единственный их выход обнаружен на крайнем востоке зоны севернее кишлака Джекенды. В западной части зоны выходы кембрийских отложений условно выделены А. С. Шадчиновым по долинам рек Байкунгур, Риомут, Яхрут, Палдорак-Рог, Падаск, Рухшиф, Комадон, Вишкент и Кштудак. Во всех разрезах взаимоотношения с перекрывающими отложениями тектонические. В перечисленных местах разрезы сходны и представлены глинистыми и песчанистыми известняками, содержащими прослойки и пачки различных сланцев и алевролитов. В алевролитистых и песчаных известняках часто наблюдается косая слоистость, а в глинистых разностях — тонкая полосчатость. В целом для отложений характерен серый и темно-серый цвет и бурая или желтовато-бурая окраска на поверхности, что выделяет их среди темных окружающих пород. Видимая

мощность кембрийских отложений колеблется от 150 (р. Риомут) до 550 м) бассейн Палдорак-Рог).

Фаунистически разрезы не охарактеризованы. Возможность отнесения их к образованиям кембрия основывается на обнаружении ряда общих черт с образованиями зоны Туркестанского глубинного разлома.

В восточной части зоны, уже в Алайской долине, севернее кишлака Джекенды, в аналогичных по составу отложениях, были обнаружены ниже-среднекембрийские археоциаты (Поршняков, 1968). Взаимоотношения с окружающими породами тектонические, мощность не выяснена.

*Ордовикские отложения* выявлены на южном склоне Алайского хребта севернее с. Джекенды. Взаимоотношения пород ордовика везде тектонические. Представлены они глинистыми, углисто-глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами темно-серого цвета. Редко встречаются маломощные прослои кварцитовидных песчаников. Видимая мощность ордовика не превышает 200 м. Возраст пород доказан сбором граптолитов, свидетельствующих об аренигском и карадокском ярусах ордовика (Марушкин, 1959).

Широко известный в литературе по работам А. П. Марковского (1933, 1934) выход ордовикских отложений по р. Пакшиф, как показали исследования А. С. Шадцинева и Д. А. Старшинина (1969), оказался глыбой ордовикского известняка среди терригенных отложений верхнего палеозоя.

*Силурийские отложения* распространены в Зеравшанской зоне повсеместно. Сравнительное однообразие вещественного состава пород, бедность органическими остатками, а также наличие большого количества разрывных нарушений затрудняют установление границ между ярусами в каждом конкретном разрезе. Поэтому расчленение силурийских отложений произведено в значительной степени по литологическим признакам, что привело к неизбежному выделению местных свит, охватывающих не только один ярус, но и части соседних.

В настоящее время силурийские отложения лучше всего изучены в бассейне р. Зеравшан и гораздо хуже — к востоку от Зеравшанского ледника. В бассейне р. Зеравшан в основании силурийского разреза залегает *лянгарская свита*\* (нижний и средний ландовери), сложенная в основном черными углисто-глинистыми сланцами с отдельными прослоями яшм и кремнистых сланцев. Редко в некоторых разрезах появляются алевролиты и песчаники. Выходы лянгарской свиты известны на правом и левом берегах р. Зеравшан: реки Утогар, Рохшиф, Яхрут, Исиз, междуречье Рог—Вадиф и Оби-Мазар, Россинич—Рама и в других местах. А. С. Шадцинев оценивает мощность этой свиты в 150 м, но не больше 200 м. В. Б. Аверьянов для верховий р. Зеравшан приводит цифру 1000 м. Возраст лянгарской свиты определяется на основании многочисленных сборов граптолитов как нижний и низы среднего ландовери, т. е. зоны *Pristiograptus gregarius* и *Demirastrites triangularis*.

\* Здесь и далее названия свит даны по А. С. Шадциневу.

По рекам Рохшиф и Комадон лянгарская свита согласно перекрывается *кштудакской* (средний и верхний ландовери), имеющей исключительно широкое распространение. В остальных местах ее взаимоотношения с подстилающими породами тектонические. Типичный разрез свиты изучен по долине р. Кштудак: в нижней части она представлена различными по составу сланцами с отдельными пластами и пачками алевролитов и мелкозернистых олигомиктовых песчаников; в средней — ритмичным чередованием пачек сланцев и песчаников, а в верхней — почти исключительно грубозернистыми песчаниками. Мощность свиты меняется по всей площади зоны незначительно и может достигать 600 м. Возраст на основании сборов граптолитов определен как верхи среднего и низы верхнего ландовери (зоны *Demirastrites corvolutus* и *Monograptus sedgwicki*).

Выше на кштудакской свите согласно залегает *падаскская* (верхний ландовери—нижний венлок), обнажающаяся в основном вдоль Зеравшанской долины.

Характерен состав свиты. Она сложена главным образом олигомиктовыми песчаниками и алевролитами, среди которых различные сланцы находятся в резко подчиненном соотношении. На поверхностях напластования песчаников часто встречаются иероглифы.

Мощность отложений падаскской свиты по своему простиранию изменяется: на западе (реки Кштудак, Мадм, Вишкент) она составляет 600—800 м, в центральной части (реки Парз, Комадон, Сурхан, Парут) — 750—800 м, на востоке (реки Падаск, Джиндон, Рог, Самжен, Ярм) — 850 м.

Собранные граптолиты указывают на зоны: *Monograptus sedgwicki* и *Spirograptus minor* — верхняя часть верхнего ландовери; *Spirograptus culatus*, *Monoclimacis griestoniensis* и *Oktavites spiralis* — нижняя часть нижнего венлока.

Отложениями падаскской свиты заканчивается разрез силурийских отложений Зеравшанской тектонической зоны в бассейне р. Зеравшан. Общая мощность отложений силура в этой части зоны может быть оценена в 1600—1700 м, что в 3,5—4 раза меньше данных М. М. Кухтикова (1969) и П. Д. Виноградова (1964).

В бассейне р. Сох, в долинах рек Арчабаши, Ходжаачкан, Питаукуль и в бассейне Кызылсу (р. Каттакарамык) отложения силура изучены гораздо хуже, чем в долине р. Зеравшан. Здесь можно говорить только о присутствии нерасчлененных отложений ландоверийского и венлокского возраста, сложенных переслаиванием пачек песчаников и сланцев. В водораздельной части Алайского хребта появляются прослои внутриформационных конгломератов. Общая видимая мощность достигает 1500—2000 м (Марушкин, 1963).

**Магматизм.** Изверженные породы в Зеравшанской тектонической зоне распределены неравномерно и еще недостаточно изучены, особенно с точки зрения времени и последовательности их внедрения. Основная масса крупных и мелких интрузивных тел распространена к востоку от меридиана с. Матча. Западнее этого меридиана скольконибудь крупных тел нет.

Следующие интрузивные комплексы прорывают осадочные формации Зеравшанской зоны:

а) среднепалеозойский комплекс долеритов и габбро-норитов, который мало распространен и слагает только небольшие пластовые, дайко- или штокообразные тела. Время образования интрузий, определенное по взаимоотношению с осадочными породами и калий-аргоновым методом, равно  $404 \pm 20$  млн. лет (по Д. А. Старшину);

б) комплекс среднекаменноугольных диоритов и кварцевых диоритов, слагающих несколько штоков в бассейне Зеравшанского ледника и к востоку от него. Геологический возраст этого комплекса определен весьма условно по разным косвенным данным;

в) средне-верхнекаменноугольные порфириовидные граниты, имеющие широкое распространение. Этими породами сложены достаточно крупные тела. По геологическим данным и на основании определений калий-аргоновым методом, возраст ( $294 \pm 5$  млн. лет, по В. Б. Аверьянову) этого интрузивного комплекса определен с достаточной степенью надежности;

г) пермский интрузивный комплекс сиенитов и нефелиновых сиенитов, слагающий небольшие штоки и в некоторых местах прорывающий конгломераты сурметашской свиты. Их возраст, определенный калий-аргоновым методом, равен 285 млн. лет (по В. Б. Аверьянову);

д) пермский интрузивный комплекс щелочных и лейкократовых гранитов, имеющий незначительное распространение и слагающий небольшие тела, которые прорывают сиениты и нефелиновые сиениты.

Кроме указанных интрузивных комплексов, широко развиты дайки кислого, среднего и основного состава, образующие в долине р. Зеравшан дайковый пояс. Закономерности между площадным распространением даек и составом не установлены. Д. А. Старшиным, В. Б. Аверьяновым и И. А. Марушкиным возраст образования даек предположительно определяется как верхнепалеозойский.

В структурном отношении Зеравшанская зона представляет собой крупный, несколько асимметричный антиклинорий, осевая часть которого располагается в верхней части южного склона Туркестанского хребта. Терригенные силурийские породы (филлиты, аргиллиты, алевролиты и песчаники), иногда в значительной степени кремнистые, склонны образовывать мелкие складки типа плейчатости или гофрировки. Характер самих складок в значительной степени зависит от литологического состава образующих их пород. Например, сланцы лянгурской свиты, содержащие большое число кремнистых прослоев, образуют наиболее мелкие и наиболее сложные по форме складки, а тонкослоистые и тонкозернистые песчаники падакской свиты (ландовери—венлок) дают крупные и относительно более простые формы.

В верхней части северного склона и в осевой части Туркестанского хребта (верховья р. Риомут) можно наблюдать общее крутое падение пород к югу; соответственно, замки мелких антиклиналей наклонены, а иногда и опрокинуты к северу. Обилие мелких разломов, падающих тоже к югу ( $45-80^\circ$ ), создает местами чешуйчатую структуру из от-

дельных моноклиналей, осложненных плейчатостью и гофрировкой. За расположенным южнее поясом крутых, почти вертикально падающих пластов, разбитых целой системой мелких разломов, падение силурийских пород становится северным, а опрокидывание антиклиналей — южным. Общее моноклиальное строение толщи с частыми осложнениями в виде мелких опрокинутых к югу складок прослеживается до р. Зеравшан и переходит на ее левый берег вплоть до полосы развития пород каменноугольного возраста, дающих, как правило, крупные моноклинали — пакеты с пологим южным падением (зона Зеравшанского глубинного разлома). Подобное опрокидывание пород к югу можно видеть на всем протяжении южного склона Туркестанского хребта, на его северном склоне картина всюду обратная.

В горном узле Матча в верховьях рек Зеравшан, Сох, Коксу (западная) намечается общее погружение Зеравшанской складчатой зоны к востоку и перекрытие антиклинория более молодыми образованиями. Не исключено, что Зеравшанская зона снова появляется на дневной поверхности в бассейне р. Коксу (Кашгарская) в Восточном Алае. Западное продолжение зоны можно видеть в пределах Узбекистана в горных массивах Центральных Кызылкумов, где силурийские породы этой зоны испытывают погружение к западу.

**Зона Зеравшанского глубинного разлома** ограничивает с юга Зеравшанскую тектоническую зону и отделяет ее от Зеравшано-Гиссарской. В современной геологической структуре она четко прослеживается по выходам отложений верхнего силура, девона, карбона, нижней перми и мезозой-кайнозоя, которые вытянуты узкой полосой вдоль нее. Простирание зоны разлома широтное. Зеравшанский глубинный разлом достоверно прослеживается от западного окончания Туркестанского хребта (горы Чумкартау) до устья р. Коксу (западная) на расстоянии около 400 км. Русло р. Зеравшан не совпадает с зоной разлома и расположено от него немного к северу, то приближаясь, то отдаляясь от него. Ширина зоны глубинного разлома в современном срезе в разных местах различна и колеблется от 10 км на меридиане г. Пенджикент до нескольких сотен метров у устья р. Коксу. Несмотря на колебания, ширина зоны остается значительной (например, у с. Айни она составляет 6—7, на Зеравшанском леднике — 2—2,5, в долине р. Арчабаши — 5—6 км).

В геологическом строении глубинноразломной зоны принимают участие осадочные образования среднего и верхнего палеозоя и мезозой-кайнозоя. Изверженные породы распространены незначительно. Строение зоны лучше всего изучено в бассейне р. Зеравшан.

Стратиграфический разрез зоны Зеравшанского глубинного разлома начинается *палдоракской свитой* (венлок—лудлов), согласно залегающей на породах *падакской свиты* (нижний—средний венлок). Палдоракская свита обнажается почти во всех левых притоках р. Зеравшан и на южных склонах г. Чумкартау. В низах разреза залегает маломощная (до 50 м) переходная пачка, сложенная чередованием сланцев, алевролитов и песчаников, причем сланцы преобладают над другими породами. Выше залегают преимущественно сланцы, среди

которых редко встречаются прослои алевролитов и песчаников. Мощностъ этой части разреза — 100 м. Собранные по долинам рек Палдорак, Хурми, Гарибак, Вашан и в других местах граптолиты позволяют установить время формирования свиты как конец раннего и средний венлок.

С постепенным переходом на палдоракской свите залегает *гарибакская* (венлок—лудлов), отличительной чертой которой является наличие в ее разрезе карбонатизированных песчано-глинистых сланцев. Наряду с этими сланцами в разных частях разреза принимают участие кремнистые породы и песчанистые известняки. Кремнистые породы распространены в основном в междуречье Вашан—Дарх, а на запад и восток они почти исчезают из разрезов. Мощностъ гарибакской свиты колеблется в пределах 200—500 м. Возраст свиты определяется на основании сборов фауны и геологического положения в разрезе. Она имеет постепенные переходы с подстилающей и покрывающей свитами. Фауна граптолитов, собранная в междуречье Вашан—Мадм, на водоразделе Дарх—Искидарх и по долинам рек Палдорак, Падаск и Гарибак, позволяет определить возраст свиты как верхний венлок—низы нижнего лудлова.

Последний член силурийского разреза — *шингакская* свита, обнажающаяся по рекам Гарибак, Шингак, Амандора, Шишкат. Вашан, Джиндон, Демнора и напротив с. Урмитан. Свита, в основном, сложена карбонатными породами и в меньшей степени терригенными (карбонатно-глинистые сланцы и гравелиты). В целом для шингакской свиты характерно постепенное уменьшение терригенного материала вверх по разрезу. На гарибакской свите она залегает согласно и граница между ними определена по смене вещественного состава. Мощностъ свиты не превышает 200 м. Отложения содержат многочисленные остатки брахиопод, ругоз, табулят, криноидей, мшанок и реже граптолитов, по которым возраст устанавливается в пределах верхний лудлов—низы нижнего девона.

*Девонские отложения* изучены Н. С. Торшиным (1970) и обнажаются прерывистой, узкой (до 2 км) полосой широтного направления. Их разрез характеризуется стратиграфической полнотой, выдержанным литологическим составом и малыми (до 500 м) мощностями. Подошва девонских отложений выражена поверхностью незначительного перерыва, в основании ее залегают терригенные породы (верхи шингакской свиты). Вверх по разрезу количество обломочного материала уменьшается и верхи нижнего, среднего и верхний девон представлены карбонатными образованиями. Собранные в них органические остатки позволяют выделить отложения нерасчлененного нижнего девона, эйфельского и живетского ярусов среднего девона, франского и фаменского ярусов верхнего девона. Девонские отложения хорошо изучены в горах Учкыз по рекам Ойбадам, Гарибак, Шингак, а также по р. Кштут у с. Шишкат и на левом берегу р. Зеравшан напротив с. Урмитан. Мощностъ нижедевонских отложений — 100—150 м, эйфельского яруса — 50—60, живетского — 190, франского — 80 и фаменского 4 м. Общая мощностъ всего девона — 460—520 м.

*Каменноугольные отложения* распространены более широко, чем девонские и представлены двумя формациями: карбонатной и терригенной. С девонскими разрезами они связаны постепенными переходами и так же, как и девон, в нижней своей части сложены карбонатными породами. Вышележащая терригенная формация отделена угловым несогласием от лежащей ниже.

Нижнекаменноугольные отложения представлены карбонатными породами, и их присутствие установлено в единичных карбонатных массивах совместно с девонскими породами. По фауне устанавливаются все ярусы нижнего карбона, но границы из-за однообразия литологического состава проводятся условно. Лучше всего обосновано наличие визейского яруса и в меньшей степени — турнейского и намюрского.

Фаунистически охарактеризованные отложения турне пока установлены в единственном пункте на левом берегу р. Зеравшан, против с. Урмитан. Представлены они серыми и темно-серыми слоистыми известняками видимой мощностью около 20 м. Установление фаунистически доказанного турнейского яруса в едином стратиграфически непрерывном известняковом разрезе девона и нижнего карбона является очень важным фактом и дает основания предполагать вероятное присутствие турнейских отложений и в других известняковых массивах, известных в долинах рек Шингак, Порут, Демнора и в верховьях других левых притоков р. Зеравшан.

Отложения визейского яруса слагают две узкие полосы: северную и южную. К северной — относятся выходы напротив с. Урмитан, по правобережью р. Кштут, на водоразделе рек Порут—Ривут и в нижней части долины р. Демнора. Южная полоса — это часть известняковых массивов, прослеживающихся от долины р. Вашан на западе до долины р. Парак на востоке на протяжении 200 км. Лучше изучены и хорошо охарактеризованы фаунистические отложения северной полосы. Сложены они в основном грубослоистыми, массивными светло-серыми известняками. Мощность известняков напротив с. Урмитан достигает 60, на р. Кштут — 140, на водоразделе Порут—Ривут — 90 и в нижнем течении р. Демнора — 40 м.

В южной полосе карбонатные породы изменены, мраморизованы и представлены слоистыми и грубослоистыми известняками. Их контакты тектонические, а видимая мощность колеблется в пределах от 100 м в долине р. Дарх до 250 м по долинам рек Вашан, Мадм, Тагобиджуфт. В этой полосе фауна найдена спорадически, а в большинстве мест возраст определен по сходству литологии и по положению в геологической структуре.

Намюрские отложения имеют ряд общих черт с известняками визейского и башкирского ярусов и обычно картируются совместно с ними. Фаунистически доказанный намюрский ярус обнаружен в карбонатном массиве правобережья р. Кштут и напротив с. Урмитан, где он представлен массивными светлыми, почти белыми известняками с фауной брахиопод, ругоз, фораминифер и водорослями. Мощность намюрских отложений по р. Кштут не больше 50, а напротив с. Урмитан — около 30 м.

В южной полосе породы намюрского яруса обнажаются от меридиана р. Вашан на западе до долины р. Сурхат на востоке. Здесь карбонатные породы сложены листоватыми, тонкоплитчатыми глинистыми, песчанистыми, доломитистыми и чистыми известняками, среди которых встречаются линзы и пласты кремнистых пород. В этих породах редко находят плохо сохранившиеся остатки гониатитов, а в долинах Вашан и Мадм были обнаружены остатки микрофауны. Мощность намюрских отложений в разных местах неодинакова: в долинах рек Вашан — 225, Мадм — 70, Кум — 100, Кумарг — 450, Тагоби-Джафут — 400, Дарх и Иски-Дарх — 300, Сурхат — 150 м.

Непрерывный карбонатный разрез девонских и каменноугольных пород заканчивается отложениями башкирского и низов московского ярусов среднего карбона. Они обнажаются в тех же местах, т. е. в тех же двух полосах, что визейские и намюрские породы. Фаунистически их возраст доказан в северной полосе, где они обнаружены в карбонатной гряде Учкыз (по долинам рек Шингак и Ойбадам), напротив с. Урмитан и на водоразделе рек Порут и Ривут. Сложены они массивными, массивнослоистыми обломочными и оолитовыми серыми известняками, иногда доломитистыми, в которых присутствуют водоросли и микрофауна. Мощность этих отложений — не более 100 м.

Верхний палеозой. На карбонатный разрез девонских, нижне- и среднекаменноугольных отложений с размывом и угловым несогласием (до 15—20°) ложится терригенная толща, отвечающая по возрасту верхней части московского яруса, верхнему карбону и нижней перми. Своеобразие отдельных частей разреза позволило разделить эту серию на три свиты: демноринскую, устунгскую и мадмскую.

В основании терригенного разреза залегает очень своеобразная *демноринская свита* московского яруса, сложенная в основном различными по цвету яшмами и кремнистыми сланцами, для нижней части которых характерно присутствие отдельных линз и пластов брекчиевидных известняков. Свита залегает с угловым несогласием на подстилающих породах. В ее поперечном сечении можно выделить три разные зоны: северную, центральную и южную. В этих зонах различна мощность разрезов и литологический состав пород непостоянен.

Общие черты строения имеют северная и южная зоны. Разрез свиты двухчленный: в основании находятся яшмы, кремнистые сланцы и прослой брекчиевидных известняков (до 40 м), выше — исключительно яшмы и кремнистые сланцы. Только в долинах рек Шингак, Гарибак и Хаузак в нижней части разреза присутствует большое количество различных сланцев. Мощность разрезов — 75—150, а на крайнем западе — не больше 250 м (горы Чумкартау). Как в северной, так и в южной полосе демноринская свита залегает на известняках нижнего и среднего карбона.

Разрезы центральной полосы отличаются от южной и северной, во-первых, тем, что они залегают на терригенных отложениях лудлова. Во-вторых, здесь в вертикальном разрезе нет той закономерности, которая характерна для крайних частей зоны. Брекчиевидные известняки, гравелиты и конгломераты в виде линз и прослоев встречаются

по всему разрезу; в долинах рек Вашан, Дарх и Сурхат в основании разрезов наблюдаются эффузивные тела основного состава (спилиты). В-третьих, мощность разрезов здесь увеличена до 400—450 м.

Макрофауна, за исключением нескольких обломков ругоз и гониазитов, не встречена. В незначительном количестве мест удалось найти остатки микрофауны и водорослей в переотложенном состоянии. Возраст их определяется как нижний карбон, не древнее визе—намюра или нижней половины московского яруса. На основании положения свиты в общем геологическом разрезе и сборов микрофауны и водорослей возраст демноринской свиты определен как верхняя половина московского яруса.

На демноринской свите трансгрессивно и с угловым несогласием залегает *устунгская* (средний и верхний карбон), имеющая в ряде мест базальные конгломераты в основании. В составе свиты — ритмично чередующиеся песчаники и сланцы, включающие линзы и пачки конгломератов, рассланцованных эффузивов и брекчиевидных известняков. Последние чаще всего являются обломками и глыбами. Типичный разрез свиты описан в бассейне р. Гузан и в нижней части долины р. Устунг, где его мощность равна 1140 м. Однако ее состав очень изменчив по простиранию и по разрезу.

Например, на западе, по долинам рек Хаузак, Гарибак и Шингак, разрез преимущественно сланцевый. Алевролиты, песчаники и конгломераты встречаются в виде отдельных линз и пачек. Присутствует большое количество валунов и глыб нижнекаменноугольных известняков и девонских доломитов. Общая мощность отложений устунгской свиты в этой части зоны около 800 м. На отрезке между долинами рек Кштут—Фандарья в разрезах увеличивается роль песчаников и гравелитов. Конгломераты, рассланцованные эффузивы и песчаные известняки имеют подчиненное значение. В междуречьи Фандарья—Дарх разрез почти не меняется. Мощность его не превышает 1100 м. Восточнее, в бассейнах рек Дарх, Дашти-Обурдон и Сурхат, наряду со сланцами и песчаниками, значительно распространены гравелиты и разногалечные конгломераты. На отрезке между долинами рек Ривут и Дихаданг в строении участвуют различные сланцы, песчаники, мелко- и среднегалечные конгломераты и эффузивные образования. Общая мощность отложений достигает в этой части 700—800 м.

Остатки фауны встречаются в устунгской свите сравнительно редко, главным образом в песчаниках, конгломератах, известняковых валунах и глыбах, где она находится явно во вторичном залегании. находки наиболее молодой по возрасту среднекаменноугольной (нижнемосковский подъярус) фауны и положение свиты в общем разрезе терригенной серии дают возможность предполагать, что время формирования свиты отвечает концу среднего и большей части позднего карбона.

*Мадмской свитой* (верхний карбон—нижняя пермь) заканчивается разрез терригенной серии, слагающей узкую полосу (до 3 км) вдоль всей зоны Зеравшанского разлома в бассейне р. Зеравшан и восточнее за его пределами. Стратотипический разрез этих отложений описан по р. Мадм на левом берегу р. Зеравшан. В составе свиты присутству-

ют валуно-галечные конгломераты, с выклинивающимися прослоями и пачками сланцев и песчаников. Встречается «дикий флиш» в виде подводно-обвальных, подводно-оползневых брекчий и горизонт глыбовых конгломератов, образующих определенные стратиграфические горизонты. Обломки в конгломератах сложены кремнистыми и карбонатными породами, песчаниками, гравелитами, сланцами, кварцитами и магматическими образованиями. Форма обломков угловатая, реже — хорошо окатанная. Размеры обломков изменяются очень широко: от галек до валунов. Состав цемента непостоянен, но в основном алевролитосланцевый или же представляет собой смесь карбонатного, глинистого и песчаного материала. Характерная особенность свиты — наличие в ней глыб-отторженцев, в большинстве своем сложенных известняками и доломитами, реже — кремнистыми породами, песчаниками и сланцами. Эти глыбы заключены среди конгломератов и, как правило, сопровождаются ореолом мелких обломков того же состава. Мощность мадмской свиты — 200—500 м. Причем, максимальная мощность наблюдается вдоль ее границы с Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоной, т. е. на юге.

Очень интересный факт — обнаружение галек магматических пород в составе конгломератов мадмской свиты. В гальках определены плагиограниты, мусковитые, биотитовые и порфиридные граниты, кварцевые диориты и окварцованные сиениты, плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, гранодиорит-порфиры и кварцевые диоритовые порфириты. Кроме интрузивных пород, в гальках широко присутствуют обломки эффузивных пород основного и кислого состава: оливин-пироксеновые базальтовые порфириты, андезиты, спилиты, диабазы и риолиты. По своим структурно-текстурным и минералогическим особенностям они сходны с магматическими образованиями, развитыми в Зеравшанском, Гиссарском и Каратегинском хребтах (Шадчинев, 1969).

Что касается возраста мадмской свиты, то он определяется на основании ее положения в разрезе и по сопоставлению с сурметашскими конгломератами Алайского хребта, а также по находкам переотложенной фауны в карбонатных глыбах, в которых собраны остатки фауны ордовика, силура, среднего, редко нижнего и совсем редко верхнего девона и нижнего и среднего карбона. На основании этих данных можно предположить, что мадмская свита образовалась в конце каменноугольного и в начале пермского периодов.

В отношении проявлений интрузивного магматизма, то только работами последних лет в восточной части зоны откартированы мелкие тела габбро-диоритов, монзонитов и габбро, прорывающие отложения демноринской и устунгской свит среднего и верхнего карбона.

**Структура.** Современная структура зоны Зеравшанского глубинного разлома по своему стилю является чешуйчато-блоковой с большим количеством разрывных нарушений типа взросов. Осевые плоскости складок испытывают наклон на юг и реже на север.

Наиболее полно строение зоны Зеравшанского глубинного разлома представлено в пересечении Вишкент—Мадм (рис. 11), где видно, что

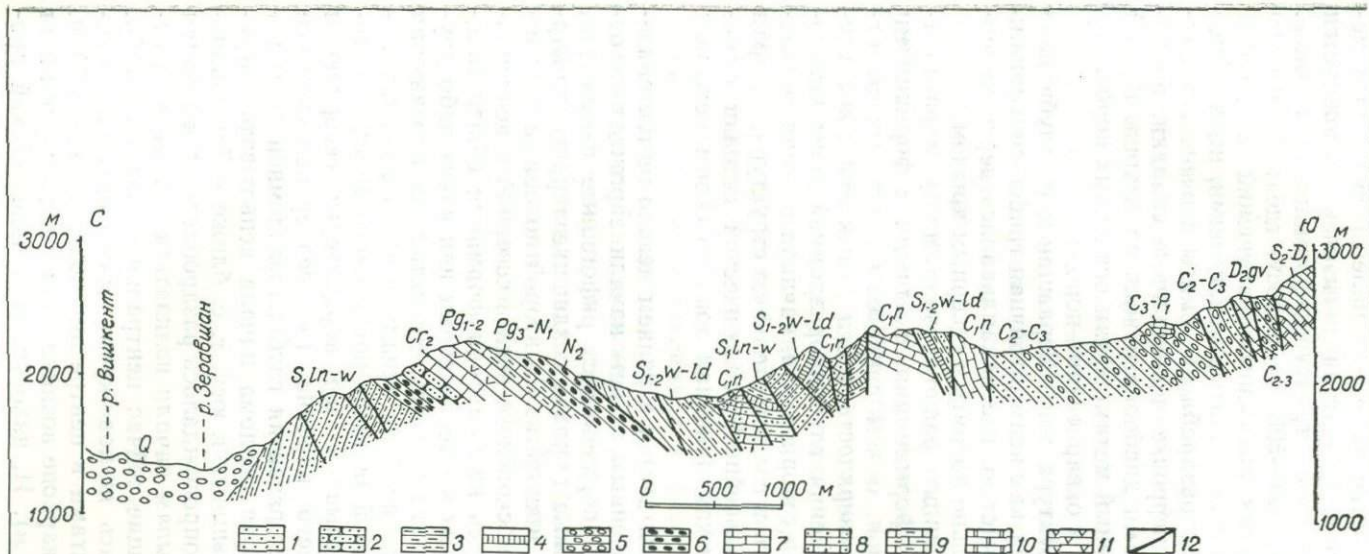


Рис. 11. Геологический разрез по меридиану долины р. Мадм (Северный склон Зеравшанского хребта):

- 1 — песчаники палеозойские; 2 — песчаники мезозойские; 3 — сланцы; 4 — кремнистые сланцы; 5 — конгломераты палеозойские; 6 — конгломераты третичные; 7 — известняки; 8 — известняки песчанистые; 9 — известняки глинистые; 10 — доломиты; 11 — гипсы; 12 — разломы.

в строении зоны принимают участие не только палеозойские, но и мезозойско-кайнозойские отложения. Структура зоны очень усложняется на границе с Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоной. Здесь можно выделить узкую (300—500 м) полосу, где наблюдается повышенная концентрация крутых разрывных нарушений с южным падением. Пакеты осадочных пород, зажатые между ними, имея общее моноклинальное падение, сильно раздроблены, смяты в очень незначительные, не поддающиеся расшифровке, причудливые складки, пронизаны мелкими секущими дайками диабазов и жилами кварца. В этой части зоны отмечается повышенный метаморфизм осадочных пород, выражающийся в ороговиковании и окварцевании пород.

В целом палеозойская структура зоны Зеравшанского глубинного разлома может быть определена как асимметричная грабен-синклиналь с наиболее прогнутой южной частью, где накапливались верхнепалеозойские разрезы, и со сравнительно поднятым северным крылом.

Зона Зеравшанского глубинного разлома заложилась и развивалась на основании, сложенном формациями, сходными с формациями Зеравшанской и Гиссарской зон, о чем свидетельствуют выходы отдельных блоков на дневную поверхность среди отложений зоны глубинного разлома. Время заложения глубинноразломной зоны установить точно нельзя. Можно лишь говорить, что, начиная с конца венлокской эпохи, она уже оформилась в самостоятельную структуру, которая затем на протяжении всей дальнейшей геологической истории существовала как специфическая узкая линейная зона со своим режимом развития.

В конце силура (лудловский век) и в раннем девоне геотектонический рельеф зоны был расчлененным, в нем начали зарождаться отдельные поднятия, на которых образовались рифогенные известняки, а в прогибах — тонкообломочные породы, создавшие терригенно-карбонатную формацию до 800 м мощности. Со второй половины раннего девона и до первой половины московского века в северной и центральной частях прогиба образовалась карбонатная формация общей мощностью до 900 м. Одновозрастных им терригенных или каких-либо других отложений пока установить не удалось. Вероятно, на протяжении всего девона и первой половины карбона западная часть зоны глубинного разлома представляла собой область неглубокого моря, в которой рифовые постройки образовывали две кордильеры: северную и центральную. В конце среднего карбона (в предверхнемосковское время) геотектонический режим развития глубинноразломной зоны изменился коренным образом. Зона разлома начала испытывать погружение, образуя прогиб, сместившийся к югу, т. е. ближе к Зеравшано-Гиссарской зоне. Погружение сопровождалось раздроблением основания прогиба, и по отдельным разрывам начали изливаться основные эффузивы типа спилитов, занимающие сейчас центральную часть прогиба. В это же время образовывалась яшмово-кремнистая формация, мощность которой вместе со спилитами в центре прогиба достигает 500 м. В конце среднего и в верхнем карбоне возникла флишoidная формация значительной мощности (1100 м). И, наконец, весь палеозойский про-

цесс осадконакопления завершился в конце карбона—начале ранней перми образованием грубообломочных пород типа моласс.

Из краткого обзора палеозойской истории тектонического режима глубинно-разломной зоны видно, что верхнепалеозойский этап ее развития был весьма своеобразен. Набор формаций и общая структура указывают на то, что на протяжении позднепалеозойского этапа на месте зоны глубинного разлома располагается узкий надразломный прогиб. Начальная стадия образования надразломного прогиба отмечается накоплением спилито-яшмово-кремнистой формации, средняя — флишоидной и заключительная — молассовой.

Расположение мезозойско-кайнозойских отложений узкой полосой вдоль почти всей зоны разлома характеризует ее на этом этапе как весьма подвижную область, испытывавшую прогибание в мезозойское и третичное время.

В неоген-четвертичное время территории Зеравшанской, Зеравшано-Гиссарской структурно-формационных зон и разделяющей их зоны Зеравшанского глубинного разлома, как и весь Южный Тянь-Шань, были вовлечены в огромное сводово-глыбовое поднятие, значительно усложнившее структуру изученных районов. Мезозойские и кайнозойские отложения были выведены из горизонтального залегания и образовали вытянутые на большие расстояния моноклинали, строение которых значительно усложнено перемещением жестких палеозойских блоков фундамента. В местах напользания палеозойских глыб на мезозойско-кайнозойские моноклинали в последних образовались синклинали подворота пластов, иногда с опрокидыванием в сторону от палеозойских глыб. Над разломами в палеозойском основании в чехле можно наблюдать флексурные перегибы пластов, в основании которых образуются небольшие разрывные нарушения. Такие структурные формы можно встретить в междуречьи Вашан—Мадм, между селениями Айни и Парз, а также и в других местах.

**Зона Северогиссарского глубинного разлома.** На всех геологических картах Южного Тянь-Шаня отчетливо видно, что громадный Гиссарский гранитоидный плутон с его разновозрастным осадочно-метаморфическим обрамлением граничит с расположенными севернее крупными полями среднепалеозойских отложений по линейной зоне, подчеркнутой сгущением разрывных нарушений, а также узкими прогибами, выполненными обломочными отложениями верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Все эти разнообразие геологические образования маркируют на земной поверхности шовную зону Северогиссарского глубинного разлома по границе двух весьма различных тектонических зон: Зеравшано-Гиссарской на севере и Южногиссарской магматогенной на юге.

Зеравшано-Гиссарская зона по составу своих терригенных и карбонатных формаций, незначительному магматизму и метаморфизму более всего напоминает миогеосинклиналь. Южногиссарская зона сочетается в себе черты эвгеосинклинальных прогибов и геанantikлиальных поднятий. На варисцийском этапе она неоднократно и резко меняет характер, темп и направление тектонических движений, поражая обилием вулканических явлений и широким развитием метаморфизма и гранитизации. Эти конкретные геологические следствия имеют глубинную причину и связаны с особым состоянием земной коры в этой зоне. Своеобразие Южногиссарской зоны позволило отнести ее к группе магматогенных зон (Портнягин, 1968).

Зона глубинного разлома четко выражена и детально изучена на северных склонах и в приосевой части Гиссарского хребта на отрезке от верховьев р. Зидды на востоке, в бассейнах рек Майхура, Сары-таг, Каракуль, в верховьях рек Сарымат и Дарахтисурх до бассейна р. Кашкадарья на западе, т. е. до западного окончания Гиссарского новейшего орогенного поднятия.

В свете новых геолого-геофизических данных (Дикенштейн ред. и др., 1963; Резвой, 1968, 1969 и др.) представляется возможным проследить эту зону западнее, в пределы Туранской плиты, под чехлом мезо-кайнозойских отложений. Здесь она совпадает с северным ограничением Бухарской ступени (Резвой, 1965; Резвой, Портнягин, Марушкин, 1969).

Прослеживание этой зоны к востоку, в районы Каратегина, было сопряжено с рядом затруднений: во-первых, это связано с редуцией приразломных прогибов верхнепалеозойского возраста, во-вторых, с чрезвычайным нарастанием метаморфизма осадочных отложений как самой шовной зоны, так и смежных структурно-формационных зон. Кроме всего прочего, на восточном фланге зона разлома заметно су-

жается и ее граничная роль улавливается с трудом, так как первичный состав осадочных формаций сложных структурно-формационных зон сближается и становится очень сходным. Лишь комплексный анализ вещественного состава, структуры осадочных образований, их метаморфизма и гранитизации позволяет уловить отличия в тектоническом режиме разграничиваемых геоструктур.

**Осадочные формации зоны разлома.** Состав осадочных формаций зоны глубинного разлома определяется в значительной мере тем, что она формировалась на фундаменте южной части Зеравшано-Гиссарской тектонической зоны.

Стратиграфия палеозойских отложений Зеравшано-Гиссарской тектонической зоны в настоящее время изучена достаточно основательно. Первые стратиграфические построения А. П. Марковского, В. Р. Мартышева, П. Д. Виноградова впоследствии были детализированы и усовершенствованы в процессе геологосъемочных и тематических работ В. Б. Аверьяновым, Ф. Р. Бенш, Г. С. Гриненко, М. М. Кухтиковым, А. И. Лаврусевичем, А. И. Менаковым, З. З. Муфтиевым, Д. Р. Мучаидзе, Д. А. Рубановым, В. Д. Салтовской, Ю. А. Сорокиным, Д. А. Старшининым, А. С. Шадчиневым, Т. В. Шевченко и др. Результаты этих исследований (данные о возрасте, составе и мощностях палеозойских отложений) были положены в основу выделения формаций Зеравшано-Гиссарской зоны.

Терригенная формация (ордовик—нижний силур) — толща глинистых, глинисто-сланцевых сланцев и кварцевых песчаников в верхах разреза постепенно обогащается карбонатным материалом, а средневенлокские отложения представляются слоистыми известняками и доломитами. Мощность — 1200—1300 м.

Карбонатная формация (верхний венлок—живетский ярус) имеет наиболее широкое распространение, характеризуется большой мощностью и выдержанностью формационных тел по простиранию и вкрест зоны. Формация включает в себя органогенные, детритусовые и пелитоморфные слоистые и массивные известняки, доломиты, мергели. По возрасту формация соответствует карбонатным отложениям венлока—лудлова (700—1100 м), туркпаридинской свите, переходной от силура к девону (300—400 м), нижнему девону (800—1100 м), среднему девону—эйфельскому (500—900 м) и живетскому ярусам (500—1200 м). Суммарная мощность силур-девонской карбонатной формации — 2800—4600 м.

Кремнисто-терригенная формация соответствует по объему *пушневатской свите*. Она состоит из двух толщ: кремнистой (пестроцветные и черные яшмы с прослоями брекчиевидных обломочных известняков) мощностью 450—500 м и сланцево-песчаниково-конгломератовой, достигающей 1200 м. По поводу возраста этой свиты не существует единого мнения. В. Р. Мартышев, выделивший эту свиту, относит ее к эйфелю—турне. Находки же турнейской микрофауны по всему разрезу свиты склоняют геологов-съемщиков и палеонтологов к отнесению ее к турнейскому ярусу нижнего карбона (Рубанов, 1968; Салтовская, 1966 и др.). Существует и другая крайняя точка зрения о необходимос-

ти отнесения всей свиты к верхнему палеозою (Кухтиков, 1968 и др.). В настоящее время по совокупности палеонтологических данных эта свита скорее всего может быть отнесена только к турнейскому ярусу, но в ее верхах в составе грубообломочных толщ вполне могут присутствовать возрастные аналоги флишеидной формации средневерхнекаменноугольного возраста. Этим самым формация будет соответствовать кремнисто-карбонатной формации северной части Южного Тянь-Шаня.

Таким образом, палеозойские отложения Зеравшано-Гиссарской зоны могут быть сгруппированы в три формации: терригенную (ордовик—нижний силур), карбонатную (силур—девон), терригенно-кремнисто-карбонатную (турнейского—среднекаменноугольного (?) возраста), Суммарная мощность всех формаций Зеравшано-Гиссарской зоны достигает 6000 м.

Вдоль южной периферии Зеравшано-Гиссарской зоны на западном фланге преобладает карбонатная формация силур-девонского возраста. Она слагает наиболее крупные гряды известняков и доломитов, опоясывающих шовную зону с севера. Здесь же значительно развита терригенно-кремнистая формация турнейского-среднекаменноугольного (?) возраста. Нижняя терригенная формация ордовика—раннего силура обнажается в узких полосах в основании мощных карбонатных массивов. На востоке отмечается постепенное сокращение объема карбонатной формации и возрастание роли сланцевых толщ. Так, в бассейне р. Ягноб и вдоль северного обрамления Каратегинского блока на первый план выходит терригенная формация. Детальное исследование вещественного состава сланцевых пород и обнаружение фауны на водоразделе р. Ягноб и верховьев р. Ханакو убеждает в том, что здесь присутствует терригенная формация силурийского возраста. На западе карбонатная формация выдержана вкрест простирания зоны и обладает значительной протяженностью, образуя в целом крупное пластинообразное, либо уплощенно-линзовидное тело мощностью до 4000 м.

Терригенно-кремнистая каменноугольная формация выполняет протяженные линейные прогибы сразу же к северу от первых гряд известняковых массивов. Ее состав и мощность также характеризуется постоянством и выдержанностью в пространстве.

В пределах зоны Северогиссарского глубинного разлома формации Зеравшано-Гиссара претерпевают значительные изменения. Прежде всего, заметно преобразуются облик, состав и мощности карбонатной формации силура-девона. В зоне глубинного разлома известняково-доломитовая силур-девонская формация Зеравшано-Гиссарского типа сменяется сочетанием карбонатно-органогенных, карбонатно-обломочных и кремнистых пород. Вместе с биогермами, состоящими из коралловых полипов, брахиопод, водорослей, фораминифер и морских лилий, встречаются брекчиевидные разности, а также пачки перемежающихся слоистых известняков и яшмоидов. В отдельных участках шовной зоны отмечается разительное сокращение мощностей силур-девонской карбонатной формации.

Кроме среднепалеозойских отложений в шовной зоне встречаются более молодые стратиграфические комплексы, почти отсутствующие

в смежных районах Зеравшано-Гиссарской зоны. Это нижнекаменноугольные и башкир-раннемосковские толщи.

Все эти преимущественно карбонатные отложения силура, девона и карбона, имеющие в зоне разлома специфическое строение, иногда образуют узкие, широтно вытянутые известняковые массивы-кордильеры, располагающиеся внутри средне-верхнекаменноугольных флишеидных образований приразломных прогибов. Эти массивы обычно представляют собой горсты, ограниченные крутопадающими разрывами. Изучение наиболее древних дофлишеидных образований шовной зоны в исследуемом районе возможно лишь в верховьях р. Ахбашир (бассейн р. Каракуль), где обнажаются ядерные части известняковой «кордильеры». Составление серии детальных профилей с отбором фауны в этом участке позволило установить следующий разрез среднепалеозойских отложений (снизу вверх).

*Черные и темно-серые массивные известняки.* В отдельных участках в них отчетливо видна мелкообломочная структура. Мощность — 180 м.

*Полосчатые мергелистые известняки* с мелкой косо́й слоистостью и подводнооползневыми знаками. Местами в них видны включения и линзы известняково-осадочной брекчии с мелкими остроугольными обломками. Известняки явно мелководного происхождения. В основании пачки обнаружена фауна ругоз, а в верхах — табулят, свидетельствующая, по мнению А. И. Лаврусевича, о границе силура и девона (маргиналиевые слои). Мощность — 200 м.

*Пачка переслаивания темно-коричневых и черных кремней с известняками.* Известняки темно-серые и светлые, криноидные, плотные и даже афанитовые. Переслаивание частое, мощности прослоев от 20—30 см до 1—2 м. В 100 м от основания пачки нами собрана обильная фауна морских лилий, свидетельствующих, по мнению Т. В. Шевченко, об эйфельском возрасте. Фауна ругоз дает более широкий возрастной интервал: нижний девон—эйфель. В верхней половине пачки мощность прослоев известняков сокращается, и они постепенно вытесняются черными яшмами. Мощность — 250 м.

*Серые массивные известняки с микрофауной и водорослями.* По мнению Елены Ожонковой (Польская АН), возраст этих слоев, несомненно, живетский (вероятно верхний живет). Мощность — 15 м.

*Красные, бордовые, зеленые и серые яшмы с прослоями серых массивных известняков и известняковых конглобрекций.* В известняках собрана обильная фауна брахиопод. По мнению В. С. Губаревой, возраст слоев, несомненно, средневизейский.

При сопоставлении основания разреза шовных «кордильер» со смежными участками Зеравшано-Гиссарской зоны (Арг-Магианская полоса) (рис. 12) прежде всего бросается в глаза весьма резкое сокращение мощности девонских отложений в шовной зоне. В части разреза, охарактеризованной руководящими окаменелостями, от слоев переходных от силура к девону до верхов живетского яруса мощность отложений в кордильерах глубинного разлома не превышает 450—500 м. В смежных же участках Зеравшано-Гиссарской зоны (бассейн р. Арг,

Дукдонская гряда, р. Магиан) мощность этой части карбонатной формации достигает 2000—3500 м.

В шовной зоне, таким образом, наблюдается сокращение мощности отложений в 4—7 раз. Кроме того, обращает на себя внимание специфический состав отложений шовных кордильер. Здесь, кроме типичных рифогенных известняков и ракушечников, уже в силур-девонских слоях

встречается большое количество осадочных брекчий, состоящих из остроугольных обломков, а также мелководных карбонатных образований с косою слоистостью и подводноползновыми знаками. Значительную роль в девонском разрезе играют кремнистые образования, иногда они полностью вытесняют из разреза известняки.

Развитие более молодых карбонатно-рифогенных отложений (нижне-среднекаменноугольных), по сути, ограничивается узкой полосой шовной зоны и за ее пределами либо почти не встречается, либо обнаруживается уже в весьма удаленных к северу участках Зеравшано-Гиссарской зоны.

Визейские и нижнемосковские отложения шовной зоны наращивают вверх разрез, описанный нами в верховьях р. Ахбашир. Пачка перемежаемости пестроцветных яшм и брахиоподовых ракушечников, содержащих средневизейскую фауну

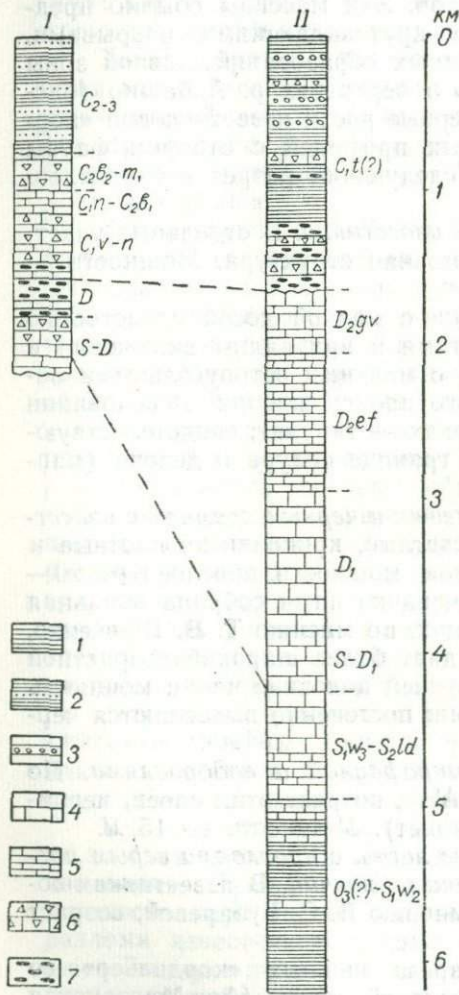


Рис. 12. Схема сопоставления сводных стратиграфических разрезов Зеравшано-Гиссарской зоны и шовной зоны Северогиссарского глубинного разлома.

1 — сланцы и песчаники; 2 — флишoidные отложения; 3 — конгломераты; 4 — массивные известняки и доломиты; 5 — слоистые известняки и доломиты; 6 — обломочные известняки и известняковые конгломераты; 7 — яшмы и кремни. I — разрез шовных кордильер; II — сводный разрез Арг-Магианского района Зеравшано-Гиссарской зоны.

гигантопродуктусов и спирифирид, сменяется толщей визе-раннемосковского возраста. Эта толща весьма детально расчленена и охарактеризована фауной (по В. Д. Салтовской и Ю. А. Сорокину).

Несколько особняком стоят разрезы северной краевой части шовной зоны. Один из таких разрезов был обследован нами совместно

с Ю. А. Сорокиным и А. С. Шадчиным в правом борту р. Дукдон. Здесь в зоне перемежаемости конгломератовидных известняковых пород и слоистых известняков с черными глинистыми и кремнистыми сланцами, кварцевыми песчаниками были собраны нижнесилурийские табуляты, ругозы среднедевонского и нижнекаменноугольного возраста. Все они встречаются в виде крупной известняковой гальки и неокатанных глыб. Несколько западнее из этой же толщи Ю. А. Сорокиным в одних и тех же шлифах обнаружены нижнесилурийские табуляты и фораминиферы средневизейского возраста. В этих толщах не исключается наличие и среднекаменноугольной микрофауны. По-видимому, в краевой части шовной зоны в сферу размыва, кроме внутренних кордильер, вовлекались смежные карбонатные массивы Арг-Дукдонской полосы, сложенные силур-девонской формацией.

В целом же для шовной зоны характерно единое парагенетическое сочетание весьма своеобразных литологических комплексов. В них преобладают органогенные известняки, образующие рифовые кордильеры. Неотъемлемой частью этих образований являются фации крутосклонных рифовых поднятий — известняковые брекчии и конглобрекчии. Все эти родственные по генезису образования должны быть объединены в карбонатную рифоидную формацию, отражающую автономное развитие шовной зоны Северогиссарского глубинного разлома.

Уже на среднепалеозойском этапе шовная зона отличается от крупного и относительно слабо дифференцированного прогиба Зеравшано-Гиссарской зоны характером тектонических движений. Резко сокращенные мощности и перемежаемость известняково-рифовых, обломочных и кремнистых образований свидетельствуют о возникновении кордильерообразных шовных поднятий и интенсивности колебательных движений на этом этапе.

Начиная с нижнекаменноугольной эпохи, когда большая часть Зеравшано-Гиссарской зоны вовлекается в поднятие, в зоне глубинного разлома существует расчлененный прогиб с узкими рифогенными кордильерами. Они периодически воздымаются и подвергаются энергичному размыву. На последующем флишевом этапе развития шовной зоны эти процессы вместе с резким повышением уровня колебательных движений становятся еще более определенными и контрастными.

При изучении восточного продолжения Северогиссарского глубинного разлома к северу от шовного приразломного прогиба (на водоразделе р. Ягноб и верховьев р. Ханако) в поле нашего внимания оказалась толща ягнобских сланцев. В этом участке она слагает северное крыло глубинного разлома и представлена серией кварцево-биотитовых, кварцево-серицитовых, кварцево-хлоритовых и кварцитовидных сланцев мощностью 1300 м. По поводу возраста этой толщи существуют различные мнения. Наиболее неожиданной является точка зрения, высказанная недавно Л. Н. Бельковой и В. Н. Огневым (1969). Исследование вещественного состава ягнобской свиты и сопоставление его с другими регионами Тянь-Шаня привело этих исследователей к заключению о докембрийском возрасте зеленосланцевых образований этого комплекса.

Наши данные по исследованию вещественного состава и находка в этой толще окаменелостей противоречат точке зрения В. Н. Огнева и других. Первый состав толщи (глинистые сланцы и кварцевые песчаники) вполне позволяет сопоставлять ее с нижней терригенной формацией ордовик-силурийского возраста, отражающей ранние этапы глубокого и интенсивного прогибания во всей Зеравшано-Гиссарской зоне. Отсутствие в этой толще окаменелостей весьма затрудняло определение ее возраста, который датировался по-разному, исходя из взаимоотношений этой толщи со среднепалеозойской карбонатной формацией. При составлении послойного профиля метаморфических сланцев в верховьях рек Ханак и Каяз нам совместно с К. О. Цориевым удалось обнаружить в средней части разреза прослой серых доломитизированных известняков, содержащих фауну строматопороидей силур-девонского облика, а также ругозы. Это снимает вопрос о докембрийском возрасте ягнобских сланцев и подтверждает правомерность сопоставления этой толщи с нижней терригенной формацией ордовика-силура. Одной из наиболее характерных формаций шовной зоны является флишиодная формация средне-верхнекаменноугольного возраста (дарахтисурхская свита), которая тяготеет в своем развитии непосредственно к шву глубинного разлома и за его пределами не встречается. Формация представляет собой толщу мощностью до 1000 м, сложенную глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, нередко образующими пачки тонкого и ритмичного переслаивания. Правильность и однообразие ее строения нарушается появлением слоев, горизонтов и пачек грубообломочных пород (гравелитов и конгломератов), которые лишь изредка играют преобладающую роль в разрезе. Тщательное изучение обломочного материала в конгломератах этой зоны показало, что его состав находится в тесной зависимости от пород, окружающих выходы флишиодных образований, меняется от места к месту и находится в тесной зависимости от локальных поднятий и областей сноса. Породы дарахтисурхской свиты были подвергнуты специальным литологическим исследованиям с целью выяснения условий их образования и выявления областей сноса. Наиболее благоприятным объектом для такого рода исследований оказались конгломераты, встречающиеся в виде отдельных пластов, маломощных пачек и линз в различных частях разреза флишиодной формации. Были исследованы почти все конгломераты от верховьев р. Дарахтисурх и р. Сарымаг на западе, вдоль долины р. Каракуль и ее притоков до бассейна р. Сарымаг и р. Канчоч на востоке. При составлении детальных разрезов флишиодных образований в конгломератах производились массовые подсчеты галек, изучение вещественного состава обломочного материала и сбор окаменелостей. Результаты подсчетов изображены на прилагаемой схеме (рис. 13) в виде секторных диаграмм для каждого участка детального профилирования. Величина секторов в кружках соответствует процентному составу основных компонентов гальки.

Весь материал по изучению состава и содержания гальки в конгломератах свидетельствует о том, что во флишиодном приразломном прогибе могут быть выделены две терригенно-литологические провинции.

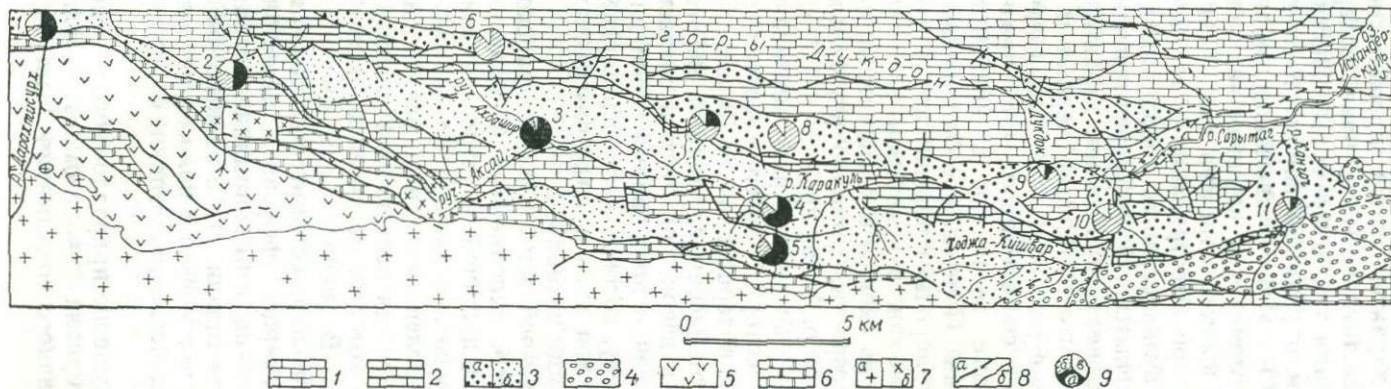


Рис. 13. Схема литологической зональности флишовой прогиба шовной зоны Северогиссарского глубинного разлома. Зеравшано-Гиссарская структурно-формационная зона и зона Северогиссарского глубинного разлома: 1 — карбонатная формация, 2 — кордильера, разграничивающая терригенно-литологические провинции; 3 — флишовидная формация; 4 — южная терригенно-литологическая провинция; 5 — андезитовая формация; 6 — карбонатная формация; 7 — гранодиориты, граниты (а); граносенициты, сенициты (б); 8 — разрывные нарушения (а), интрузивные и стратиграфические контакты (б); 9 — секторные диаграммы результатов массовых подсчетов галек в флишовидных образованиях (процентное содержание): а — карбонатные породы; б — кремнистые породы (яшмы, кварциты, кварц); в — песчаники, эффузивы, граниты.

Южногиссарская магматогенная зона: 5 — андезитовая формация; 6 — карбонатная формация; 7 — гранодиориты, граниты (а); граносенициты, сенициты (б); 8 — разрывные нарушения (а), интрузивные и стратиграфические контакты (б); 9 — секторные диаграммы результатов массовых подсчетов галек в флишовидных образованиях (процентное содержание): а — карбонатные породы; б — кремнистые породы (яшмы, кварциты, кварц); в — песчаники, эффузивы, граниты.

Южная, карбонатная, характеризуется преобладанием в составе обломочного материала известняков. Известняки, содержащие фауну среднего и верхнего палеозоя, а также мраморы южногиссарского типа являются продуктами местного размыва карбонатных гряд, ограничивающих провинцию с севера и с юга. Чрезвычайно любопытный факт — обнаружение в составе конгломератов крупных валунов мелкозернистых гранитов и эффузивов южногиссарского типа. Они представляют собой наиболее устойчивые при выветривании и транспортировке разновидности интрузивных и вулканогенных пород магматогенной зоны, которая в это время уже испытывала дифференцированные поднятия.

Северная, кремнисто-кварцевая провинция, характеризуется преобладанием в составе обломочного материала черных и пестроцветных кремней, кварцитов, кварца, с резко подчиненным количеством карбонатных обломков. Нередко в составе пород этой провинции встречаются кварцево-полевошпатовые песчаники с кремнисто-серицитовым цементом и глинистые сланцы. Породы, преобладающие в составе обломков, весьма напоминают породы пушневатской свиты, залегающие на известняках среднего палеозоя в некотором удалении к северу от шовной зоны. Они также очень сходны с кремнистыми породами и яшмами девонско-визейского возраста, детально изученными нами в известняковом массиве верховьев р. Ахбашир.

Терригенно-литологические провинции разграничиваются протяженным массивом известняков, который прослеживается в виде горста по меньшей мере на 35 км от водораздела рек Дарахтисурх и Сарымат до долины р. Сарыходон. Этот массив, сложенный рифогенными известняками и яшмоидами силура, девона, нижнего и среднего карбона сокращенной мощности, несомненно представлял собой длительно живущую приразломную кордильеру, которая являлась внутренним рубежом в приразломном прогибе шовной зоны и четко разграничивала две провинции с различными областями питания.

На восточном фланге шовной зоны Северогиссарского глубинного разлома приразломный прогиб, выполненный флишoidalной формацией, характеризуется очень малой шириной и устроен значительно проще, чем флишевые трюги каракульского района на западе. Здесь, в верховьях р. Ханак, был составлен детальный разрез дарахтисурхской свиты. В составе ритмичной толщи песчаники и сланцы перемежаются с конгломератами, галька в которых отличается чрезвычайной пестротой литологического состава. В значительных количествах встречены плоские и угловатые обломки кварц-серицитовых, серицит-хлорит-кварцевых сланцев, кварцитов, кварца, эффузивов, известняков с фауной силура и девона. Обращают на себя внимание слабая окатанность обломков и смешанный состав гальки, где в равных количествах встречены породы ягнобской метаморфической полосы, расположенной к северу от шва, и среднепалеозойские известняки, обрамляющие приразломный прогиб с юга.

Таким образом, резкое сужение приразломного прогиба отражается на составе обломочного материала в конгломератах флишoidalной толщи. В условиях более энергичного воздымания участков, ограничиваю-

щих прогиб с юга и с севера, отчетливо проявляется активный двусторонний снос. Налицо все признаки местного размыва, быстрой и недалекой транспортировки терригенного материала. В его составе большую роль играют угловатые и неокатанные обломки. Такие породы, как слюдястые сланцы, не выдерживают далекого переноса. Обнаружение метаморфических сланцев ягнобской серии в составе обломков средневерхнекаменноугольного флиша является чрезвычайно важным фактом. Этим устанавливается возрастной предел метаморфизма ягнобских сланцев. Он мог быть только досреднекаменноугольным. Поэтому вряд ли состоятельно мнение некоторых исследователей о верхнепалеозойском возрасте как самой ягнобской серии, так и явлений метаморфизма в ней. Учитывая все имеющиеся данные (в том числе и вышеупомянутые находки фауны в этой толще), следует относить полосу ягнобских метаморфических сланцев, обрамляющих приразломный прогиб с севера, к силуру.

Изучение флишoidных отложений в многочисленных разрезах показало, что для всего приразломного прогиба в целом не представляется возможным выделение отдельных выдержанных толщ и подбит, которые можно было бы картировать на всей площади. Это связано с фациальной неустойчивостью флишoidных образований. После расшифровки структуры выясняется, что песчано-гравийные и конгломератовые пачки бывают приурочены к различным частям разреза: встречаются в его основании, в средней части, а иногда венчают флишoidную толщу. Таким образом, строго определенная стратиграфическая последовательность пород справедлива лишь для отдельных небольших участков либо локальных полос. Тем не менее в разрезах Южной и Северной терригенно-литологических зон (провинций) можно наметить некоторые закономерные черты строения. Для южной терригенно-литологической провинции характерно образование крупного трансгрессивного макроритма с постепенным уменьшением роли грубообломочного материала вверх по разрезу (рис. 14). В верхних частях толщи это приводит к исчезновению даже песчаников, к полному преобладанию тонкотерригенных пород и нарастанию их известковистости.

Для северной провинции, напротив, свойственна тенденция к регрессивному макроритму. Здесь количество грубообломочного материала обычно нарастает снизу вверх по разрезу. В то же время в целом для южной полосы флишoidных отложений характерен больший объем гравийно-песчаных пород. Эти факты свидетельствуют о том, что границная кордильера разделяет не только участки прогиба с иными областями питания и различным составом обломочного материала, но и с некоторыми отличиями в режиме колебательных движений.

Чрезвычайно важное кордильерообразное поднятие прослеживается также вдоль южной границы шовной зоны. Оно представлено девонкаменноугольными известняками и мраморами («мраморная гряда»). Она во всех случаях ограничивает с севера распространение гранитоидов Гиссарского плутона. К югу от нее расположены метаморфические и вулканогенные комплексы Южногиссарской магматогенной зоны. В средне- и верхнекаменноугольное время кордильера ограничивает

с юга приразломные прогибы шовной зоны. Она же является северным рубежом распространения вулканогенно-флишоидных формаций Южно-гиссарской зоны. Этот линейный карбонатный массив является составной частью зоны, длительно существующим барьером, разграничивающим крупные прогибы с различным по составу формационным заполнением.

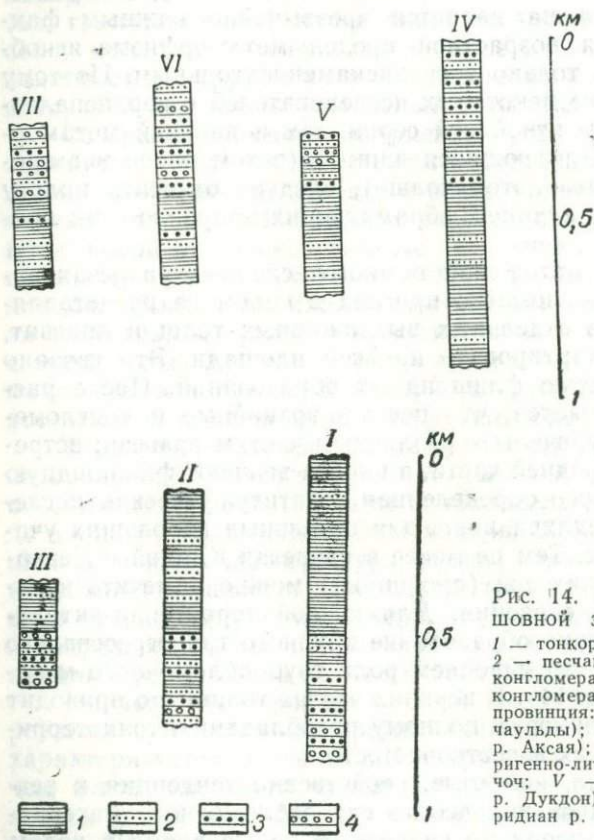


Рис. 14. Разрезы флишоидных отложений шовной зоны Северогиссарского разлома: 1 — тонкоритмичный алевролитосланцевый флиш, 2 — песчаники; 3 — гравелиты и мелкогалечные конгломераты; 4 — крупногалечные и валунные конгломераты. Южная терригенно-литологическая провинция: I — долина р. Каракуль (сай Бачаульды); II — истоки р. Каракуль (устье р. Аксая); III — р. Дарахтисурх. Северная терригенно-литологическая провинция: IV — р. Канчоч; V — правый борт р. Каракуль (устье р. Дукдон); VI — левый борт р. Каракуль (меридиан р. Бачаульды); VII — левый борт р. Ах-башир.

Геометрия приразломных прогибов также отличается непостоянством форм, частой асимметрией дна трогов с более крутыми северными бортами и пологими южными, резкой линейностью и вытянутостью желобов в широтном направлении (ширина отдельных полос не превышает 5—7, а длина достигает 30—50 км). По простиранию приразломные прогибы нередко испытывают раздувы, пережимы и, в общем, постепенно редуцируются в направлении с запада на восток.

Структурные особенности зоны глубинного разлома. Шовная зона характеризуется рядом признаков, которые, с одной стороны, сближают и роднят ее в структурном отношении со смежными зонами, а с другой — свидетельствуют о ее тектонической самостоятельности.

Обобщение результатов детальных структурных наблюдений по Каракуль-Дарахтисурхскому участку показало, что общий структурный рисунок шовной зоны закономерно изменяется при движении с востока на запад. Так, в бассейне рек Канчоч и Арг в разрезе доминирует односторонняя южная вергентность. Она преобладает, в первую очередь, вдоль южной периферии Зеравшано-Гиссарской зоны и в смежных участках зоны глубинного разлома. В ослабленном виде она распространяется и южнее, где преобладают либо вертикальные, либо круто паклонные на юг разрывные нарушения.

На меридиане р. Бачаульды можно наблюдать уже отчетливую встречную двустороннюю вергентность с примерно равным развитием северного и южного наклонов складок и разрывов.

В бассейне р. Аксай намечается переход от двусторонней вергентности бачаульдинского типа к новой, северной односторонней вергентности, которая наиболее четко проявлена в верховьях рек Дарахтисурх и Сарымат. Таким образом, вдоль шовной зоны южная односторонняя вергентность постепенно сменяется обратной — северной, дарахтисурхской. Эта закономерность находит объяснение при анализе глубинных магматогенных структур Южногиссарской зоны.

На востоке, где магматогенные структуры юга являются относительно пассивными, воздымание Зеравшано-Гиссарской зоны приводит к активному надвигообразованию и возникновению чешуйчато-блоковой структуры с южной вергентностью. Сфера этого воздействия неширока и затрагивает лишь северную периферию шовной зоны. Еще точнее, на меридиане р. Варзоб, сфера влияния аргской вергентности ограничивается уже только самой Зеравшано-Гиссарской зоной, в зоне же шва складки флиша характеризуются либо бессистемным, либо вертикальным положением осевых поверхностей.

Гранитоиды Южногиссарской зоны являются более действенными на западном фланге участка, где дарахтисурхская вергентность захватывает не только шовную зону, но и смежные районы Зеравшано-Гиссара.

В числе самостоятельных структурно-тектонических черт зоны разлома необходимо отметить следующие. Шовная зона характеризуется повышенной напряженностью и концентрацией складчатых и разрывных дислокаций. В значительной степени их морфология определяется резко различными вещественным составом и физическими свойствами двух комплексов, участвующих в строении зоны: флишоидных толщ, отличающихся повышенной пластичностью, и известняковых массивов, более склонных к хрупким деформациям.

Отложения средне- и верхнекаменноугольного флиша в приразломных прогибах образуют системы узких линейных и удлиненно-брахиальных складок. Эти складки в поперечном сечении обнаруживают чрезвычайно сложный рисунок, с нередким опрокидыванием, с появлением асимметричных, изоклиальных, веерообразных и лежачих форм (рис. 15). Ширина наиболее крупных складок колеблется в интервале 0,3—0,7 км, а по протяженности они достигают 5—8 км. Эти структуры осложнены многочисленными мелкими складками с нередкими прояв-

лениями дисгармонии, разлинзования и будинажа песчаников. В сланцево-алевролитовых пачках замки складок часто сломаны, приосевые участки нарушены. В этих случаях расшифровка структуры возможна лишь после тщательного исследования ритмов флиша, иероглифов, кливажа осевой поверхности и микроскладок волочения.

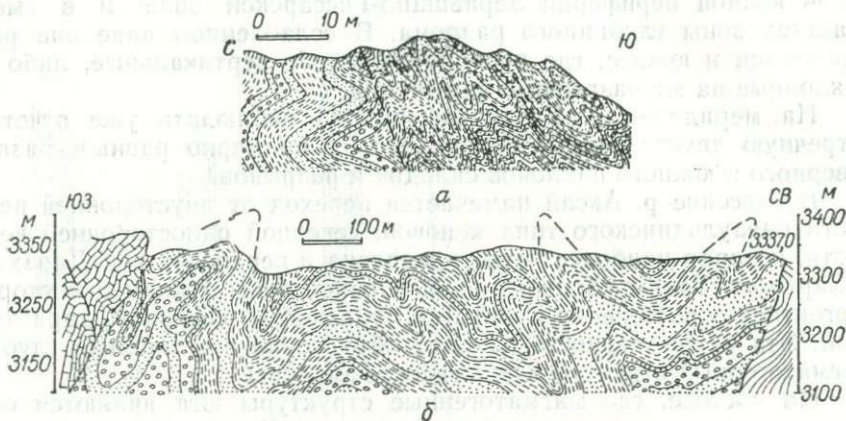


Рис. 15. Характер складчатости в флишоидных образованиях:

- a* — опрокинутые изоклинные и лежащие складки (левый борт р. Каракуль);  
*б* — веерообразная складчатость (водораздел Аксай-Ахбашир).

Карбонатные массивы, расположенные среди флишоидных образований либо обрамляющие их по периферии шовной зоны, также характеризуются сложной структурой: в их строении решающую роль играют блоковые перемещения и самые разнообразные разрывы. Неоднородность карбонатной толщи обусловлена присутствием в ее составе как массивных разновидностей известняков, доломитов и известняковых конгломератов (лудлова, части среднего девона и визе), так и слоистых известняков венлока, эйфеля, башкирско-раннемосковского возраста. Эта первичная неоднородность карбонатно-рифогенных массивов при изобилии разрывных нарушений создает сложную перемежаемость узких линейных блоков в виде острых тектонических клиньев, сужающихся то кверху, то книзу. В отдельных случаях (верховья р. Зидды) карбонатные массивы превращаются, по сути, в грандиозную тектоническую макробрекцию, в которой остроугольные и полусглаженные отторженцы известняков и конглобрекций (размером до 15—30 м в поперечнике) как бы «обволакиваются» со всех сторон интенсивно перемежаемыми слоистыми известняками (рис. 16). Как правило, сужение выхода известнякового горста среди пород верхнепалеозойского флиша вызывает нарастание напряженности и интенсивности дислокаций с увеличением количества разрывов и разногабаритных блоков (рис. 17). Такие узкие линейные горсты известняков (ширина 0,3—0,7 км) наиболее часто встречаются в бортах долин рек Каракуль и Сарытаг.

Характер взаимоотношений карбонатных массивов с флишоидными отложениями различен. Иногда известняки образуют почти согласные

пластины мощностью до нескольких сот метров, надвинутые на толщу флиша. Иногда пачки флиша играют роль пластичной смазки между двумя крупными пластинами массивных известняков, надвинутых друг на друга (рис. 18). Такие взаимоотношения наблюдаются в верховьях рек Сарымат-Дарахтисурх, где амплитуда надвижения известняков визе на среднепалеозойский флиш достигает иногда 5—7 км. В большинстве

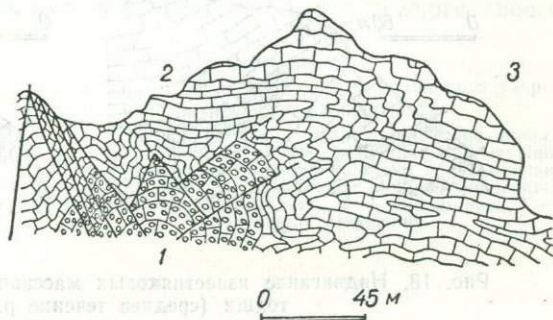


Рис. 16. Структурные особенности карбонатных массивов долины р. Зидды.

1 — известняковая крупноглыбовая конглобрекчия; 2 — слоистые темные известняки.

случаев карбонатные массивы представляют собой резко удлиненные горсты, ограниченные крутопадающими разломами. Иногда они приобретают удлиненно-овальные очертания и, располагаясь на наиболее высоких участках рельефа, могут быть приняты за останцы крупных

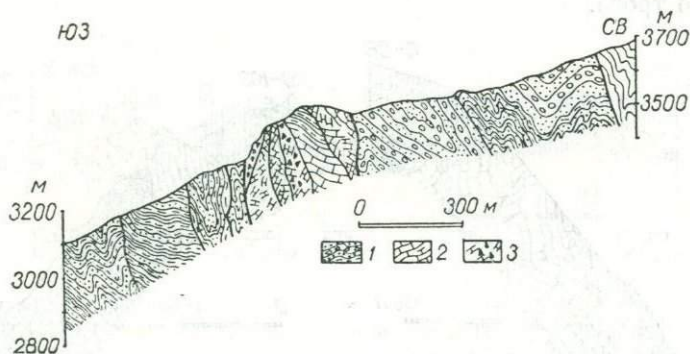


Рис. 17. Строение суженного участка известняковой кордильеры (левый борт р. Каракуль, меридиан оз. Каракуль):

1 — флишоидные отложения; 2 — известняки; 3 — брекчиевидные известняки и конглобрекчи.

покровов. Но детальное изучение показало, что они ограничены крутыми взбросами, которые, как ни странно, иногда прихотливо изогнуты в плане и напоминают жесткие «ядра протыкания».

Вблизи нарушений, ограничивающих карбонатные массивы, складки во флишоидах зависят от строения этих разрывов. Они обычно параллельны разломам в плане, а наклоны их осевых поверхностей совпадают с наклонами сместителей (рис. 19). По мере удаления от разломов эта зависимость ослабевает, и складки в плане оказываются

расположенными несколько диагонально и косо по отношению к граничным разрывам, а иногда кулисообразно подставляют друг друга. По-видимому, известняковые массивы, зарождаясь в среднепалеозойское время, отчетливо проявлялись как кордильеры в позднем палеозое и

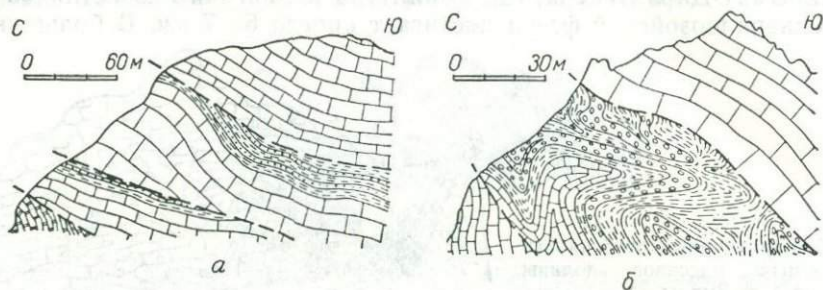


Рис. 18. Надвижение известняковых массивов на отложения флишовой толщи (среднее течение р. Сарыват).

сохраняли свою тенденцию к восходящим движениям в процессе формирования складчато-разрывной структуры шовной зоны. На этом этапе они индивидуализировались в виде своеобразных горстов и ядер протыкания, активно влияя на формирование складчатой структуры флишевого трога.

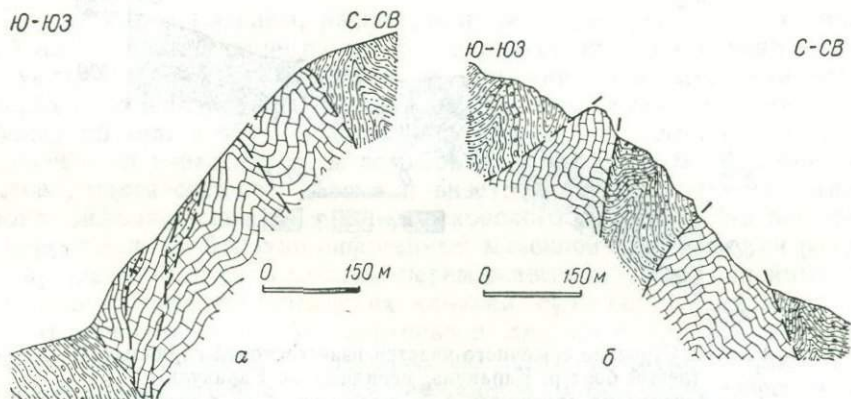


Рис. 19. Структурные взаимоотношения известняковых массивов с флишовой толщей:

а — левый борт р. Каракуль; б — правый борт р. Каракуль (сай Бачаульды).

Любопытно, что, по мере сужения приразломного прогиба на восточном фланге шовной зоны (верховья рек Ханак и Каняз), внутренняя структура карбонатных рифовых массивов упрощается. Количество разломов убывает, в известняках сохраняются хорошо выраженные, почти не нарушенные складки и крупные моноклинальные пакеты (рис. 20).

В целом необходимо отметить, что шовная зона отличается весьма невыдержанной шириной и образует в плане многочисленные четко-образные раздувы и пережимы, причем ширина зоны, ширина приразломных прогибов и сложность поверхностной структуры шва — все эти параметры находятся между собой в прямой зависимости. Кроме этого, отмечается другая закономерность в строении шовной зоны. Все названные выше черты зоны разлома достигают наиболее полного своего

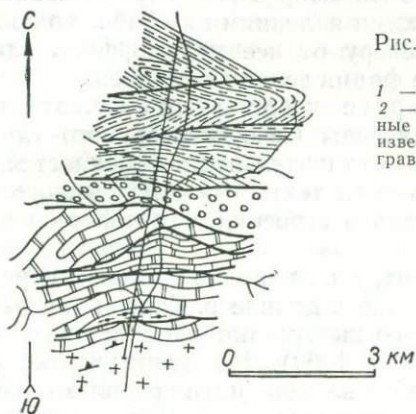
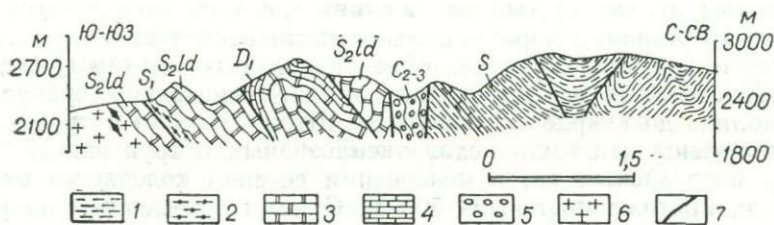


Рис. 22. Геолого-структурная схема и разрез (долина р. Ханак):

1 — кварц-сланцевые сланцы ягнобской свиты; 2 — кремнистые сланцы, кварциты; 3 — массивные мраморизованные известняки; 4 — слоистые известняки; 5 — глинистые сланцы, песчаники, гравелиты, конгломераты; 6 — гранитоиды; 7 — разрывные нарушения.



развития в тех участках на западном фланге, где глубинный разлом разграничивает резко отличные по своим формациям и тектоническому режиму участки Зеравшано-Гиссарской и Южногиссарской зон (бассейн р. Каракуль). Здесь в непосредственное соприкосновение приведены мощные карбонатные и терригенно-карбонатные отложения миогеосинклинали с севера и вулканогенно-обломочные формации магматогенной зоны с юга. На востоке, по границе Зеравшано-Гиссарской зоны и Гармского кристаллического массива, состав аспидно-сланцевой формации нижнего палеозоя (ордовик—нижний силур) становится весьма сходным в обеих тектонических зонах, к тому же они оказываются весьма сближенными в пространстве. Шовная зона здесь прослеживается лишь по узкой полосе сгущения разломов, поясу даек и отдельных лентовидных трещинных интрузий гранитов и сиенитов. Отмечается также серия узких «надразломных» грабен-синклиналей, выполненных мел-па-

леогеновыми отложениями. Рифогенные кордильеры среднего палеозоя и приразломные прогибы с верхнепалеозойской флишоидной формацией почти полностью отсутствуют. На передний план при выявлении глубинного разлома здесь выступают резкие различия в характере метаморфизма смежных структурно-формационных зон. Вдоль шовной зоны отмечается резкий скачок метаморфизма. Расположенный к югу от нее Гармский массив представляет собой крупный блок с широким развитием мощного динамотермального метаморфизма и гранитизации, сопоставимого с ультраметаморфическими явлениями амфиболитовой фации. В пределах шовной зоны и к северу от нее метаморфизм сланцевых толщ нигде не поднимается выше фации зеленых сланцев.

Магматизм и некоторые черты металлогении зоны разлома. Интрузивные массивы Северогиссарского глубинного разлома характеризуются рядом отличительных особенностей, позволяющих говорить о самостоятельности тектоно-магматического режима этой зоны, что касается как состава и строения, так и формы магматических тел.

В числе новых данных по интрузиям шовной зоны в первую очередь необходимо отметить выявление в долине р. Канчоч (юго-западнее озера Искандеркуль) своеобразного интрузивно-экструзивного комплекса (Гнутенко, Куземко, Портнягин, 1969). На этом участке на всех геологических картах всегда изображалось поле развития осадочно-вулканогенной толщи нижнепермского возраста. Детальные структурно-петрологические исследования показали, что ни о каких стратифицированных вулканогенных отложениях здесь не может быть и речи и что за эффузивные породы предыдущими исследователями принималась серия мелких интрузий, образующих полную гамму переходов от гипабиссальных гранодиоритов и гранит-порфиров субвулканического облика до кварцевых порфиров. Штоки и дайки интрузивных пород заключены как бы в чехол эксплозивных и эруптивных брекчий. Размер интрузивных тел в поперечном сечении колеблется от 0,5 до 50—70 м, протяженностью 5—500 м. С ними соизмеримы по размеру тела, образуемые брекчиями.

Весь этот магматический пучок вытянут вдоль Каракульского взброса, регионального разрыва значительной протяженности, разграничивающего крупный Сарытагский карбонатный массив и расположенный к югу от него приразломный прогиб, выполненный флишоидными карбона. Интрузивно-экструзивные тела подчинены в своем развитии этому взбросу, залечивают его, а также прорывают висячее и лежащее крылья разлома. Гранодиориты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры связаны между собой общностью дифференцированного магматического очага. Доводами в пользу их родства являются:

— сходный набор и порядок идиоморфизма породообразующих и аксессуарных минералов;

— постоянное присутствие магматического граната, который в отдельных участках входит в число породообразующих минералов. Наличие граната в этом случае несомненно свидетельствует о важной роли процессов глубинной ассимиляции;

— сходные особенности химизма — пересыщение глиноземом, слабая магниальность, преобладание калия над натрием.

Эксплозивные брекчии состоят из обломков песчаников, алевролитов, кварца, кварцевых порфиров, гранит-порфиров; цемент — тонко-раздробленный, того же состава, иногда стекловатый или фельзитовый. В эруптивных брекчиях обломки сцементированы кварцевым порфиром.

Тесная пространственная и структурная связь описанных изверженных и обломочных пород, близость состава, сходный характер наложенных изменений позволяют нам считать их генетически связанными между собой. Определения абсолютного возраста пород, выполненные по валовым пробам калий-аргоновым методом в Проблемной лаборатории Львовского университета, свидетельствуют об образовании интрузий в конце среднекаменноугольной и в начале верхнекаменноугольной эпохи (280—310 млн. лет).

Таким образом, в этом случае мы имеем дело с одним из наиболее ранних магматических проявлений глубинного разлома, соответствующих этапу замыкания приразломных прогибов каменноугольного периода и заключительным движениям, оформившим палеозойскую складчато-блоковую структуру Зеравшано-Гиссарской геосинклинали. Сложная магматическая ассоциация интрузивно-взрывного происхождения свидетельствует об особых условиях в зоне глубинного разлома, где магматический расплав характеризовался высокой скоростью подъема, быстрым и обильным выделением летучих в обстановке резкого перепада давлений, с образованием эксплозивного чехла.

К числу более поздних магматических образований зоны разлома могут быть отнесены массивы щелочных пород — сиенитов и нефелиновых сиенитов верхнепермского возраста. На западном фланге зоны они встречаются в виде небольших тел площадью 1,5—2 кв. км, а на востоке достигают 40 кв. км. В большинстве случаев это тела, заметно удлиненные вдоль зоны и тяготеющие к региональным разрывам, обрамляющим шовную зону с юга. Один из таких массивов был исследован нами в верховьях р. Каракуль. Здесь он представляет собой пластинообразное тело, падающее на юг под углом 30—45°. Наклон его контактов, слои течения и другие элементы прототектоники соответствуют наклону сместителей всех разрывов этого участка. Определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом (Проблемная лаборатория Львовского госуниверситета) свидетельствуют о верхнепермском возрасте этого комплекса (250 млн. лет).

Как известно, щелочные массивы такого типа являются одним из наиболее глубинных магматических проявлений подвижных поясов. Их приуроченность к зоне Северогиссарского глубинного разлома в данном случае закономерна и является еще одним подтверждением глубины его заложения. Щелочные массивы выразительно подчеркивают северный рубеж влияния Южногиссарской магматогенной зоны, которая в верхней перми сохраняет еще достаточную активность, в то время как смежная к северу Зеравшано-Гиссарская миогеосинклинали уже вступила в стадию затухания тектонических движений, завершив свое развитие в верхнекаменноугольной эпохе.

В связи с предложенной системой тектонического районирования, нуждается в пересмотре вопрос и о связи наиболее важных металлогенических зон с глубинной тектоникой региона.

При тектоническом делении региона, предложенном С. К. Овчинниковым (1959), границы Зеравшано-Гиссарской и Южногиссарской зон проходили вдоль гипотетической линии в приосевой части плутона. В построениях М. М. Кухтикова Южногиссарская зона как единое целое перестала существовать совсем: она раздробилась на ряд блоков, протягивающихся в разных направлениях из Юго-Западных отрогов на

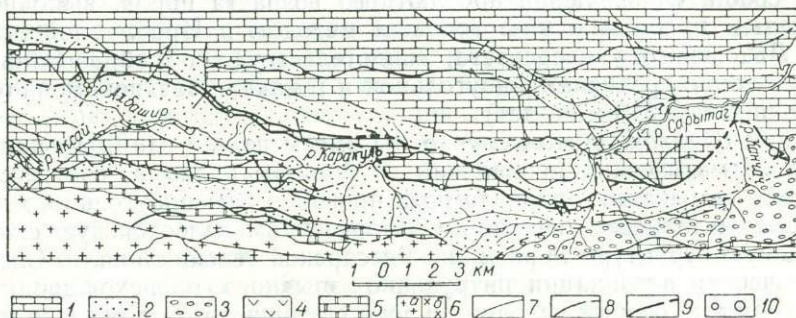


Рис. 21. Схема распределения ртутной минерализации в бассейне рек Каракуль—Сарытаг:

- 1 — карбонатные образования Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны и зоны глубинного разлома;  
 Зона Северогиссарского глубинного разлома:  
 2 — флишодные образования; 3 — обломочно-карбонатные образования мезокайнозоя.  
 Южногиссарская магматогенная зона:  
 4 — вулканогенные образования; 5 — карбонатные образования; 6 — граниты, гранодиориты (а) и сyenиты, граносyenиты (б); 7 — стратиграфические и интрузивные контакты; 8 — разрывные нарушения; 9 — рудоконтролирующие разрывные нарушения; 10 — рудопроявления ртутной минерализации.

северо-восток, а из Зеравшано-Гиссарской зоны в юго-восточном направлении, и такие блоки, как Каратегинский массив, рассматривались вне всякой связи с Южногиссарской зоной. Металлогенические обобщения при использовании этих тектонических схем встречают ряд затруднений.

В наиболее полной и глубокой металлогенической сводке, выполненной Е. Д. Карповой (1961), видно, что металлогенические зоны в ряде случаев совершенно не совпадают с геоструктурными элементами. С другой стороны, искусственная привязка к тектоническим схемам влияла на оконтуривание отдельных металлогенических поясов, и поэтому такие районы, как Каратегин (*Гармский кристаллический массив*), по сути, оказывались за пределами всех металлогенических зон региона.

Предлагаемое нами расширение границ Южногиссарской зоны, придание ей нового тектонического смысла и установление ее четкого северного ограничения — зоны Северогиссарского глубинного разлома — позволяют по-новому подойти к перспективной оценке ряда площадей и более четко увязать тектонические структуры с металлогеническими зонами. Зона Северогиссарского глубинного разлома в новой

интерпретации совпадает с таким важным металлогеническим рубежом, как южная граница Зеравшано-Гиссарской ртутно-сурьмяной зоны. В то же время к югу от глубинного разлома располагается редкометальный оловяно-вольфрамовый пояс, тесно связанный в своем развитии с Южногиссарской магматогенной зоной. Давно известные здесь месторождения и рудопроявления вольфрама и олова генетически связаны со скарнами и гидротермальными проявлениями гранодиоритовой и гранит-плутонической формацией Гиссарского батолита.

В последующие этапы развития магматогенной зоны возникают серии свинцово-флюоритовых рудопроявлений и месторождений Южного Гиссара. Блоковые перемещения верхнепермской стадии и гидротермальная деятельность этого времени обусловили образование здесь месторождений свинца и флюорита.

Редкометальный и свинцово-флюоритовые пояса, в общем, пространственно совпадают с Южногиссарской магматогенной зоной и ограничиваются Северогиссарским разломом с севера. Представляется неверным ограничение с востока по Комсомолабадскому разлому редкометальной и свинцово-флюоритовых зон, как это делалось ранее. Следует считать Каратегинский блок неотъемлемой частью Южногиссарской магматогенной зоны и, соответственно, продолжать в этот район редкометальный и свинцово-флюоритовый пояса.

Сама зона Северогиссарского глубинного разлома является важнейшей рудоконтролирующей структурой региона. Так, в бассейне р. Каракуль, вдоль протяженных разломов, ограничивающих узкую карбонатную кордильеру с севера и с юга, обнаружена серия ртутно-сурьмяных рудопроявлений (рис. 21). Было доказано, что в зависимости от состава пород, слагающих кордильеру, и от морфологии элементарных структур изменяется характер оруденения. Там, где преобладают разрывы с вертикальными либо падающими на юг сместителями, висячих крыльях нормальных сбросов оказываются флишоидные породы. Здесь большое значение приобретают участки пересечения широтных и субмеридиональных (поперечных) разломов. Киноварь с антимонитом концентрируется преимущественно в брекчиевидных висячих известняках (реки Ахбашир, Ходжа-Кишвар и др.). Там, где висячем крыле взбросов оказываются известняки, оруденение располагается преимущественно в гидротермально-измененных породах флиша либо в зонах дробления и милонитизации.

Чрезвычайно важный фактор — приуроченность всего оруденения этой территории к шовной граничной кордильере. Это еще раз доказывает необходимость тщательного исследования таких длительно существующих барьеров в шовных зонах и подтверждает глубинную природу их возникновения.

**Южногиссарская магматогенная зона.** До настоящего времени контуры этой зоны, в особенности ее северное и северо-восточное ограничения, не могли быть окончательно обрисованными из-за слабой изученности осадочно-метаморфических образований, обрамляющих Гиссарский плутон с севера и слагающих так называемый «Гармский кристаллический массив» на востоке.

На геологических картах отложения, расположенные к северу от плутона, показывались как нерасчлененные среднепалеозойские либо как аналоги пушневатовской свиты (эйфель—турне). Узкая широтная полоса этих отложений либо включалась в состав Зеравшано-Гиссарской зоны (Виноградов, 1959), либо разрывалась по простиранию и относилась к различным зонам (Кухтиков, 1968).

Новые данные, полученные в результате полудетальных геологических съемок и тематических работ (1963—1970 гг.), позволяют пересмотреть последние схемы тектонического районирования (Кухтиков, 1964, 1968), оставив за этой территорией ее прежнее название — Южногиссарская зона (Овчинников, 1959б), расширив ее границы к северу и к востоку.

Детальное исследование состава метаморфических комплексов, находки в них фаунистических остатков, сопоставление разрезов свидетельствуют о значительном сходстве формаций ранних этапов развития и о выдержанности условий осадконакопления на всей территории этой зоны. Формационное единство зоны подтвердилось и новыми данными о возрасте и составе осадочно-вулканогенных толщ северного обрамления плутона. Выяснилось, что они хорошо коррелируют со стратотипами верхнего палеозоя южных склонов Гиссара и резко отличаются от формаций Зеравшано-Гиссарской зоны, обособляясь от них Северогиссарским глубинным разломом.

Глубинные разломы, в свете новых данных, являются не только рубежами единого структурно-формационного блока земной коры, но и фиксированными границами широкого распространения таких глубинных процессов, как интенсивный регионально-контактовый метаморфизм и гранитизация, которые достигают именно в этой зоне своего максимального развития.

Ни жне- и среднепалеозойские формации зоны. Выделение и прослеживание формаций ранних этапов развития Южногиссарской зоны до последнего времени встречает ряд затруднений. В их числе недостаточная изученность докаменноугольных отложений и некоторые объективные причины: незначительность размеров выходов древних пород, их фрагментарность, разобщенность крупными полями гранитоидов, сложный и порой высокий метаморфизм. С этим связана и весьма разноречивая трактовка возраста и структурной позиции докаменноугольных формаций.

В результате первых планомерных геологосъемочных работ в этом регионе, большинство метаморфических толщ были отнесены А. П. Марковским, А. В. Григорьевым и др. (1932—1937 гг.) к силуру либо показаны на карте нерасчлененным средним—верхним палеозоем. Несмотря на то, что фактического материала для такого обобщения было недостаточно и метаморфические комплексы оставались малоизученными, предположение А. П. Марковского выдержало проверку временем. По нашим представлениям, новейшие данные подтверждают точку зрения, которая была показана на геологической карте центральной части Средней Азии (1961). Здесь метаморфические образования Гиссара и Каратегина вновь показаны нижним силуром.

Противоположная концепция наиболее определенно отстаивается М. М. Кухтиковым (1964, а, б) и содержится в последней сводной работе этого исследователя (Кухтиков, 1968). «Докембрийский» возраст метаморфических комплексов обосновывается выдержанностью и глубиной метаморфизма этих отложений, резким отличием их от «малоизмененных палеозойских отложений с фауной», наличием метаморфических пород в гальке нижнего и среднего карбона и другими косвенными факторами.

Действительно, большинство геологов с полным основанием относят к докембрию суперкрустальные метаморфические толщи фундамента Юго-Западных отрогов Гиссара, обнаженного участка Таджикско-Афганского срединного массива, ограничивающего с юга Южнотянь-шаньскую геосинклинальную систему. Но вряд ли справедливо распространять эти данные на все метаморфические отложения Гиссаро-Алая, пережившего совершенно иную тектоно-магматическую историю в среднем и верхнем палеозое. Подобная аргументация оказывается не всегда состоятельной по одной простой причине: здесь мы имеем дело не с выдержанным региональным метаморфизмом, а со своеобразным локальным динамотермальным метаморфизмом, свойственным многим геосинклинальным поясам (Добрецов и др., 1966). В этом случае метаморфические явления отличаются крайней неоднородностью, резкими скачками температуры и давления. Фации метаморфизма на незначительных расстояниях колеблются в широких пределах. В отдельных участках геосинклинальные формации могут быть доведены до самых высоких ступеней метаморфизма, вплоть до ультраметаморфизма. При механическом сопоставлении такие локальные зоны могут быть по виду неотличимы от докембрийских, но степень метаморфизма в этом случае отнюдь не может быть критерием возраста формаций. Последние геологические данные, собранные нами совместно с геологами Таджикского геологического управления (1965—1970 гг.), подтверждают это положение.

Так, детальное исследование метаморфической серии гор Османтала-Сангинавишта (бассейн р. Варзоб), относимой М. М. Кухтиковым к докембрию, показало, что в *нижней толще* этого комплекса преобладают кварц-альбит-мусковитовые, кварц-биотитовые и кварц-альбит-биотитовые сланцы, нередко содержащие гранат и андалузит. В верхах разреза встречаются единичные прослои и пласты метаморфизованных дацитовых порфиров, мраморов и мраморизованных известняков. Количество карбонатных прослоев и их мощность вверх по разрезу нарастают. В некоторых прослоях обнаружена фауна амфиоп (определения Г. С. Гриненко) и брахиопод нижнесилурийского облика. Мощность толщ сланцев — около 1500 м.

*Верхняя толща* этого комплекса залегает совершенно согласно и с постепенным переходом на нижней. В ее составе преобладают полосчатые, массивные и грубослоистые мраморы и мраморизованные известняки. В основании этой толщи из прослоев, наименее затронутых метаморфизмом, собраны амфиопы верхневенлокского-нижнелудловского возраста, а в верхах ее вместе с амфиоперами обнаружены остатки ру-

гоз. По мнению А. И. Лаврусевича и Г. С. Гриненко, верхняя часть данной толщи относится к верхнему лудлову—нижнему девону. Мощность — 500—600 м. Таким образом, возраст сланцевой толщи может быть датирован нижним силуром (не исключая присутствия верхов ордовика в ее низах), а карбонатная толща датируется фауной в интервале верхний силур—эйфель.

Метаморфизм обеих толщ отличается значительной неравномерностью, которая проявляется в резкой смене относительно низкотемпературных минеральных ассоциаций более высокотемпературными с соответствующими микроструктурными видоизменениями. Отмечаются колебания условий в пределах различных субфаций зеленых сланцев до эпидот-амфиболитовой фации в отдельных участках. Все эти данные безусловно снимают вопрос о докембрийском возрасте нижней метаморфической толщи гор Османтала. Этому противоречат, в первую очередь, находки в ней нижнесилурийской фауны, а также характер метаморфизма, который, несмотря на его интенсивность на отдельных участках, не может считаться региональным в силу своей невыдержанности и полосовидного распределения различных метаморфических фаций в едином комплексе пород.

Среди материала, накопленного в последнее время, необходимо выделить чрезвычайно важный факт обнаружения фаунистических остатков в глубоко метаморфизованных толщах так называемого Гармского кристаллического массива. Во время тематических и геологических работ коллективом Таджикского геологического управления (группы А. С. Шадчинева и В. Т. Вашурова) в 1967 г. на г. Тахта, на водоразделе рек Сурхоб и Ясман, в мраморах, переслаивающихся с кристаллическими сланцами и гнейсами, были найдены остатки перекристаллизованных стеблей морских лилий (Шадчинева и др., 1970). Впоследствии, в 1968 г. участки находок были исследованы нами совместно с этими геологами, сборы в этом месте повторены и дополнены находками криноидей на других участках территории.

Составление детальнейших структурно-стратиграфических профилей показало, что в разрезе метаморфического комплекса Каратегина следует выделять две толщи.

*Нижняя толща* представлена кристаллическими сланцами и гнейсами, состоящими из кварца, плагиоклаза (олигоклаз-андезина), биотита и мусковита, иногда с калиевым полевым шпатом, гранатом, кордиеритом, силлиманитом. В низах толщи преобладают тонкополосчатые гнейсы и кристаллические сланцы, весьма однородные и монотонные по составу и строению. Здесь лишь изредка встречаются маломощные прослои и линзы мраморов, содержащие темные графитизированные разности с криноидеями палеозоя (правый борт р. Ясман). В верхах толщи возрастает количество прослоев мраморов с моноклинным пироксеном и волластонитом, появляются в значительных количествах кварциты, содержащие мусковит и графит, а также пироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы, состоящие из моноклинного пироксена, кварца, основных плагиоклазов и реже — калиевого полевого шпата. Здесь же в виде прослоев встречаются и амфиболиты, сложен-

ные роговой обманкой и среднеосновными плагиоклазами. Венчается толща пачкой (800 м) чередующихся сланцев, гнейсов, кварцитов и мраморов с прослоями пироксеновых сланцев и амфиболитов. Мощность толщи — 1800—2000 м.

*Верхняя толща* залегает с постепенным переходом на нижней и в основании содержит пачку массивных кристаллических мраморов (250 м), которая вверх по разрезу сменяется пачкой полосчатых мраморов и мраморизованных известняков с прослоями кристаллических сланцев и кварцитов. В известняках этой толщи собраны остатки криноидей силур-девонского возраста. Мощность толщи — около 800 м.

В целом, метаморфизм пород этого участка очень высок, и минеральные парагенезисы позволяют говорить о его колебаниях в пределах амфиболитовой фации.

Однако в нескольких километрах севернее (бассейн рек Ясман и Ярхыч) метаморфизм резко падает и толщи того же первичного состава, содержащие такую же фауну, метаморфизованы уже только до стадии зеленых сланцев и лишь иногда до эпидот-амфиболитовой. По геолого-петрологическим признакам комплекс бассейна р. Ярхыч сопоставляется с толщами гор Османтала (бассейн р. Варзоб).

Лишь редкое сочетание условий, способствовавших сохранению окаменелостей в комплексе глубокометаморфизованных пород этого участка и обнаружение этих фаунистических остатков смогли поколебать распространенное мнение о докембрийском возрасте Гармского кристаллического массива.

После получения таких данных совершенно естественным является, во-первых, дальнейшая ревизия возраста метаморфических толщ Южного Гиссара, относимых к докембрию и метаморфизованных к тому же значительно слабее, чем в Каратегине; во-вторых, пересмотр широких региональных обобщений по Южному Тянь-Шаню и Таджикско-Афганскому срединному массиву, в основу которых положен докембрийский возраст Гармского кристаллического комплекса (Кухтиков, 1968; Вонгаз, 1969 и др.).

Между Османталинским и Каратегинским участками, в бассейне р. Каяз, нами исследованы также две толщи, подобные описанным выше, но сравнительно низкий метаморфизм и хорошая сохранность окаменелостей позволили уточнить первичный состав толщ и их стратиграфическое положение (рис. 22). Метаморфизм здесь также очень неустойчив и невыдержан по интенсивности. В отдельных участках нижняя толща практически неотличима от османталинской, а в других — породы зеленосланцевой фации сменяются обычными глинистыми и слюдисто-глинистыми сланцами, филлитами, рассланцованными алевролитами и кварц-полевошпатовыми песчаниками. Это — монотонная сланцевая толща с редкими прослоями метаморфизованных эффузивов и пелитоморфных известняков. В верхней части разреза появляется значительное количество прослоев органогенных известняков с обильными остатками брахиопод, криноидей верхнего ордовика (?) — нижнего силура. Венчается разрез нижней толщи пачкой (300 м) плотных кварцевых песчаников и кварцитов с прослоями сланцев и известняков.

Видимая мощность толщи — 1300 м. Верхняя карбонатная толща за-  
 легает согласно на нижнесилурийской и содержит фауну верхнего си-  
 лура—нижнего девона. Мощность — 850 м.

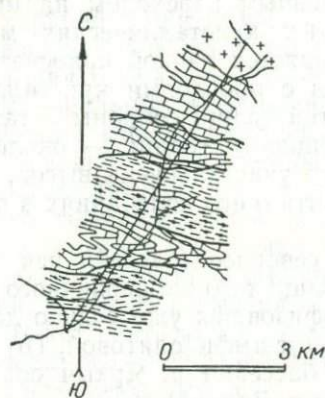
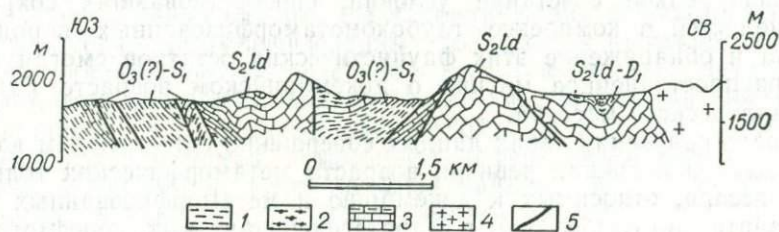


Рис. 20. Геолого-структурная схема  
 и разрез (долина р. Каняз):

1 — слюдяные сланцы, филлиты, филли-  
 тизированные песчаники; 2 — кварциты,  
 кварцевые песчаники; 3 — известняки;  
 4 — гранитоиды; 5 — разрывные нару-  
 шения.



Суммируя данные по этим трем изученным нами участкам Южно-  
 гиссарской зоны, следует прийти к выводу, что наиболее древние отло-  
 жения, обнажающиеся в ее пределах, могут быть отнесены к палеозою  
 (верхний ордовик—низы среднего девона), причем сложный и разно-  
 родный метаморфизм этих пород по всем признакам не может счита-  
 ться региональным и ни в коем случае не является свидетельством  
 докембрийского возраста этих образований. В то же время новые па-  
 леонтологические данные, а также исследования первичного состава  
 отложений открывают путь для сопоставления участков, для установ-  
 ления возраста и выделения формаций этого этапа.

Минералогические и петрографические особенности ордовик—ниж-  
 несилурийской метаморфической толщи позволяют восстановить ее пер-  
 вичный состав. Снимая различные ступени метаморфизма, получаем  
 сходную по литологии серию пород. Нижняя ее часть во всех разрезах  
 характеризуется монотонным набором преимущественно тонкообломоч-  
 ных глинисто-алевролитовых пород с редкими прослоями кислых и сред-  
 них эффузивов и олигомиктовых песчаников. В верхах толщи возрас-  
 тает роль карбонатов, появляется значительное количество кварцевых  
 песчаников, иногда образующих пачки груборитмичного переслаивания.

Видимая мощность нижней терригенной формации нигде не превышает 2000 м.

Силур-девонская карбонатная формация сменяет нижнюю с постепенным переходом и встречается почти всегда вместе с последней (рис. 23). Первичными породами, составляющими карбонатную формацию, были разнообразные обломочные и органогенные известняки и реже доломиты. Ее мощность достигает 1000 м.

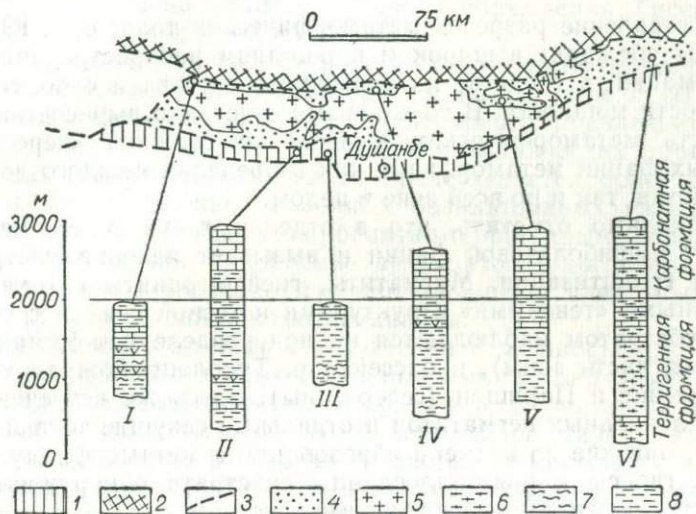


Рис. 23. Схема сопоставления разрезов среднего палеозоя. Глубинные разломы: 1 — Южногиссарский; 2 — Северогиссарский; 3 — региональные граничные разломы. Южногиссарская магматогенная зона: 4 — метаморфический, вулканогенный и осадочный комплексы; 5 — гранитоиды Гиссарского плутона. Уровень метаморфизма первичных образований среднего палеозоя: 6 — амфиболитовая фация, 7 — эпидот-амфиболитовая фация; 8 — фация зеленых сланцев. Районы составления разрезов: I — р. Гелендарья; II — р. Чош; III — р. Обизаранг; IV — р. Варзоб; V — р. Каняз; VI — Каратегинский хребет.

Исследования других участков Южногиссарской зоны показали широкое площадное развитие этих двух формаций.

На крайнем западе зоны, в бассейне р. Гелендарья, обнажается толща сланцев, содержащих в верхах разреза прослойки и пачки известняков и кварцитосланцев (мощность — 1200—1300 м). По комплексу признаков она хорошо сопоставляется с толщей гор Османтала и метаморфизована в зеленосланцевой фации с элементами эпидот-амфиболитовой на отдельных участках.

На южных склонах Гиссара, в бассейне р. Чош (приток р. Туполанг), обнажается, изученная впервые Д. А. Рубановым, мощная терригенная толща ордовика и силура, согласно сменяющаяся вверх по разрезу карбонатной, содержащей фауну от верхнего силура до эйфеля включительно. Состав этих двух толщ подобен вышеописанным, а метаморфизм относительно невысок и хорошо сопоставляется с комплексом р. Каняз. Однако в нескольких километрах к востоку-северо-востоку

метаморфизм резко нарастает, и в долине р. Кштут нижняя толща уже метаморфизована в амфиболитовой фации. Она представлена кристаллосланцами и гнейсами, подобными каратегинским.

Вдоль северного обрамления Гиссарского плутона, в бассейнах рек Паришон, Соминг нами детально изучена толща кристаллических сланцев и гнейсов, подобная каратегинской, связанная постепенными переходами с толщей мраморов, содержащей в верхах эйфельские криноидеи.

Сопоставление разрезов метаморфических толщ всей Южногиссарской зоны убеждает в широком площадном распространении выделенных формаций, в сходстве их первичного состава и относительной выдержанности мощности. В то же время отчетливо вырисовывается неоднородность метаморфических явлений со сложной «чересполосицей» различных фаций метаморфизма как в пределах каждого даже небольшого участка, так и по всей зоне в целом.

Необходимо отметить, что в отдельных участках метаморфизм достигает амфиболитовой фации и вызывает явления ультраметаморфизма и гранитизации. Мигматиты, гнейсо-граниты с отчетливыми и характерными «теневыми» структурами и тесной связью с гнейсо-сланцевым субстратом наблюдаются на водоразделе рек Ясман и Сурхоб (восточная часть зоны), в бассейне р. Туполанг (южная часть) и по рекам Соминг и Паришон (север зоны). Здесь же встречаются линзы и гнезда зональных пегматитов и отдельные секущие тела палингенных гранитов, близкие по времени образования к метаморфизму. В этих же участках гнейсы и кристаллосланцы субстрата обнаруживают характерные пегматитовые и агматитовые текстуры.

Что касается возраста метаморфизма, то здесь можно совершенно определенно говорить о его верхнем пределе, ибо во всех последующих геосинклинальных комплексах, начиная с нижнего карбона (визе), метаморфические явления в таком объеме и такой интенсивности практически отсутствуют. Кроме того, полный набор метаморфических пород силура и девона встречен в гальке и обломках терригенных каменноугольных толщ.

Каменноугольный комплекс отделен от метаморфического региональным несогласием с выпадением живецких, всех верхнедевонских и, вероятно, частично каменноугольных отложений (турне). Этому отрезку времени соответствует режим геантиклинального поднятия Южногиссарской зоны. Вероятно, с этим же этапом связаны и завершающие стадии метаморфизма, что подтверждается определениями абсолютного возраста метаморфических пород различных участков зоны\*.

Этим стадиям соответствует возраст 350—380 млн. лет (верхний девон—граница девона и карбона), полученный для метаморфических пород Каратегина (реки Сурхоб и Ясман), бассейна Каняз и других участков.

Каменноугольные и пермские формации. Впервые наиболее полный формационный анализ верхнепалеозойского геосинкли-

\* Данные калий-аргонового метода по минеральным и валовым пробам лаборатории Института геологии докембрия АН СССР (Крылов, Силин, 1963) и Проблемной лаборатории Львовского университета (Чеджемов, Цюнь, 1965—1970).

нального комплекса Южного Гиссара был произведен Е. Н. Горещкой на основании детальных съемочных работ и тщательных геолого-петрологических исследований в бассейнах рек Ханака и Лючоб на южных склонах хребта. Последующие исследования не только подтвердили право на существование этих формаций, но и позволили проследить их в западном и восточном направлениях вдоль южных склонов Гиссара. В недавнее время аналоги этих формаций удалось установить среди пород северного осадочно-метаморфического обрамления Гиссарского плутона (Портнягин, 1968; Рубанов, 1968).

Спилито-диабазовая формация. Спилито-кератофировая формация нижнекаменноугольного возраста, выделенная Е. Н. Горещкой (1961а) на южных склонах Гиссарского хребта, привлекает к себе внимание как одно из наиболее глубинных вулканических проявлений в этом регионе. Несколько необычным представляется более высокое стратиграфическое положение подводных базальтоидных излияний по отношению к метаморфическим карбонатно-терригенным образованиям среднего палеозоя, ибо накопление вулканитов такого типа связывается большинством исследований с инициальными, начальными стадиями глубоких погружений в эвгеосинклинали.

Собственно спилитовая толща значительной мощности (до 2000 м и более) прослеживается в широтном направлении от верховьев р. Обизаранг на западе, до междуречья рек Варзоб и Кафирниган на востоке, т. е. на расстоянии около 80—100 км. Максимальной ширины эта полоса достигает на меридиане р. Каратаг и постепенно сужается в западном и восточном направлениях. С юга спилиты ограничиваются системой региональных разломов Южногиссарского глубинного разлома (Богинским и др.), а с севера — зоной разломов (Пайронским, Ходжаобигарским и др.), образующих дугу, выпуклую к северу. Западнее, севернее и восточнее этого поля все каменноугольные вулканогенные толщи заметно отличаются от монотонной серии спилитов более пестрым составом пород с широкими колебаниями в пределах базальт—липарит, при общем преобладании средних эффузивов, со значительной ролью пирокластического материала в разрезе.

Тщательное исследование контактов спилитовых толщ со среднепалеозойскими карбонатными отложениями показало, что повсеместно эффузивы граничат по разрывам с силур-девонскими мраморами и известняками. Таким образом, непосредственное трансгрессивное залегание спилитовой (либо, как это предполагалось ранее, альбитофировой) толщи на среднепалеозойском фундаменте нигде обнаружено не было. Во всех участках карбонатные блоки в поле спилитов ограничены системой взбросов, надвигов и сдвигов со значительным смещением и дроблением пород у контакта. Вопрос о том, какими отложениями подстилается спилитовая толща, остается открытым.

Разрезы основных эффузивов характеризуются относительной выдержанностью состава. Повсюду преобладают спилиты и диабазы с характерной шаровой и эллипсоидной подушечной отдельностью. Размеры подушек колеблются в пределах 0,2—1,3 м в поперечнике. Нередки миндалекаменные и варнолитовые разновидности спилитов.

✓ Кератофиры (альбитофиры) встречаются лишь изредка и только в верхах разрезов. Ближе к восточному флангу спилитового поля (бассейн р. Арджанак) при незначительной видимой мощности всей толщи альбитофиры достигают 9—15% общего объема пород. В более представительных и мощных разрезах рек Лючоб, Суффа-Зачау, Каратаг, кератофиры либо отсутствуют полностью, либо не превышают 1,5—2% общей мощности. Судя по всему, эти образования более всего соответствуют «существенно спилито-диабазовому формационному типу» (Кузнецов, 1964), в котором на фоне преобладания спилитовых лав допускается незначительное присутствие кислых пород — альбитофиров.

✓ Основные эффузивы подвержены заметному преобразованию в результате как автометасоматоза, так и общего динамометаморфизма толщи. Основной плагиоклаз в большинстве случаев полностью замещен альбитом. Все пространство между лейстами плагиоклаза заполнено хлоритом, эпидотом, реже гидроокислами железа и мелкозернистым агрегатом кварца. Миндалины во всех случаях выполнены кальцитом и хлоритом. Изредка спилиты пронизаны карбонатно-кремнистыми и яшмовидными прожилками ярко-красного цвета.

Химический состав основных эффузивов близок к среднему составу геосинклинальных спилитов, с характерным в этих случаях повышенным содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  и пониженным  $\text{K}_2\text{O}$ . Спилиты Южного Гиссара имеют и свои региональные особенности. Здесь отмечается повышенная магнезиальность пород, пониженное содержание полевошпатовой извести и окислов титана.

✓ Кроме основных лав, в полосе развития спилитов довольно часто встречаются своеобразные породы, на первый взгляд, смешанного вулканогенно-осадочного происхождения. Ранее всеми исследователями они включались в состав спилитовой толщи и именовались туфами и туфобрекчиями спилитов. Однако результаты детальных наблюдений входят в существенное противоречие с этой общепринятой точкой зрения. Эти «карбонатно-спилитовые» породы всегда образуют как бы чехол на спилито-диабазовой толще, перекрывают ее и характеризуются значительной ролью настоящих осадочных пород, которые, по нашему мнению, имеют к собственно спилитам самое косвенное отношение. Судя

	1	2	3	4	5	6	7
$\text{SiO}_2$	51,22	48,14	47,42	54,84	47,32	42,32	51,73
$\text{TiO}_2$	3,32	0,37	0,78	0,30	0,30	0,70	0,76
$\text{Al}_2\text{O}_3$	13,66	14,26	14,32	14,19	14,74	13,59	16,34
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,84	5,49	1,99	3,06	5,58	3,83	3,80
$\text{FeO}$	9,20	6,04	6,47	5,43	5,17	5,32	5,33
$\text{MnO}$	0,25	0,15	0,18	0,12	0,16	0,21	0,12
$\text{MgO}$	4,55	5,41	7,25	7,05	6,73	5,60	4,65
$\text{CaO}$	6,89	7,38	7,56	4,50	10,44 ?	11,50 ?	8,52 ?
$\text{Na}_2\text{O}$	4,93	3,37	5,20	4,31	2,75	3,44	3,00
$\text{K}_2\text{O}$	0,75	0,44	0,16	—	—	0,34	—
$\text{H}_2\text{O}$	—	0,50	0,12	0,06	0,20	0,36	0,01
$\text{CO}_2$	0,94	2,64	5,08	0,88	—	8,66	1,10
п.п.п.	2,17	5,52	3,95	5,62	6,99	4,16	5,46
Сумма	100,72	99,71	100,48	100,36	100,38	100,03	99,71

1 — средний состав спилитов (по Тернеру и Ферхугену, 1961); 2—6 — спилиты бассейна рек Ханака и Арджанак; 7 — диабазы бассейна р. Каратаг.

по всему, мы имеем дело с так называемыми красными породами, характерными для различных эвгеосинклинальных прогибов (Парк, 1963).

В основании этой пачки встречаются шары и подушки спилитов, пространство между которыми заполнено карбонатным и кремнисто-карбонатным материалом. Выше по разрезу встречаются пласты розовых, бурых и бордовых известняков и кремнистых сланцев. Но основную часть разреза пачки всегда слагают известняки, в которых рассеяны остроугольные, совершенно неокатанные разногабаритные обломки спилитов, т. е., по сути, настоящая осадочная брекчия. Мощность пачки изменяется в широких пределах — от 50—70 до 700 м.

Из этой пачки предыдущими исследователями были собраны гониатиты. Нами в ряде участков было установлено, что раннеямюрские гониатиты залегают не только в пластах известняков, но и в основании разреза этой пачки, в небольших пространствах, «затеках», между подушками спилитов. Кремнисто-карбонатные илы, откладываясь на разрушенной поверхности спилитовых лав, цементировали подушки и остроугольные обломки эффузивов. Состав осадков позволяет предполагать значительную глубину бассейна, а сепарация фауны и наличие только одних гониатитов, плавающих нектонных форм, может служить косвенным подтверждением образования осадка в пределах батинальной зоны. Излияние базальтовых, спилитовых лав в это время уже почти полностью прекратилось. Присутствие в этой пачке отдельных прослоев и линз туфогенных пород среднего и кислого состава отнюдь не меняет дела. В отдельных участках отчетливо видно, что вся пачка образует единый осадочный комплекс со слоисто-карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями намюр-башкирского возраста. Эти же толщи на спилитах залегают с резким трансгрессивным несогласием и размывом.

В непосредственной близости к югу, в зоне Южногиссарского глубинного разлома, в поздневизейских конгломератах была обнаружена галька диабазов, сходных с эффузивами спилито-диабазовой формации. Все это позволяет считать возраст спилитовой толщи визе-намюрским, не исключая более древний.

Из всего изложенного выше следует: толщи основных эффузивов Южного склона Гиссарского хребта по своему строению, составу и химизму соответствуют спилито-диабазовой геосинклинальной формации; окончательного суждения о возрасте спилито-диабазовой формации вынесено быть не может. Ясно только, что спилиты явно древнее карбонатно-обломочных образований, содержащих намюрскую фауну, но возраст и состав подстилающих их образований не доступен непосредственному изучению.

Андезитовая формация. В разрезах южных склонов спилито-диабазовая формация сменяется более молодой андезитовой (рис. 24). Она неустойчива по простираению, и нередко существенно вулканогенная толща андезитов и андезито-базальтов замещается осадочно-вулканогенной толщей, сложенной туфопесчаниками, туфами и порфиритами с пачками грубозернистых песчаников, алевролитов, глинистых известняков. Ранее андезитовая формация относилась к баш-

кирскому ярусу среднего карбона. В настоящее время в верхах толщи андезито-базальтов (бассейн р. Ханака) была собрана нижнемосковская микрофауна. Эти находки позволяют считать возраст андезитовой формации башкир-раннемосковским. Мощность — 800—1200 м.

Спилито-диабазовая и андезитовая формации образуют на южном склоне единые формационные тела суммарной мощностью до 4000 м и протягиваются с запада на восток на расстояние около 150 км.

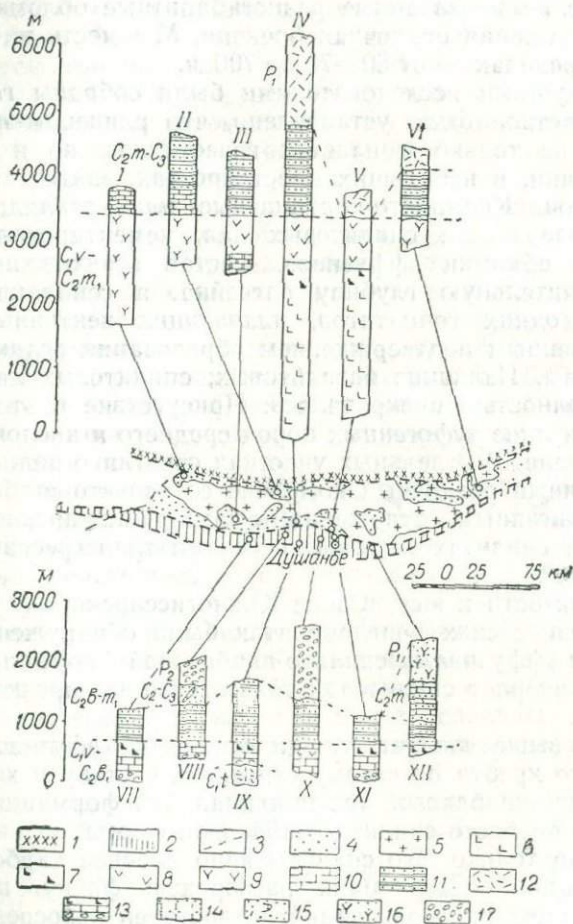


Рис. 24. Схема сопоставления каменноугольно-пермских разрезов Южногиссарской магматогенной зоны и Южногиссарского краевого шва:

1 — Северогиссарский глубинный разлом; 2 — Южногиссарский краевой шов; 3 — Региональные разломы; 4 — метаморфические, вулканогенные и осадочные комплексы магматогенной зоны; 5 — гранитоиды Гиссарского плутона; 6 — спилито-диабазовая формация; 7 — «красные породы»; 8 — базальт-андезитовая субформация; 9 — андезито-дацитовая субформация; 10 — карбонатная формация; 11 — флишондная формация; 12 — липаритовая формация; 13 — вулканогенно-карбонатная формация; 14 — терригенно-карбонатная формация; 15 — формация обвалов и оползней; 16 — андезит-дацит-липаритовая формация; 17 — молассовая формация. Районы составления разрезов. Магматогенная зона: I — р. Гелендаря; II — реки Дарактисурх и Каракуль, III — р. Кштут; IV — реки Каратаг и Ханака; V — р. Варзоб; VI — р. Сангикар. Зона Южногиссарского краевого шва: VII — Обизаранг; VIII — р. Ширкент; IX — реки Нилу, Суффа; X — р. Ханака; XI — р. Варзоб; XII — р. Кафирниган.

Западнее поля спилитов, в бассейне р. Туполанг андезитовая формация залегает на карбонатно-терригенных отложениях визе-намюрского возраста. В составе вулканогенной толщи преобладают андезито-базальты, фельзитовые и дацитовые порфиры и их туфы. Мощность ее — около 600 м. По составу и возрасту эта толща сопоставима с образованиями бассейна р. Ханака.

По общему количественному преобладанию типов пород среднекаменноугольные осадочно-вулканогенные толщи южных склонов Гиссара могут быть отнесены к базальт-андезитовой субформации (Кузнецов, 1964).

На северных склонах и в приосевой части Гиссарского хребта вдоль осадочно-метаморфической полосы, обрамляющей плутон с севера и в провесах его кровли, были также обнаружены вулканогенные толщи (Портнягин, 1968; Рубанов, 1968). В верховьях рек Сарымат, Дарахтисурх, Аксай, Паришон нами установлен следующий разрез вулканогенных отложений (снизу вверх):

1. Пачка порфиритоидов, ортоамфиболитов, зеленокаменных пород (около 450 м). Эти образования сильно изменены и их диагностика возможна лишь при широком использовании химических и минералогических анализов и исследовании реликтовых минералов и структур. Судя по этим данным, в составе пачки преобладают породы андезито-базальтового ряда при незначительном количестве туфогенового материала. Иногда встречаются прослойки кислых эффузивов — дацитовых порфиров.

2. Пачка порфиридов (350—400 м). Метаморфизованные кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры, дациты, реже андезиты и отдельные прослойки апобазальтовых порфиритоидов. Значительную роль играют туфы кислых пород. Вулканогенная толща содержит редкие прослойки филлитов, кварцитов и мраморизованных известняков. В верхах разреза их количество возрастает, и во всех участках вулканогенные отложения перекрываются толщей мраморов и известняков.

В более западных районах (р. Гелендарья) вулканогенные образования также представлены двумя пачками: измененной андезито-базальтовой, мощностью до 1500 м и порфиридной (липарит-дацитовой и туфогенной), мощностью до 600 м. Выходы этих толщ разобщены, но ряд косвенных данных позволяет считать первую из них нижней, а вторую более молодой и параллелизовать с аналогичными пачками более восточных разрезов. Кислые эффузивы, возможно, с некоторым несогласием перекрываются толщей известняков и мраморов.

Возраст вулканогенной формации северного обрамления плутона обосновывается находками нижнекаменноугольной фауны ругоз и фораминифер в прослоях известняков среди эффузивов, а также фауны криноидей, кораллов и фузулинид среднего карбона в карбонатной толще, перекрывающей вулканогенные породы. Таким образом, ниже-среднекаменноугольные осадочно-вулканогенные отложения северных склонов Гиссара по возрасту соответствуют спилито-диабазовой и андезитовой формациям южных склонов. Но вдоль северного обрамления плутона весь вулканогенный комплекс представляет собой единую формацию — андезитовую. Причем, судя по количеству кислых пород в разрезах, мы имеем дело с андезито-дацитовой субформацией.

По описаниям Д. А. Рубанова, З. З. Муфтиева и Ю. А. Сорокина, андезитовая формация преобладает в приосевой части хребта, в провесах кровли плутона на западе и на востоке, где в составе ниже-среднекаменноугольных толщ преобладают андезитовые порфириды. Мощность — около 1000 м.

Чрезвычайно важным является обнаружение вулканогенных образований этого возраста на востоке территории, в Каратегине (р. Сангикар). Здесь наблюдается разрез, представленный измененными, рассланцованными порфироидами и их литокластическими туфами, песчаниками, конгломератами, известняками, содержащими поздневизейскую микрофауну. Мощность — около 250—300 м.

В общем, можно отметить, что в распределении вулканогенных формаций намечается определенная закономерность. Спилитовые (толеитовые) и андезито-базальтовые глубинные лавы достигают максимального развития вблизи южной границы магматогенной зоны. Здесь в нижне-среднекаменноугольное время преобладают условия эвгеосинклинального прогиба. Северные районы Гиссара отличаются меньшей проницаемостью коры для глубинных мантийных лав и более замедленным темпом прогибания. Андезито-дацитовый тип вулканизма отражает эвгеоантиклинальную обстановку в этой части зоны.

Карбонатная формация, несмотря на свою невыдержанность в пространстве и незначительную мощность, отражает существенную смену тектонического режима в пределах зоны.

В ряде районов эта формация отчетливо обозначает верхний возрастной предел ниже-среднекаменноугольных вулканогенных образований и подстилает более молодые флишевые отложения. На южных склонах маломощная толща (50—150 м) известняков и известковистых песчаников залегает несогласно на породах спилито-диабазовой и андезитовой формаций, а в отдельных районах она полностью выклинивается. В известняках и песчаниках толщи собрана фауна московского яруса среднего карбона.

На северных склонах и в приосевой части Гиссарского хребта карбонатная формация представлена относительно выдержанной по мощности толщей (300—400 м). В нижней части разреза встречаются пачки перемежаемости серых криноидных известняков с кварцевыми порфирами и их туфами. В верхах толщи это светлые массивные известняки, а также черные слоистые обломочные известняки, известково-глинистые сланцы, песчаники и алевролиты, содержащие фауну московского яруса среднего карбона.

Карбонатная толща в этих районах иногда залегает несогласно на породах вулканогенной серии. На востоке зоны и в приосевой части ее карбонатная формация нередко редуцируется и более молодые образования верхнепалеозойского флиша несогласно перекрывают вулканогенные толщи. Кроме карбонатного материала в составе толщи значительное место занимают обломочные образования, иногда присутствуют вулканогенные породы.

Эта формация как бы фиксирует кратковременное тектоническое «затишье» после интенсивного прогибания, охватившего всю Южногиссарскую зону в раннем и в начале среднего карбона. Состав и строение карбонатной формации свидетельствуют о преобладании в московском веке незначительных по размаху колебательных движений, о существовании неглубоких плоскодонных прогибов и слабо выраженных поднятий.

Флишоидная формация. Детальное исследование стратиграфии и литологических особенностей терригенных толщ в бассейнах рек Ханака и Каратаг позволили Е. Н. Горецкой (1961б) объединить этот комплекс пород в одну формацию. Были выявлены характерное ритмичное строение толщ и многочисленные текстурные признаки, присущие флишу. Вероятно, такое выделение было правомерным, но лишь с учетом необычной для типичного флиша геометрии формационных тел и его сокращенной мощности. По этим признакам невыдержанные по простиранию и не слишком интенсивные прогибы Южного Гиссара не могут идти в сравнение с протяженными, полно развитыми флишевыми трогами в их общепринятом смысле.

В бассейне р. Ханака толща ритмично чередующихся песчаников и алевролитов (1200 м) постепенно обогащается грубообломочным материалом вверх по разрезу, образуя в целом крупный макроритм регрессивного типа. Количество и мощность прослоев конгломератов нарастает постепенно снизу вверх. Состав песчаников и конгломератов отчетливо полимиктовый, граувакковый, вулканомиктовый. В обломочном материале преобладают породы спилито-диабазового и андезитового комплексов. Встречаются различные интрузивные породы. Химический состав обломочных пород в большинстве случаев близок к составу более древних вулканогенных образований. Прослеживание этой толщи вкост простирания показало сокращение мощности и возрастание роли конгломератов в северном направлении. В этом же направлении возрастает роль интрузивных пород гранитоидного ряда в составе обломков конгломератов и песчаников. Значительные изменения испытывает флишоидная толща и в широтном направлении, по простиранию прогиба. Охарактеризована она фауной среднего и верхнего карбона.

В бассейне р. Кштут обнажается толща (мощность около 900 м) переслаивающихся полимиктовых серых песчаников (от мелко- до грубозернистых) и темно-серых, черных алевролитов. Эти два основных компонента флишоидной толщи хорошо выделяются по своей расцветке и образуют характерное полосчатое переслаивание. В виде одиночных прослоев здесь наблюдаются андезито-базальты, туфы и туфопесчаники. Обломочный материал гравелитов и конгломератов, количество которых увеличивается к верхам разреза, представлен эффузивами, кристаллическими сланцами и известняками. В гальке конгломератов собрана микрофауна среднего карбона.

Из северного осадочно-метаморфического обрамления Гиссарского плутона каменноугольная флишоидная формация выделена нами впервые. Ранее эти толщи относились либо к нерасчлененному среднему палеозою, либо к аналогам пушневатской свиты Зеравшано-Гиссара. Наиболее полно эта формация представлена в междуречье рек Мура и Паришон, отдельные ее фрагменты встречены в правом борту долины р. Майхура, а также в верховьях р. Сарымат. Здесь на известняках со среднекаменноугольной фауной залегает толща ритмичного чередования характерных известковистых алевролитов и алевритистых известняков, вулканомиктовых и туфогенных песчаников с редкими прослоями кварцевых порфиров, андезитовых порфиритов и базальтов. Выше

по разрезу толща становится более однородной и монотонной и состоит из известковистых алевролитов и глинисто-алевролитовых известняков с редкими прослоями лапиллиевых туфов, вулканомиктовых песчаников и конгломератов. Мощность не превышает 600—700 м.

Так же как и в южных разрезах, флишеидные толщи не выдержаны по мощности вкрест и вдоль простирания зоны. В приосевой части хребта данная формация отсутствует совершенно и лишь на востоке, в Каратегине (р. Сангикар), к ней условно может быть отнесена песчано-сланцевая толща (700 м) с прослоями известняков, порфириров и вулканомиктовых обломочных пород (по Д. А. Старшину).

Состав и строение флишеидных толщ среднего-верхнего карбона свидетельствуют о существенном изменении тектонической обстановки. Режим общего погружения и накопления вулканогенных толщ сменяется резко дифференцированными движениями. Площадь прогибов заметно сокращается. Они продолжают существовать лишь в виде двух нешироких и невыдержанных по простиранию полос вдоль северной и южной периферий зоны. Резко повышается средний уровень колебательных движений, нарастает их скорость. Это проявляется, в первую очередь, в составе формаций, в увеличении роли грубообломочного материала в верхах регрессивных макроритмов.

Центральная часть территории вовлекается в поднятие. Контуры этого поднятия в общих чертах были намечены Е. Н. Горецкой (1961б). На основании тщательного изучения обломочного материала во флише она выделила в приосевой части Гиссара крупную область размыва. Ундуляция шарнира этого поднятия наблюдается лишь на востоке, в месте сочленения Гиссарского и Каратегинского хребтов, где существовал небольшой прогиб, выполненный верхнепалеозойским флишем.

Наземно-вулканогенная формация. Наиболее молодой из палеозойских формаций этой зоны является дацит-липаритовая формация нижнепермского возраста, распространенная вдоль южных склонов и в приосевой части Гиссара.

Субаэральная эффузивная толща залегает с резким угловым несогласием на всех складчатых палеозойских образованиях и резко отличается от более древних комплексов как своим внешним обликом, так и стилем дислокаций. Пологозалегающие слоистые эффузивы характеризуются хорошей сохранностью, пестроцветной окраской и образуют в рельефе куэстообразные формы.

В междуречьи Ханака—Каратаг эти отложения детально расчленены и закартированы Е. Н. Горецкой. Так называемая *лючобская свита* состоит преимущественно из кислых вулканогенных пород. Липарит-дацитовые лавы и игнимбриты содержат большое количество прослоев и горизонтов пирокластов (туфов, туффилов, агломератов, бомб и лапиллей). Максимальная мощность свиты — до 1400 м.

Первые излияния трещинного типа постепенно сменялись здесь извержениями из аппаратов центрального типа. Процессы неоднократного возобновления вулканической деятельности перемежались с периодами покоя, разрушения и переотложения продуктов извержений. Химический состав всех эффузивов и пирокластов позволил Е. Н. Горецкой

считать их продуктами дифференциации известково-щелочной магмы. В приосевой части Гиссара мощность наземно-вулканогенной формации резко сокращается. Так, в верховьях р. Такоб, по данным А. И. Менакова и др., нижнепермские пестроцветные эффузивы не превышают по мощности 150 м.

Чрезвычайно интересно, что Д. А. Старшинин обнаружил эту формацию и в Каратегине, где присутствуют аналоги всех горизонтов лючобского стратотипа, но в резко сокращенной мощности (300 м).

Наземно-вулканогенная формация нижнепермского возраста отражает завершающую стадию в палеозойском развитии Южногиссарской магматогенной зоны. В это время большая часть территории представляет собой поднятие и лишь на юге зоны существует прогиб овальных очертаний, несколько удлинённый в широтном направлении. Формационное тело субаэральных эффузивов образует отчетливую полулинзу, несколько утолщенную у южной границы зоны и в средней ее части (бассейн рек Каратаг, Лючоб). Эта полулинза постепенно утоняется в северном, а также в западном и восточном направлениях вдоль простираения прогиба.

Состав вулканогенной толщи и условия ее образования характерны для завершающих стадий развития геосинклинали. В данном случае мы имеем дело с субсеквентным вулканизмом окончания орогенного этапа, отражающим общее глыбовое поднятие геосинклинальной зоны (Моссаковский, 1969).

Становление Гиссарского плутона и его структурообразующая роль. Интрузивный магматизм в Южногиссарской зоне чрезвычайно широко развит и в конечном счете приводит к формированию крупного Гиссарского плутона, слагающего большую часть территории.

Последние данные о возрасте метаморфических и осадочно-вулканогенных образований позволяют в новом аспекте рассмотреть тектоническую позицию и время возникновения наиболее распространенных интрузивных формаций региона.

Ордовик-девонские толщи Гиссара и Каратегина подвержены значительному полифацальному метаморфизму с колебанием РТ-условий от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. Отнесение этих отложений к докембрию, как это делалось ранее (Кухтиков, 1968), вряд ли возможно. Снятие разнородного метаморфизма позволяет проследить по всей территории зоны первично однородные осадочные формации: мощную терригенно-аспидную (ордовик—нижний силур) и карбонатную (силур—средний девон) (Портнягин, Павлов, 1972).

Осадочно-вулканогенные отложения каменноугольного возраста представлены спилито-диабазовой и андезитовой формациями (Горелка, 1959), достигающими максимальной мощности до 4 км в узкой полосе вблизи южного краевого шва. Во всех остальных участках зоны преобладает ниже-среднекаменноугольная андезитовая формация, мощностью не более 1,5 км.

Не исключено, что среднепалеозойские метаморфические явления и каменноугольный вулканизм связаны с единым глубинным источни-

ком: и в тех и в других образованиях проявляется заметный щелочной метасоматоз.

Под покровом андезитовой формации оказываются захороненными значительные массы метаморфид ордовика—девона. В конце нижнего и в начале среднего карбона продолжают нарастание теплового потока и гранитизация метаморфических толщ. На ранней стадии формирования плутона возникают массивы диоритов, гранодиоритов, тоналитов (Баратов, 1966). В большинстве случаев наблюдается постепенный переход диорит-гранодиоритов через зону мигматитов и гнейсов к метаморфическим породам среднего палеозоя: нередко теневые структуры, линзовидные и бесформенные тела гранитоидного состава с нечеткими расплывчатыми очертаниями среди кристаллических сланцев и гнейсов. В то же время в породе встречаются кристаллы зональных средних плагиоклазов и иногда четкие магматические диоритовые структуры. Общий химический состав метаморфических толщ в сопоставлении с петрохимией диорит-гранодиоритов подтверждает возможность образования последних за счет замещения и частичного анатектического плавления пород среднего палеозоя.

Большая часть плутона сложена порфиридовидными роговообманковыми и биотитовыми гранитами и гранодиоритами средне-позднекаменноугольного возраста. Массивы этих пород в краевых частях состоят из гранодиоритов и кварцевых диоритов. По мере удаления от контактов постепенно нарастает количество щелочей и кремнекислоты, и состав пород приближается к нормальным щелочно-земельным гранитам (Баратов, 1966).

Контакты средне-верхнекаменноугольных гранитоидов с вмещающими толщами либо согласные, либо срезающие слои под косым углом, но во всех случаях четкие и резкие. Распространение гранитов по вертикали преимущественно ограничивалось контуром, намеченным массивами первой стадии. Тщательное исследование ксенолитов на различных уровнях среза (до 2 км на глубину) показало, что подавляющее большинство среди них составляют диорит-гранодиоритовые разновидности, идеально сопоставимые по химизму с породами ранней стадии плутона. По мере удаления от контактов уменьшаются размеры этих ксенолитов, возрастает оплавленность, теряется четкость их очертаний. Никаких ксенолитов более глубинных пород не обнаружено. Иногда лишь у боковых стенок плутона встречаются крупные глыбовые ксенолиты каменноугольных эффузивов. Предполагается палингенное происхождение порфиридовидных гранитов в основном за счет переплавления пород первой стадии. Перемещение расплавленной массы гранитоидов вверх, в толщу каменноугольных эффузивов не могло быть значительным и в любом случае уступало мощности андезитовой формации (1,5—2 км).

При относительной химической пассивности внешних зон палингенных гранитов наблюдается их чрезвычайная механическая активность. Детальное структурное изучение приконтактных участков плутона в приосевой части Гиссарского хребта показало, что гранитоидный массив окаймляется с севера полосой деформированных, сложноскладчатых

осадочно-вулканогенных толщ, структурная картина которых на восточном и на западном флангах существенно различается.

В бассейне р. Варзоб и в более восточных районах крутому северному контакту батолита соответствуют системы крутонаклонных моноклиналильных пакетов и прямых либо слабо асимметричных открытых складок. Здесь же преобладают крутые разломы. Все структуры протягиваются в широтном направлении субпараллельно контуру гранитоидного массива.

В верховьях рек Мура и Паришон контакт плутона наклонен на юг, а осадочные породы вблизи него образуют несколько изоклиналильных складок, осевые поверхности которых параллельны контакту. На расстоянии в 1,5 км от контакта структура упрощается и преобладают слабонаклонные складки и разрывы. Еще в 20 км западнее, в бассейне р. Аксай, контакт плутона, а также следы течения в нем и крупные ксенолиты падают на юг под углом 40—30°. К северу от контакта породы подвержены незначительному динамометаморфизму, смяты в складки и опрокинуты на север. Встречается большое количество мелких надвигов и пологих взбросов. Известны пластовые тела гранитов и сиенитов, интенсивно катаклазированные, иногда нацело превращенные в милониты. Наклоны осевых поверхностей складок, разрывов и катаклазированных интрузий в общих чертах параллельны контакту и элементам прототектоники самого плутона.

В 15 км западнее, в верховьях рек Дарахтисурх и Сарымат, контакт плутона полого (под углом 10—25°) падает на юг. Так же залегают и слои плоскопараллельных текстур в гранитах, причем в отдельных случаях интрузивные породы сорваны с контакта и надвинуты на вулканогенные толщи (рис. 25). Породы андезитовой формации образуют систему сжатых изоклиналильных складок, опрокинутых на север. Повышается динамометаморфизм толщ. По эффузивам нередко развиваются тонколистоватые зеленые сланцы и милониты, известняки мраморизованы и брекчированы. Среди разрывов преобладают надвиги с пологим падением сместителей к югу. Эта односторонняя вергентность захватывает и смежные участки шовной зоны Северогиссарского глубинного разлома, где по контактам карбонатных пластин и флиша возникают надвиги с амплитудой до 7—8 км.

Суммируя все эти факты, приходим к выводу, что форма Гиссарского плутона, так же как и направление движения магмы при ее внедрении, находятся в соответствии с общей складчато-разрывной структурой геологических образований, обрамляющих плутон. Во многих случаях наблюдается резкое нарастание интенсивности дислокаций и динамометаморфизма вблизи контакта с массивом. Отмечается общая параллельность осевых поверхностей складок и сместителей разрывов эруптивному контакту (либо тектоническим срывам по нему), а также конформность элементов прототектоники в эндоконтакте. Причем максимальная ширина этой дислокационной полосы и наиболее четко выраженная односторонняя вергентность с образованием систем пологих надвигов наблюдаются в местах пологонаклоненных контактов, т. е. вблизи наиболее изогнутой и перемещенной в горизонтальном направ-

лении боковой стенки плутона. Там, где эруптивный контакт падает под массив полого (10—20°), ширина зоны структурообразующего влияния плутона достигает 10—15 км и более (р. Дарахтисурх).

В недавнее время появились новые данные о глубинном строении магматогенной зоны. Сейсмологическими наблюдениями группы Н. К. Булина (ВСЕГЕИ) на глубине 6 км ниже уровня моря (около 10 км от дневной поверхности) установлена четкая дополнительная

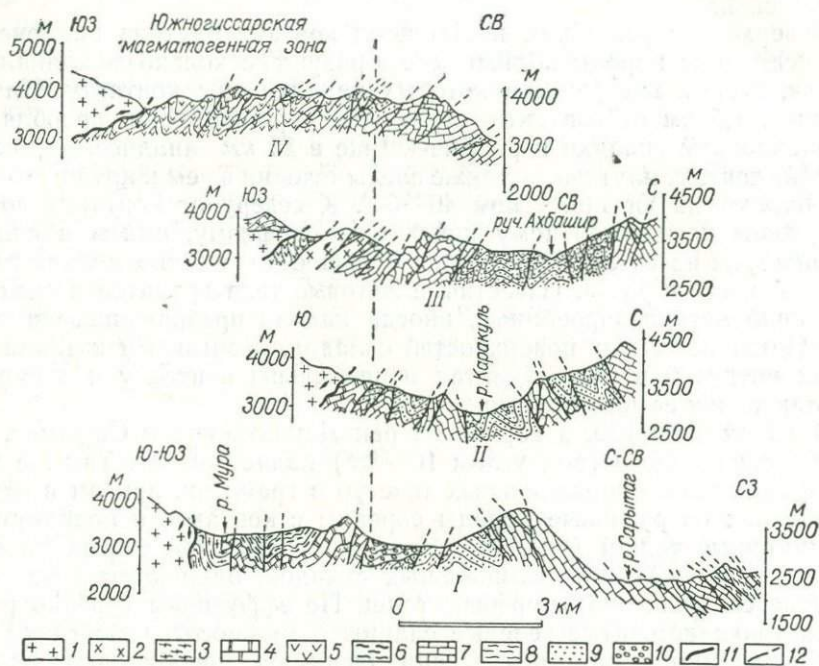


Рис. 25. Структурные профили северного обрамления Гиссарского плутона. Южногиссарская магматогенная зона: 1 — гранитоиды Гиссарского плутона; 2 — граносениты и сенинты; 3 — метаморфические сланцы среднего палеозоя; 4 — карбонатные формации; 5 — андезитовая формация; 6 — флишиодная формация. Шовная зона Северо-гиссарского глубинного разлома и южная периферия Зеравшано-Гиссарской зоны; 7 — карбонатные формации; 8 — кремнисто-терригенная формация; 9 — флишиодная формация; 10 — молассовая формация мезокайнозоя; 11 — контакт гранитоидов Гиссарского плутона; 12 — разрывные нарушения. I — верховья р. Мура — долина р. Арг; II — меридиан сая Бачаульды; III — руч. Аксай — истоки р. Каракуль; IV — верховья р. Дарахтисурх — среднее течение р. Сарымаг.

граница обмена волн. Вероятно, эта же внутрикоровая поверхность примерно на том же уровне улавливается геофизиками под осадочным чехлом Туранской плиты, на западном фланге зоны (Ахмеджанов и др., 1971). Предполагается, что эта поверхность соответствует подошве плутона и нижнему уровню гранитного плавления.

Это соображение подтверждается новыми данными о вещественном составе глубинных ксенолитов в пермо-триасовых трубках взрыва (Баратов и др., 1970; Мушкин, Кутенец и др., 1970). Субвулканические инт-

рузии щелочных базальтоидов, мончикитов и лимбургитов пронизывают тело Гиссарского плутона и извлекают из-под его «дна» значительное количество пород гранулитовой фации метаморфизма: пироп-альмандиновые гранулиты, гранатовые, гиперстеновые и силлиманитовые гнейсы, а также в меньшем количестве корундовые, шпинелевые гнейсы, перидотиты, пироксениты и эклогиты. Петрохимическая характеристика пород и минералов гранулитовой фации убеждает в том, что они могут быть отнесены к «сухим» гранулитам, в которых процессы гранитизации либо весьма затруднительны, либо практически невозможны (Менерт, 1971; Ramberg, 1951). Эти породы соответствуют предположительному составу «гранулито-базитового» слоя земной коры (Белоусов, 1966), и в таком случае мощность осадочного и «гранито-гнейсового» слоя в каменноугольном периоде не превышала 10—12 км.

Новые данные о строении и развитии магматогенной зоны подтверждают возможность существования аномально высокого геотермического градиента в некоторых геосинклинальных зонах, с неизбежным в этом случае приближением к поверхности глубинного источника тепла, с образованием гранитов на глубинах менее 10—15 км и «дегранитизацией» подстилающего гранулитового слоя (Менерт, 1971).

Интересно, что нижняя кромка гранитоидных плутонов располагается примерно на одних и тех же глубинах в разнородных и разновозрастных геосинклинальных системах: в каледонидах и герцинидах Казахстана, Тянь-Шаня и Урала, в мезозоидах Тихоокеанского кольца и т. д. (Ананьева, Дорофеев, 1970; Ахмеджанов и др., 1971; Hamilton, 1956). Таким образом, некоторые крупные гранитоидные массивы представляют собой не бездонные батолиты и, вероятно, даже не грибообразные гарполиты, а просто уплощенные параллелепипедальные и призматические тела.

В нашем конкретном случае, зная, что вертикальное перемещение Гиссарского плутона в расплавленном состоянии не превышает 1—1,5 км, а увеличение объема породы при гранитизации составляет 10—15% (Белоусов, 1970), путем элементарных формул и расчетов установлена величина возможного горизонтального перемещения боковых стенок плутона (4—6 км и более). Учитывая громадную массу плутона, его протяженность и подвижность боковых стенок, легко представить, какую активную структурообразующую роль могут играть массивы такого типа в магматогенных зонах и в смежных участках геосинклиналей. В этом случае метаморфические и магматические процессы в верхних слоях земной коры являются не следствием, а первопричиной приповерхностных деформаций, общего сжатия, складкообразования и так далее.

С фактом интенсивных дислокаций пород, обусловленных боковым перемещением стенок плутонов, геологи сталкивались в различных регионах. Особенно часто на такие явления обращали внимание исследователи грандиозного гранитоидного пояса запада Северной Америки, где становление наиболее крупных плутонов Аляски, Британской Колумбии, Сьерра-Невады и Нижней Калифорнии происходило в подобных условиях (Баддингтон, 1963; Hamilton, 1956; Knopf, 1957).

Вероятно, плодотворная идея Леопольда фон Буха (1844) о всплывающем с больших глубин гранитном «пузыре», даже в самом современном и усовершенствованном виде, не является универсальной. В специфических магматогенных зонах геосинклиналей могут возникать условия, необходимые для мощной гранитизации на относительно небольших глубинах. Внутрикоровые горизонтальные либо пологонаклонные поверхности, установленные различными геофизическими методами под крупными плутонами геосинклиналей, «подсекают» снизу зону гранитообразования и, возможно, даже на каком-то этапе являются границей слоев с различным агрегатным состоянием силикатного вещества: расплавленного и подвижного сверху и твердого под ним.

При этом трудно предполагать значительное продвижение плутона вверх в расплавленном состоянии, и нет никакой необходимости производить горизонтальные движения из вертикальных. И те, и другие являются результатом действия одного и того же источника: гранитизации, сопровождаемой заметным увеличением объема. Величина перемещения механически активного расплава в латеральном направлении не только соизмерима с величиной воздымания кровли, но и может значительно превышать ее.

Несколько особняком в общем структурном плане зоны стоит восточный, Каратегинский участок, не затронутый столь глубоко тектономагматическими процессами верхнепалеозойского этапа. Здесь преобладают формации среднепалеозойского возраста, а в последевонское время этот участок представлял собой устойчивое поднятие. Вулканогенно-осадочные толщи карбона и перми либо вовсе отсутствуют, либо встречаются в чрезвычайно сокращенных объемах и мощностях. Вероятно, с этим фактом связано и менее значительное развитие интрузивных формаций каменноугольного возраста. Крупные плутоны уступают место удлиненным лентовидным телам гранитоидов, тяготеющим преимущественно к зоне Североиссарского глубинного разлома, ограничивающего Каратегинский массив с севера. Формирование основных черт складчато-блоковой структуры здесь завершилось в докаменноугольное время и, по всей видимости, совпало с метаморфизмом и гранитизацией.

В Восточном Каратегине могут быть выделены два крупных блока: Сурхоб-Хаитский и более северный — Ярхычский, разграниченные системой региональных разломов широтного простираия вдоль р. Ясман.

В Южном Сурхоб-Хаитском блоке породы подвержены наиболее глубокому метаморфизму со значительным проявлением мигматизации и локальными ультраметаморфическими зонами. Породы интенсивно дислоцированы с образованием серии узких (300—500 м) асимметричных и изоклинальных складок с четкой односторонней вергентностью и опрокидыванием их на север. Оси складок при общем широтном простираии нередко обнаруживают резкие изгибы в плане. Наблюдаются складки с крутонаклонными и даже вертикальными шарнирами.

Метаморфические явления тесно вплетаются в складчатую ткань, а метасоматиты и мигматиты согласны со складками и нередко тяготеют к замкам антиклиналей. В Северном Ярхычском блоке метаморфизм

резко падает: здесь преобладает зеленосланцевое и эпидот-амфиболитовое преобразование пород, большее значение приобретают незначительные тела гранитов с несогласными и секущими контактами. Структура заметно упрощается, весь блок представляет собой крупный моноклиальный пакет, падающий на юг.

Таким образом, изучение Восточного Каратегина (наиболее приподнятого участка Южногиссарской зоны) позволило установить тесную связь процессов структурообразования с явлениями глубинного метаморфизма на среднепалеозойском этапе развития региона.

На большей же части зоны среднепалеозойские комплексы существенно преобразованы последующими тектоно-магматическими процессами и в большинстве случаев подчиняются структурным закономерностям, присущим верхнепалеозойскому этапу.

**Зона Южногиссарского глубинного разлома.** Рубежом магматогенной зоны и Таджикско-Афганского срединного массива является Южногиссарский глубинный разлом\*.

Отдельные звенья зоны Южногиссарского глубинного разлома изучены с различной степенью детальности и до последнего времени не увязаны в единую систему.

На западном фланге, на территории Туранской эпипалеозойской плиты, эта зона находит свое отражение в платформенном мезозойско-кайнозойском чехле в виде системы крутых уступов вдоль южного обрамления Бухарской ступени (Дикенштейн и др., 1963). На региональной геологической карте Западного Узбекистана со снятым мезозойско-кайнозойским чехлом (Гарьковец и др., 1964) видно, что зона глубинного разлома играет существенную роль в строении палеозойского фундамента. Она ограничивает с юга область распространения крупных магматических массивов, метаморфических и вулканогенных толщ. На участке сочленения палеозойских структур Южногиссарской магматогенной зоны и Байсунского массива, в Юго-Западных отрогах Гиссара элементы зоны глубинного разлома выделяются под названиями *краевого глубинного разлома Юго-Западного Гиссара* (Покровский, 1963), *Южногиссарского глубинного разлома* (Рубанов, 1968) и так далее.

Наиболее детально изучены некоторые отрезки шва в пределах обнаженной части палеозойского фундамента южных склонов Гиссара в Таджикистане. В процессе полудетальной геологической съемки здесь выделен региональный Богаинский разлом (Горецкая, Морозенко, 1962; Щукин, 1970). Вдоль южного борта Гиссарской долины под мощным чехлом мезозойских и кайнозойских отложений установлен крупный и протяженный уступ в палеозойском фундаменте — Илякский разлом.

По нашим представлениям, все эти структурные элементы образуют единую, сложно построенную тектоническую зону, протягивающуюся на расстояние, по меньшей мере до 900 км. Ширина шовной зоны невы-

\* По мнению авторов раздела, этот глубинный разлом соответствует понятию «краевой шов» (Шатский, 1947) и предполагается в качестве принципиальной южной границы геосинклинальных сооружений Южного Тянь-Шаня, что отчасти спорно (прим. ред.).

держана (от 5—7 до 25—30 км), отдельные «четкообразные» раздувы чередуются по простиранию с участками резкого сужения. Прямолинейные участки нередко осложняются коленообразными изгибами, образуя в плане ломаную линию. Хорошо видно, что глубинный разлом — это не элементарное разрывное нарушение, «сброс» или «сдвиг», как считают некоторые исследователи, а прежде всего трехмерное тело большой протяженности. Зона глубинного разлома — автономная геоструктура с присущими только ей набором формаций и строением, ограниченная системами протяженных региональных разломов или флексуорообразных уступов.

Вдоль южных склонов Гиссара северной границей шовной зоны служит Богаинский разлом с его западным и восточным продолжениями. Этот разлом является южным фиксированным рубежом типоморфных формаций магматогенной зоны. Выявление южного ограничения шовной зоны встречает ряд затруднений. В пределах обнаженной части палеозойского фундамента на участке стыка магматогенной зоны и Байсунского массива южная граница не подвергнута специальным комплексным исследованиям и выделяется лишь в самых общих чертах. В более восточных районах палеозойские образования южной части шовной зоны погребены под мощным чехлом молодых отложений Гиссарской долины. По всей видимости, южной границей зоны глубинного разлома следует считать Илякский разлом, протягивающийся вдоль южного борта этой долины. Структура, намеченная еще в 1940 г. И. Е. Губиным как западное продолжение *Вахшского надвига*, впоследствии при обобщении сейсмических данных, была названа *Илякским глубинным разломом* (Гзовский, Крестников, 1958). Геофизические исследования последних лет — данные электроразведки (Г. В. Кошлаков), а также гравиметрии, магнитометрии и сейсмологии (Н. К. Булин, Е. С. Кузнецов, А. И. Куимов и др.) уточнили положение этого регионального разлома. Выяснилось, что фундамент Гиссарской долины резко приподнят по отношению к смежным прогибам Таджикско-Афганской депрессии. Амплитуда перемещения по системе разрывов и флексур достигает 3—4 км.

Обобщение геофизических данных и их интерпретация (по Ю. В. Антонову, Я. А. Беккеру и др.) показали, что шовная зона характеризуется субширотной полосой относительно повышенных значений  $\Delta T$ , в то время как к югу и к северу от зоны развиты полосы слабо возмущенных, преимущественно отрицательных, магнитных аномалий. Шовной зоне соответствуют также и повышенные значения силы тяжести.

Обращает на себя внимание также тот факт, что по Илякскому разлому осуществляется торцовое сочленение субширотных структур Гиссарской впадины с системой субмеридиональных складок и разрывов Таджикско-Афганской депрессии. По нашему мнению, столь резкое изменение структурного плана мезозойско-кайнозойского этажа не может быть не связанным с глубинным строением палеозойского фундамента. Вероятно, структуры чехла в каком-то виде наследуют структурный план палеозойского фундамента, т. е. четкие широтные простирания

в зоне краевого шва и мозаично-блоковую структуру палеозойского срединного массива с равноправным развитием систем разломов широтного, северо-западного и субмеридионального простирания, причем это последнее («антигнэньшаньское») направление является характерной структурной чертой мезозойско-кайнозойского этажа на большей части территории срединного массива. По совокупности геолого-геофизических данных, южная граница шва (Илякский разлом) прослеживается в широтном направлении до западного окончания Гиссарской впадины. Далее обнаруживается резкий коленообразный перегиб в плане, около замыкания Сурхандарьинской впадины прослеживается разлом северо-западного простирания\*. Затем от меридиана р. Ширкент южная граница шва выписывает в плане пологую дугу вдоль подножий Мечетлинских гор до Юго-Западных отрогов Гиссара.

Среднепалеозойские формации зоны глубинного разлома практически неотличимы от терригенной и карбонатной формаций силур-девонского возраста, слагающих фундамент Южногиссарской магматогенной зоны (Портнягин, Павлов, 1971).

Они обнажаются в ядрах антиклинальных структур и в высокоприподнятых горстах в бассейнах рек Ширкент, Обизаранг, Туполанг. В большинстве выходов преобладают метаморфические сланцы различных ступеней метаморфизма — от филлитов до кристаллических пород амфиболитовой фации. В отличие от магматогенной зоны, карбонатная формация распространена спорадически и встречается лишь в долине р. Чош, в горах Мечетли и в бассейне р. Варзоб.

В зоне глубинного разлома в отдельных блоках не исключается присутствие докембрийских метаморфических образований, подобных суперкрупным комплексам Юго-Западных отрогов Гиссара. На эту мысль наталкивают проявления интенсивного диафтореза в высокометаморфизованных толщах бассейнов рек Чош, Обизаранг, а также более древний (по сравнению с магматогенной зоной) абсолютный возраст кристаллосланцев (400—415 млн. лет). Однако последующий среднепалеозойский метаморфизм, вероятно, в значительной мере сглаживает границы этих разновозрастных комплексов и затрудняет выделение докембрийских метаморфид. К югу, за пределами шовной зоны, в Юго-Западных отрогах Гиссара среднепалеозойские отложения полностью отсутствуют.

Терригенно-вулканогенная формация турнейского (?) возраста. Выделение этой формации произведено в значительной мере условно, так как ее возраст палеонтологически почти необоснован, хотя относительное положение толщ в общем разрезе более или менее ясно.

На южных склонах Гиссара толщи такого облика выделены Д. А. Рубановым (1968) на том основании, что породы силура и девона перекрываются ими с резким угловым несогласием. В то же время

\* Резкие изгибы простирания, связанные с перемещением поперечных и диагональных блоков, являются неотъемлемым свойством зон различных глубинных разломов (Резвой, 1955; Портнягин, 1962).

установлено, что терригенно-вулканогенная толща несогласно перекрывается базальной толщей визейских отложений.

В. Н. Ефименко параллелизирует эти отложения с зойской свитой турнейского возраста, известной в Юго-Западных отрогах Гиссара. В составе нижней части толщи преобладают тонкоотмученные темные углисто-глинистые сланцы и алевролиты с отдельными прослоями кварцевых песчаников. Верхи толщи сложены кислыми эффузивами с большим количеством пирокластов и туфогенных пород различного состава, с маломощными прослоями сланцев, алевролитов и известняков. Мощность — 500—1200 м.

Распространение формации ограничивается узкими лентовидными полосами шириной до 2—3 км и протяженностью до 10—15 км. Эта терригенно-вулканогенная формация сочетает в своем составе мелко-обломочные и эффузивно-кластические образования, отмечающие начальные стадии верхнепалеозойского этапа развития. Судя по всему, накопление формации происходило в наиболее ранних приразломных прогибах шовной зоны. Режим поднятия еще преобладал на территории зоны, средний уровень колебательных движений был относительно высоким, морской режим периодически сменялся континентальным, накопление обломочных и вулканогенных пород часто происходило в суб-аэриальных условиях.

Карбонатно-вулканогенная формация визе-раннебашкирского возраста. Эта формация в зоне глубинного разлома имеет небольшую площадь распространения. Карбонатно-эффузивные толщи в бассейнах рек Ширкент, Манзобсай, Обизаранг, Нилу, Суффа содержат визейскую, намюрскую и нижнебашкирскую фауну, сменяясь вверх по разрезу флишовой формацией башкир-раннемосковского возраста (рис. 24).

В бассейнах рек Ширкент, Обизаранг, Нилу в разрезе этих отложений нами изучены мощные (до 100 м) базальные конгломераты, залегающие с резким угловым несогласием на метаморфических сланцах ордовика—силура. Конгломераты состоят преимущественно из гальки метаморфических пород, что свидетельствует о несомненном довизейском возрасте метаморфизма сланцевых образований. В гальке в значительных количествах встречаются кислые эффузивы, подобные турнейским, гранитоиды, а также основные эффузивы, подобные спилитодиабазам магматогенной зоны. Выше залегают толщи, которая состоит из различных по составу пачек и горизонтов, неоднократно сменяющих друг друга по стратиграфии. Одни горизонты характеризуются существенно карбонатным составом и сложены либо рифогенными ракушечниками с обильной фауной кораллов, брахиопод и стеблей лилий, либо из пестроцветных доломитов с прослоями вулканомиктовых песчаников и туфов. В других пачках преобладают вулканогенно-обломочные породы, преимущественно туфы с подчиненными пластами лав кислого и среднего состава. Здесь же встречаются яшмы и прослои известняков, а также пачки «красных пород» карбонатно-кремнисто-спилитового состава. В основании толщи в различных участках нами собрана обильная фауна визейского возраста, в средней части разрезов преобладают

намюрские окаменелости, а в самых верхах вулканогенно-карбонатных отложений В. Н. Ефименко в бассейне р. Ширкент обнаружена микрофауна раннебашкирского возраста. Мощность пачек и горизонтов колеблется в пределах 40—250 м, причем карбонатные и вулканогенно-обломочные породы встречаются примерно в равных количествах. Мощность формации — 500—750 м.

Карбонатно-вулканогенная формация выполняет узкие и протяженные грабен-синклинали и тяготеет обычно к южной периферии шовной зоны. Иногда известняки и эффузивы образуют кайму вокруг удлиненных и овальных поднятий, сложенных метаморфическими сланцами силура.

Своеобразная карбонатно-вулканогенная формация зоны глубинного разлома соответствует по возрасту спилито-диабазовой и частично андезитовой формациям Южногиссарской магматогенной зоны. Причем эти достаточно различные геологические образования оказываются чрезвычайно сближенными в пространстве. Характер прогибания шовной зоны резко отличался по своему стилю от смежных участков: значительная роль рифогенных образований, обилие кислых и средних пирокластов, наличие пестроцветных пород, умеренные мощности формации в целом свидетельствуют об относительно замедленной скорости и меньшем размахе прогибания шовной зоны в это время.

Флишоидная формация башкир-раннемосковского возраста. Наиболее обстоятельно флишоидные толщи изучены в бассейнах рек Ширкент, Суффа, Ханака, Лючоб, Кафирниган. В составе так называемой суффинской свиты преобладают разнообразные вулканомиктовые граувакковые, туфогенные песчаники и алевролиты, образованные в результате размыва вулканогенных пород преимущественно среднего состава. Подчиненную роль в разрезах играют известковистые песчаники, песчанистые и глинистые известняки, алевроитоглинистые сланцы, кремнеалевролиты. Еще реже встречаются пласты и линзы туфов и туфолов кислого состава. Вся толща сероцветная, грубоэригитичная. Массивные вулканомиктовые породы чередуются с тонкослоистыми и карбонатно-терригенными осадочными образованиями. В терригенно-карбонатных пачках нередко наблюдаются четкие подводнооползневые дислокации и косая слоистость. Толща охарактеризована микрофауной башкирского и низов московского ярусов. Мощность — 600—1000 м.

Состав и строение формации свидетельствуют о ее накоплении в приразломных прогибах, возникающих на фоне общего преобладания восходящих движений и быстрого размыва близлежащих областей сноса. Флишоидная формация шовной зоны является возрастным аналогом андезитовой формации южной части магматогенной зоны, но, как мы видим, резко отличается от нее составом, строением и условиями образования.

Терригенно-карбонатная формация (московский ярус) распространена лишь на восточном фланге зоны, в бассейне р. Кафирниган. Здесь на флишоидных отложениях башкир-раннемосковского возраста залегают грубообломочная гравийно-песчаниковая и конгло-

мерато-песчаниковая толща, которые постепенно вверх по разрезу обогащаются карбонатными прослоями. В составе обломочного материала вулканомиктовых и полимиктовых песчаников и конгломератов встречаются обломки известняков с башкир-нижнемосковской микрофауной. Выше по разрезу начинают преобладать карбонатно-рифогенные образования, чистые массивные известняки, насыщенные фузулинидами московского яруса.

Обломочные породы и органогенные известняки играют примерно равную роль в составе формации. Суммарная мощность — 600—650 м.

Терригенно-карбонатная формация отражает кратковременный этап некоторого спада тектонической активности, когда на фоне общего спокойного воздымания шовной зоны существовали отдельные прогибы, соответствующие по времени дофлишевой тектонической «передышке» в смежных участках магматогенной зоны.

Формация обвалов и оползней. В бассейне р. Ширкент встречена еще одна толща, имеющая весьма незначительное распространение, но привлекающая к себе внимание необычностью облика. В. Н. Ефименко считает ее условно средне-верхнекаменноугольной. Эта толща образует узкий (до 0,6 км) лентообразный выход, протягивающийся на 12 км в субширотном направлении от верховьев р. Манзобсай через долину р. Ширкент до р. Гурумсай. В строении толщи принимают участие песчаники, туфы и туфолавы кислых и средних эффузивов. Отличительным признаком является обильное количество экзотических глыб и утесов, погруженных в терригенно-вулканогенный материал. Пачка, содержащая эти глыбы, занимает определенное стратиграфическое положение и приурочена к средней части разреза. По данным В. Н. Ефименко, размер глыб достигает в отдельных случаях десятков тысяч кубических метров. В этих глыбах содержится ниже- и среднекаменноугольная микрофауна. Толща датируется как средне-верхнекаменноугольная. Мощность — 300 м.

Судя по всему, в этом случае мы имеем дело с обвальными и подводнооползневными фациями, выполняющими узкий приразломный прогиб вблизи крутосклонной кордильеры, сложной рифогенными известняками карбонатно-вулканогенной формации ниже-среднекаменноугольного возраста.

Андезит-дацит-липаритовая формация нижней перми так же, как и терригенно-карбонатная, распространена только на восточном фланге глубинного разлома зоны, в бассейне р. Кафирниган. Пространственная связь и сложные структурные взаимоотношения вулканогенных пород с терригенно-карбонатными массивами позволяли предыдущим исследователям считать эти толщи членами единой карбонатно-терригенно-эффузивной серии средне-верхнекаменноугольного возраста.

Более детальные исследования показали, что вулканогенная толща и по геолого-структурным признакам, и по вещественному составу резко отличается от карбонатных образований, отделена от последних существенным перерывом и несогласием и должна быть выделена в отдельную формацию.

В основании толщи прослеживается базальный горизонт валунных и крупногалечных конгломератов, состоящих из обломков и глыб известняков, сцементированных туфопесчаниками и туфами. Грубообломочные породы сменяются вверх по разрезу литокластическими и агломератовыми туфами липарито-дацитового, андезито-дацитового и андезитового состава с невыдержанными по мощностям потоками кислых лав, с прослоями и линзами известняковых конгломератов. В крупных экзотических карбонатных глыбах, погруженных в вулканогенный материал, и в гальках конгломератов встречаются фузулиниды московского яруса. Все окаменелости носят либо ксеногенный, либо переотложенный характер и определяют не возраст самой толщи, а возраст карбонатных рифогенных поднятий, разрушаемых во время вулканической деятельности этого этапа.

Судя по всем сопоставленным данным, толщу вулканитов следует относить к нижней перми (возможно, с элементами верхов карбона) и параллелизовать с кислыми эффузивами этого возраста в Южном Гиссаре. Вся толща окрашена в яркие фиолетовые и бурые тона — явное свидетельство ее субазрального происхождения. Мощность формации — 800—900 м. По составу она занимает промежуточное положение между андезито-дацитовой субформацией и липаритовой формацией (по Ю. А. Кузнецову, 1964).

В поле распространения верхнепалеозойских отложений намечается грубая зональность с преобладанием пирокластических образований по северо-западному внешнему контуру вулканитов. Затем постепенно увеличивается роль лавовых потоков кислого и среднего состава, а в юго-восточной части намечается субвулканический центр с появлением даже гранит-порфиров и кварцевых порфиров интрузивного облика.

Андезит-дацит-липаритовая формация зоны краевого шва является как бы переходной по составу и строению между нижнепермской липаритовой формацией Южногиссарской магматогенной зоны и андезитодиабазовой формацией того же возраста в Юго-Западных отрогах Гиссара (Рубанов, 1968). Обнаружение этой формации в шовной зоне позволяет уловить соединительное, промежуточное звено между тектоно-магматическими процессами в магматогенной зоне геосинклинали и в Таджикско-Афганском срединном массиве на той стадии орогенного этапа, когда и складчатая область и смежные ее участки вовлекаются в поднятия с мощным проявлением наземного вулканизма (Моссаковский, 1969).

Молассовая формация верхней перми. Верхнепермские отложения имеют наибольшее распространение в центральном, Ханакинском участке зоны глубинного разлома и лишь в виде незначительных по площади выходов встречаются в бассейне р. Ширкент. Эти отложения объединены в ханакинскую свиту (Швецов, 1927) и детально изучены Т. А. Сикстель (1961) и Е. Н. Горецкой (1962).

Поле развития грубообломочных отложений верхней перми ограничено с севера Боганском разломом. В бассейне р. Ханака ширина этого поля достигает 4, а протяженность — 12 км. В составе ханакин-

ской свиты преобладают грубообломочные породы: конгломераты, гравелиты и разнозернистые песчаники, в большинстве случаев окрашенные в бурые, фиолетовые и бордовые цвета. Обломочный материал нередко хорошо окатан, но плохо отсортирован. В составе обломков преобладают дациты и липариты нижней перми, реже встречаются метаморфические сланцы и ниже-среднекаменноугольные известняки. Общая мощность толщи — более 1000 м.

Кроме грубообломочных пород, составляющих более двух третей общего разреза, в основании свиты присутствует вулканогенно-осадочная пачка, где кроме конгломератов и брекчий встречаются горизонты фельзитовых порфиоров, туфолов липаритов, а также туфогенных песчаников и конгломератов. Мощность пачки — 85—130 м.

Кроме этого, на правом борту р. Ханака встречена пачка (250 м), названная Е. Н. Горецкой *известняково-песчано-конгломератовой*. Ее стратиграфическое положение до последнего времени остается дискуссионным: Е. Н. Горецкая считает ее самой нижней толщей ханакинской свиты, Т. А. Сикстель склонна завершать ею разрез моласс. По нашим наблюдениям, эта пачка содержит горизонт комковатых известняков. Они сменяются по разрезу ритмичными, тонкослоистыми кремнисто-глинистыми и углистыми сланцами, содержащими обильный растительный детритус, отпечатки стеблей и листьев. Выше появляются бордовые алевролитоглинистые породы с прослоями желтых мергелей.

О возрастном положении пачки судить действительно трудно, поскольку с севера она ограничена Богаинским разломом, а южный контакт обнажен плохо. Но все-таки большинство фактов свидетельствует о том, что эти породы залегают на конгломератовой пачке и венчают разрез ханакинской свиты. Положение пачки в разрезе очень важно по той причине, что именно отсюда Т. А. Сикстель были собраны отпечатки флоры и определены четыре вида голосемянных, сходных с раннетриасовыми формами из мадыгенской свиты Южной Ферганы. На основании этих данных возраст всей ханакинской свиты принимался как верхнепермский—раннетриасовый. Из тех же горизонтов, где была ранее собрана флора, нами в 1967 г. была отобрана серия споро-пыльцевых проб. В палинологической лаборатории Львовского университета (Л. А. Портнягина) из этих проб был выделен богатый комплекс спор и пыльцы, который свидетельствует о верхнепермском возрасте вмещающих пород.

Накопление самой молодой палеозойской формации отражает завершающие тектонические движения поздневарисского этапа. Состав и строение формации свидетельствуют о резком повышении среднего уровня колебательных движений, о преобладании континентальных условий осадконакопления и денудации горной страны. Приразломные прогибы шовной зоны заполняются в поздней перми типичными верхними континентальными молассами (Моссаковский, 1969) — формацией, знаменующей постепенный переход к платформенному режиму. Смежные участки Южногиссарской магматогенной зоны в это время уже были вовлечены в поднятия и представляли собой область размыва с высокой энергией тектонического рельефа.

Интрузивные формации, так же как и осадочные, отличаются рядом индивидуальных черт, присущих этой зоне. В пределах отдельных, наиболее детально изученных звеньев зоны иногда проявляется отчетливая зональность магматических проявлений. Так, вдоль ее северной периферии, вблизи Богаинского разлома, в бассейне р. Ширкент В. Н. Ефименко и др. выделяют так называемое *дайковое поле*. Это — полоса малых интрузий протяженностью около 20 км и шириной от 1 км на западе до 4—5 км на востоке. Метаморфические породы среднепалеозойского субстрата пронизаны чрезвычайно обильными дайками и штоками гипабиссальных пород самого разнообразного состава. Причем по мере приближения к Богаинскому разлому, с юга на север, количество интрузий резко возрастает вплоть до полного исчезновения вмещающих пород и образования сплошного магматического массива.

Среди интрузий «дайкового поля» выделяется несколько разновидностей: диабазовые порфириды, образующие штоки и дайки на юге «поля» и вблизи Богаинского разлома (массивы до 1—1,5 км в поперечнике); пироксеновые и пироксен-роговообманковые габбро, встречаемые в виде тел извилистых и прихотливых очертаний субширокого и северо-восточного простирания (их размер до 3 км в длину и до 1 км в поперечнике); диоритовые порфириды и пироксеновые микродиориты в виде одиночных тел неправильной формы; микроплагиограниты, плагиогранит-порфиры и альбитофиры в виде даек и отдельных массивов, слагающих большую часть «поля». В наиболее крупных гранитоидных массивах центральная часть сложена полнокристаллическими плагиогранитами, а широкая полоса эндоконтакта представлена порфиоровыми разновидностями.

Малые интрузии этой полосы образуют закономерный эволюционный ряд во времени, тесно ассоциируют в пространстве и могут быть объединены в габбро-плагиогранитную формацию. Налицо все характерные члены этой формации: габброиды, гибридные породы диоритового состава и плагиограниты. Первые три разновидности основных пород имеют несомненно глубинное происхождение. Судя по всем данным, они являются возрастными аналогами спилито-диабазовой и андезитовой формаций смежного прогиба геосинклинали; что касается последней группы, то она — конечный результат деятельности того же глубинного магматического источника. Образование плагиогранитов такого типа объясняется последующим перемещением этого источника в более высокие горизонты земной коры и соприкосновением его с веществом осадочно-метаморфической оболочки (Кузнецов, 1964).

В более прогнутых восточных участках в обстановке менее расчлененного тектонического рельефа и, соответственно, менее глубокого эрозионного среза не всегда присутствуют совместно все составные части этой формации. Разрозненные дайки диабазов, микродиоритов и плагиогранит-порфиоров, а также небольшие габброидные массивы встречаются вблизи Богаинского разлома в Ханакинском и Кафирниганском участках. На западном фланге зоны вдоль системы разломов, на протяжении Богаинской линии, Д. А. Рубанов (1968) описывает

дайки и штокообразные тела интрузивных диабазов, плагиогранит-порфи́ров, микродиоритов и габброидов.

На южной периферии шовной зоны вдоль крупных разрывных нарушений (вероятно, уже в системе Илякского разлома) обнаружены магматические проявления, наиболее глубокие из всех известных в регионе. По всем признакам они могут быть отнесены к формации так называемых *альпинотипных перидотитов*. В бассейнах рек Ширкент и Манзобсай в широтном направлении на расстоянии около 15 км протягивается цепочка небольших тел апоперидотитовых серпентинитов. В более восточных участках эти породы не встречены, так как южное ограничение шва перекрыто мощными мезозойско-кайнозойскими отложениями. На западе, в участке сочленения геосинклинали и среднего массива (горы Байсун и южные склоны Гиссара) тела такого же состава прослеживаются в верховьях р. Чош, в бассейне р. Ходжа-Каршавар.

По поводу возраста этих образований не существует единого мнения. Р. Б. Баратов (1966) и др. считают серпентиниты ранне-каменноугольными и связывают их возникновение со спилито-диабазовой формацией визе-намюра. Д. А. Рубанов (1968) относит гипербазиты к раннебашкирскому интрузивному комплексу. В. Н. Ефименко и др. считают их раннетриасовыми на основании якобы интрузивных контактов серпентинитов с породами ханакинской свиты.

Наши наблюдения в бассейне р. Ширкент (среднее течение р. Каттачинар) показали, что серпентинитовые массивы расположены среди пестроцветных конгломератов ханакинской свиты. Взаимоотношение серпентинитов с верхнепермской толщей довольно сложное. В контакте с серпентинитами породы ханакинской свиты метаморфизованы, подвержены интенсивной хлоритизации, эпидотизации, окварцеванию. Сами серпентиниты в зоне контакта превращены в тонколистоватые белесые хризотил-антигоритовые сланцы и образуют гладкие прихотливо изогнутые, «замыленные» поверхности с радужной побеластостью. Так же выглядят серпентиниты несколько южнее, где они контактируют с известняками каменноугольного облика. Известняки заметно брекчированы, их отдельные остроугольные глыбы как бы «обволакиваются» серпентинитами. Никаких признаков экзоконтактового метаморфизма в известняках не наблюдается. Серпентиниты и известняки прорываются дайкой диабазовых порфиритов. Причем в конглобрекчиях перми встречаются в виде остроугольных обломков и диабазовые порфириты, и интенсивно выветрелые серпентиниты.

Таким образом, здесь можно наблюдать факты, казалось бы, взаимоисключающие друг друга. С одной стороны, своеобразное «прорывание» серпентинитами известняков карбона и конгломератов верхней перми, при этом в более древних породах контактовые изменения никак не проявлены, а в более молодых отмечаются лишь низкотемпературные преобразования. С другой стороны, диабазы несомненно интродуцируют как серпентиниты, так и известняки и, что удивительно, сами серпентиниты встречаются в обломках пермских моласс. Таким образом, одни данные свидетельствуют о том, что серпентиниты должны быть явно древнее конгломератов, а другие, — что они моложе верхней перми.

Надо сказать, что подобные взаимоотношения *альпинотипных перидотитов* часто наблюдаются в зонах глубинных разломов различных регионов земного шара: в Тихоокеанском кольце, герцинидах Урала, в альпидах Европы и Малой Азии. Тела этой формации ни в коем случае не могут рассматриваться как магматические внедрения, а представляют собой холодные интрузии, или «протрузии» (Книппер, 1969). Подобный случай описан в Канском районе Южноферганского глубинного разлома (Алексеенко, Портнягин, 1966).

Протрузивные контакты (следствие механического проникновения серпентинитов в осадочные толщи) не являются критерием возраста ультраосновного магматизма, если о таком возрасте вообще можно говорить. В настоящее время многими специалистами по гипербазитам принимается предположение о том, что серпентиниты являются отторженцами самых глубоких горизонтов земной коры или верхней мантии, которые проникают в виде своеобразных твердых «диапиридов» по зонам глубинных разломов в верхние слои осадочно-метаморфической оболочки. Внедрение их может быть многоактным, сопровождающим этапы активизации подобных глубокопроницаемых зон. Поэтому не исключено, что правомерны различные точки зрения о возрасте серпентинизированных перидотитов зоны Южногиссарского глубинного разлома, но все они отражают этапы «протрузивного» внедрения массивов одной и той же формации. Кроме всего прочего, если бы мы имели дело с настоящими магматическими внедрениями, то следовало бы ожидать весьма значительных экзоконтактовых изменений, ибо температура гипербазитового расплава чрезвычайно высока и по всем современным данным не может быть ниже  $1000^{\circ}\text{C}$ . Этого, однако, нигде не наблюдается. Незначительные преобразования вмещающих пород, создающие иногда иллюзию эруптивного контакта, могут быть объяснены регрессивным обезвоживанием серпентинитов (десерпентинизацией), появлением вдоль контактов относительно низкотемпературных растворов в процессе выжимания таких тел и перемещения их вдоль плоскостей разрывов (Книппер, 1969).

В южном блоке Ширкентского участка вместе с перидотитами встречаются и вышеупомянутые дайки, и отдельные массивы диабазов. В бассейне р. Гурумсай они образуют силлообразные тела в толще карбонатно-вулканогенной формации. Длина выходов — до 2,5, ширина — до 0,5 км.

Кроме этих интрузивных формаций, определяющих самостоятельные черты глубинного магматизма, встречаются и другие магматические проявления, значительно сближающие шовную зону с Южногиссарской магматогенной. К ним относятся такие гранитоидные массивы, как Лябиджойский, вблизи Богаинского разлома, между Ширкентским и Ханакинскими участками, Мечетлинский — вблизи южной границы шва и др. Они вытянуты в широтном направлении вдоль зоны и достигают в длину 10—15 км. Наиболее крупный массив, Мечетлинский, сложен частично аналогами гранодиоритовой формации ниже-среднекаменноугольного возраста. Большую же часть его составляют порфирировидные граниты, аналоги плутонической формации средне-верхнекамен-

ноугольного возраста. Завершается развитие массива внедрением даек и штоков аляскитовых гранитов. Сходное строение имеет и Лябиджойский массив, но последними фазами здесь являются нижнепермские гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры. Отдельные штоки и дайки такого облика встречаются в Ханакинском участке в южном крыле Богаинского разлома. На восточном фланге Кафирниганского участка порфиридные граниты Гиссарского батолита распространяются за пределы Южногиссарской магматогенной зоны. Вероятно, возникновение плутонической формации в высоких горизонтах земной коры способствует тому, что она как бы игнорирует, «перехлестывает» границы двух зон. Однако более молодая фаза плутона все-таки образует кругостенное линейное тело аплитовидных гранитов, которые даже внутри батолита маркируют северное ограничение зоны глубинного разлома. В ее пределах отмечена повышенная концентрация даек и штоков диабазовых порфиритов, гранит-порфиров, граносиенитов и лампрофиров верхнекаменноугольного и нижнепермского возраста.

При исследовании гранитоидных массивов зоны глубинного разлома мы обращаем особое внимание на их взаимоотношения с вмещающими породами с целью выяснения характера контактового метаморфизма. Дело в том, что для всего Южногиссарского региона, включая и шовную зону, которая как автономная структура выделяется впервые, до сих пор широко бытует мнение, что интенсивный метаморфизм осадочных пород «генетически связан, в основном, с верхнепалеозойской магматической деятельностью» (Шадчиев и др., 1970) и, даже более определенно, «с позднекаменноугольным интрузивным этапом» (Рубанов, 1968). По мнению ряда исследователей, это касается не только ороговикования и появления зеленосланцевых преобразований в верхнепалеозойских осадочных толщах, но и глубокого метаморфизма, вплоть до амфиболитовой фации в осадочных формациях среднего палеозоя (Каратегин, Западный Гиссар). В долине р. Кштут (Туполангский участок), в южном крыле Богаинского разлома, изучен разрез метаморфической толщи, представленной биотит-роговообманковыми сланцами, биотитовыми, биотит-мусковитовыми (иногда гранатсодержащими) сланцами, гнейсами и плагиогнейсами, а также амфиболитами. Характерные структурно-текстурные особенности пород, их минеральный состав позволяют сопоставлять этот комплекс с амфиболитовой фацией регионального метаморфизма. Об этом говорит значительная основная масса плагиоклаза, наличие роговой обманки, кордиерита, силлиманита, граната (альмандина). Метаморфическая толща на юге и севере прорывается крупными массивами каменноугольных гранодиоритов и порфиридных гранитов. Встречается большое количество штоков и мелких апофиз этих гранитоидов, пронизывающих всю метаморфическую толщу.

Однако те изменения вмещающих пород, которые наблюдаются вблизи контактов, не идут ни в какое сравнение с глубоким метаморфизмом всей толщи. В большинстве экзоконтактов, наоборот, наблюдается отчетливое проявление диафтореза (регрессивного метаморфизма). Мощность контактовых оторочек не превышает здесь первого

десять метров и в них отмечается замещение высокотемпературных минералов низкотемпературными. Бiotит хлоритизируется, плагиоклаз понижает свою основность, кордиерит замещается слюдястым агрегатом и так далее.

Таким образом, детальное исследование Кштутского участка подтвердило, что метаморфизм среднепалеозойских отложений не может быть ни в коей мере связан с верхнепалеозойским магматизмом. Глубокие преобразования среднепалеозойских толщ — результат широкого по площади, но неравномерного по интенсивности динамотермального метаморфизма среднепалеозойского этапа.

Структурные особенности зоны. Северная граница зоны Южногиссарского глубинного разлома, Богаинский региональный разлом, представлена в большинстве случаев единой узкой зоной, либо системой сближенных разрывов сбросового типа. Сместители разрывных нарушений обычно падают на север под углом 50—80°. Вдоль Богаинского разлома широко проявлено брекчирование, милонитизация, катаклиз осадочных и вулканических пород. Ширина зоны дробления и рассланцевания колеблется от нескольких десятков метров в бассейне рек Кштут (Туполанг) и Ханака до нескольких сотен метров в долинах рек Ширкент и Каратаг. В зоне разлома и вдоль обрамляющих его узких полос шириной до 1—2 км отмечается наиболее высокая концентрация малых интрузий различного состава.

Наиболее благоприятен для структурного анализа Ширкентский участок, где шовная зона обнажена почти на всю ширину и где наиболее отчетливо видны различия в строении его северной и южной частей.

Северный блок зоны примыкает непосредственно к Богаинскому разлому и сложен преимущественно метаморфическим комплексом среднего палеозоя, пронизанным обильными дайками и штоками магматических пород. Ширина этого блока — 3—5, протяженность — 30—35 км.

Метаморфический комплекс силура (?) образует систему складок широтного простирания с общим опрокидыванием на юг. Ширина складок колеблется в пределах от десятков до первых сотен метров. Иногда структура несколько упрощается и приобретает форму сложной моноклинали, падающей на север и осложненной мелкими складками и флексурами, также опрокинутыми на юг. В этом блоке весьма определенно проявлена южная односторонняя вергентность. Крупные массивы метаморфического комплекса в некотором удалении от Богаинского разлома остаются почти ненарушенными. Здесь преобладают вертикальные диагональные сбросы северо-восточного простирания.

Внутренняя структура южного блока зоны разительно отличается от строения северного. Прежде всего, бросается в глаза обилие разрывных нарушений, весьма сближенных в пространстве. В долинах рек Ширкент и Гурумсай наблюдается система узких линейных горстов и грабенов, полосовидное блоковое чередование формаций среднепалеозойского метаморфического комплекса, каменноугольных осадочно-вулканогенных образований, моласс верхнего карбона и перми. Ширина

таких блоков колеблется от первых сотен метров до первых километров, в длину же они достигают 7—10 км. В долине р. Ширкент иногда встречаются удлиненные брахиантиклинали с метаморфическими породами в ядре, обрамленные в крыльях ниже-среднекаменноугольными отложениями.

Среднепалеозойский, каменноугольный и пермский структурные этажи разграничены региональными несогласиями. Среднепалеозойские метаморфические породы образуют либо серию прямых складок, либо слабо наклоненных на юг. Ширина складок — 200—300 м. Карбонатные, эффузивные и флишoidные породы карбона и верхней перми обычно залегают круто моноклиально, но вблизи разрывов нередко образуют мелкие складчатые формы. Вдоль границ узких грабенoв образуется система сближенных пологих надвигов с интенсивным брекчированием и катаклазом. В южном блоке, в отличие от северного, наблюдается большое количество согласных надвигов и взбросов с падением сместителей на север под углом 25—60°. Иногда в разрезе они образуют весьма сближенные «пластины», в плане же — сложноветвящиеся системы.

Интересной структурной особенностью Ширкентского сектора является система поперечных сдвигов и сбросо-сдвигов, протягивающихся в северо-западном направлении от долины р. Ширкент до верховьев р. Гулхас. Эта поперечная система пересекает и северный, и южный блоки. Она представляет собой одиночные либо парные крутонаклонные разломы, по которым преобладают правосторонние смещения. В результате, восточный участок оказывается смещенным в юго-восточном направлении на расстояние около 2,5—3 км. Это проявляется, прежде всего, в смещении границ дайкового поля, а также в скучивании и резком изгибе осей складок от широтного до северо-западного, т. е. параллельного простиранию сдвига.

Не исключено, что на более ранних стадиях эта поперечная структура существовала как глубинный «порог» в продольном тектоническом профиле шовной зоны, так как именно в этом месте дайковое поле заметно сужается, замыкаются приразломные прогибы различного возраста и резко ундулируют шарниры складок. Вблизи продольных граничных региональных разломов шовной зоны поперечная система образует дугообразные изгибы и под острыми углами причленяется к богаинской и ширкентской серии разрывов. Эта поперечная структура находится на непосредственном продолжении коленообразного изгиба Илякского разлома, одного из его звеньев северо-западного простирания. Вероятно, эти структуры являются составными элементами единой сквозной поперечной системы, проявленной различно в разных участках глубинного шва.

В бассейне р. Ханака обнажена лишь северная часть шовной зоны, причем в отличие от Ширкентского участка здесь весьма полно представлены самые молодые из палеозойских формаций — среднекаменноугольный флиш и пермские молассы. Богаинский разлом разграничивает вулканогенные формации Южногиссарской магматогенной зоны и грубообломочные образования зоны глубинного разлома.

Резюмируя данные по структуре зоны глубинного разлома, следует прийти к выводу, что в ней необходимо выделить две подзоны: северную и южную. На примере Ширкентского участка, где зона обнажена почти на всю ширину, отчетливо видно, что северный и южный блоки существенно отличаются морфологией внутренней структуры. Фундамент северного блока устроен сравнительно просто, южный же, напротив, отличается контрастными блоково-надвиговыми движениями, сформировавшими сложную чешуйчатую структуру. При этом более приподнятый северный блок испытывал некоторое перемещение в южном направлении. Это сказывалось в формировании моновергентной структуры в метаморфической толще северного участка и в наклоне сместителей надвигов и взбросов южного блока. И складки, и разрывы обнаживают опрокидывание к югу.

В бассейнах рек Ханака и Кафирниган мы имеем дело в основном с более или менее прогнутыми участками на продолжении северного Ширкентского блока, непосредственно к югу от Богаинского разлома. Это проявляется в относительно простых структурных формах каменноугольных и пермских формаций. Они отражают крупноблоковые перемещения метаморфического фундамента.

**О тектонике Южнотаджикско-Каракумской геоантиклинальной зоны.** (Таджикско-Афганский срединный массив). Палеозойские образования к югу от зоны Южногиссарского глубинного разлома почти сплошь скрыты под мощным чехлом мезозойских и кайнозойских отложений, столь характерных для того тектоно-орографического поднятия, которое известно как Южно-Таджикская депрессия. Здесь непосредственному геологическому изучению доступны лишь отдельные выходы домезозойского фундамента, обнаженные в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта.

В отличие от геосинклинальных сооружений Южного Тянь-Шаня здесь резко обособляются два структурных этажа: докембрийский и палеозойский. Докембрийский фундамент сложен единым комплексом пород высоких ступеней метаморфизма, вплоть до гранулитовой (Покровский, 1965; Хохлов, 1970 и др.). Мощность этого комплекса по одним данным — 7—8, по другим — превышает 14 км. Возраст метаморфизма устанавливается по радиологическим анализам как позднепротерозойский (570—720 млн. лет). В состав докембрийских толщ входят первичноосадочные и вулканогенные формации геосинклинального типа. В метаморфических породах можно наблюдать результаты процессов ультраметаморфизма и гранитизации. Наиболее определенно они проявлены в участках поднятий, где на заключительных стадиях докембрийского этапа и в раннепалеозойское время образованы гранитгнейсовые и мигматитовые массивы типа «гнейсовых куполов».

Докембрийский комплекс отделен от палеозойских формаций крупным региональным перерывом и структурным несогласием. Нижне- и среднепалеозойские отложения, вероятно, полностью отсутствуют. На протяжении кембрия, ордовика, силура и девона на всей территории преобладал режим поднятия. Кроме процессов ультраметаморфизма и развития метасоматических анатектических образований типа «гней-

совых куполов» в то время происходило внедрение и настоящих магматических палингенных гранитов ордовик-девонского возраста.

Глубоко метаморфизованные породы докембрия образуют либо удлиненно-брахиальные, либо линейные складки устойчивого широтного и северо-западного простирания. Процессы гранитизации обычно тяготеют к ядрам брахиантиклинальных структур.

В раннекаменноугольное время отдельные участки геоантиклинали вовлекаются в прогибание с накоплением терригенно-вулканогенной формации позднеурнейского-ранневизейского возраста (*зойская свита*). В составе формации преобладают пестроцветные обломочные образования континентального происхождения, а также кислые вулканогенные породы. Мощность — 300 м. В дальнейшем более равномерное и глубокое прогибание территории привело к образованию своеобразной карбонатно-вулканогенной формации визе-намюрского возраста. Ее состав определяется чередованием пачек вулканогенных (кислые эффузивы) и карбонатных пород, причем мощность ритмов колеблется от первых десятков до нескольких сотен метров. Суммарная мощность формации оценивается с трудом, так как различные ее составные части, по сути, нигде не образуют единого непрерывного разреза. В наиболее прогнутых частях мощности достигали не менее 1,5—2 км.

В среднекаменноугольную эпоху намечается заметная дифференциация тектонического рельефа предполагаемого срединного массива, большая его часть вовлекается в поднятие, и лишь в отдельных незначительных по площади прогибах происходит накопление флишовой формации мощностью до 1500 м. Еще более высокий уровень колебательных движений отражают молассоидные грубообломочные континентальные образования верхнего карбона и нижней перми. Встречаются они только в локальных прогибах. Мощность их незначительна и не превышает нескольких сотен метров.

Общий структурный план и морфология элементарных структур палеозойского комплекса срединного массива существенно отличаются от смежных геосинклинальных зон Южного Тянь-Шаня. Так, в Юго-Западных отрогах Гиссара явно преобладают весьма спокойные и широкие мульдообразные и брахиантиклинальные складки с пологим или почти горизонтальным залеганием пород в ядрах и несколько более крутым наклоном пластов в крыльях и вблизи разрывных нарушений. Таким строением характеризуются наиболее крупные складки: Хандзинская, Харакушская, Сангардакская и другие. Складчатые дислокации палеозойского комплекса отражают блоковые перемещения кристаллического фундамента вдоль системы разломов субширотного и субмеридионального простирания. Частая ундуляция шарниров, изгибы осей в плане, различные простирания крыльев даже в пределах единой структуры всегда находятся в тесной зависимости от направления региональных разрывов. Некоторые из них наследуют докембрийское северо-западное и субширотное простирание, другие разломы протягиваются с юга на север и с юго-запада на северо-восток. Крупные и протяженные разрывы субмеридионального простирания, четко проявлен-

ные в современной структуре, отличаются большой амплитудой. По этим разрывам граничат высоко поднятые блоки домезозойского фундамента горных массивов Байсунтау, Сурхантау, Кугитангтау и глубочайшие прогибы, выполненные формациями мезозоя и кайнозоя. Эти же направления определяют генеральный структурный план всей Таджикско-Афганской депрессии.

Следует указать, что одни исследователи (С. А. Захаров, Л. Б. Вонгаз, С. Я. Лapidус и др.) считают, что палеозойские структуры Юго-Западных отрогов имеют субширотное и северо-западное простирание. Возникновение же субмеридиональных структур связывается с мезозойско-кайнозойским этапом развития территории. С другой стороны, на протяжении ряда лет существует и развивается точка зрения о субмеридиональной тектонической зональности этого региона в палеозое (С. К. Овчинников, Г. С. Чикрызов, М. М. Кухтиков и др.). Но эти взаимоисключающие точки зрения, как нам представляется, не учитывают того весьма существенного факта, что на палеозойском этапе регион находился за пределами геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня и выступал в качестве срединного массива. Поэтому линейная тектоническая зональность, столь свойственная геосинклинальной системе, здесь уступает место структурам «мозаичного» типа, обусловленным сосуществованием разнонаправленных региональных разломов, характерных для большинства срединных массивов (Славин, 1956 и др.).

Именно этим субплатформенным блокам земной коры, обрамленным складчатыми поясами, присущи эжективные (гребневидные) дислокации, незначительное развитие складок на глубину и обилие выходов древних кристаллических комплексов фундамента на поверхность. Именно для срединных массивов характерны невыдержанность структурных направлений и равноправное сочетание региональных разломов, различных, а часто и взаимно перпендикулярных простираний. Чаще всего эти направления параллельны геосинклинальным поясам, обтекающим срединный массив с разных сторон.

Судя по всем имеющимся материалам, мы имеем дело именно с таким характером тектоники в Юго-Западных отрогах Гиссара, где на палеозойском этапе региональные разломы широтного, «тянь-шаньского», направления развиваются совместно с разломами субмеридионального, «анти Тяньшаньского» (Резвой, 1965), направления.

Сторонники первой точки зрения (С. А. Захаров и др.) подкрепляют свою аргументацию данными магнитометрии, в соответствии с которыми на карте магнитного поля под мезозойско-кайнозойским чехлом Таджикско-Афганской депрессии намечены цепочки субширотных магнитных аномалий. Обнаружение этих аномалий и послужило основой для различных палеотектонических построений. Возникло резонное предположение о том, что в домезозойском фундаменте значительную роль играют субширотные структурные направления. Однако дальнейшее абстрагирование от фактического материала привело к тому, что некоторые исследователи безо всякой тени сомнения начали интерпретировать пояса положительных магнитных аномалий как палеозойские

геосинклинальные прогибы, которым и «приписываются особенности развития Гиссарской геосинклинальной зоны» (Вонгаз, 1969).

Возвращение же к первоначальному источнику и изучение карты магнитных аномалий убеждает в том, что, во-первых, при наличии субширотных положительных аномальных зон овальных очертаний наблюдаются значительные спады магнитной активности по простиранию, во-вторых, нередко такая ориентировка вовсе исчезает и значительную роль играют субмеридиональные перегибы и отклонения с появлением четких локальных аномалий субмеридионального и северо-восточного простирания. Наиболее определенно такие осложнения наблюдаются вблизи самих Юго-Западных отрогов Гиссара (Белеловский, 1964 и др.).

Совокупность всех новых геолого-геофизических данных тоже позволяет считать, что на палеозойском этапе вся территория, расположенная к югу от Южногиссарского глубинного разлома, представляла собой срединный массив. Не исключено, что субширотные и северо-западные полосы и овалы магнитных аномалий связаны со структурными элементами докембрийского этапа развития. В Юго-Западных отрогах отличаются четкостью именно эти структурные направления. Кроме того, последними детальными работами (Хохлов, 1970) установлены колоссальные мощности протерозойского геосинклинального комплекса. В его составе существенное значение имеют формации эвгеосинклинального типа: спилитовая и гипербазитовая. Как известно, образования такого состава всегда могут служить источниками положительных аномалий магнитного поля.

Приведенное выше описание зон глубинных разломов Южного Тянь-Шаня касалось только их палеозойской структуры и палеозойского этапа развития. Однако глубинные разломы продолжали жить в мезозое и кайнозое, а многие из них не утратили активности и поныне. Рассмотрим основные черты строения зон глубинных разломов на более поздних этапах геологической истории.

Зона Южноферганского глубинного разлома. Вдоль подножий Алайского и Туркестанского хребтов, в пределах шовной зоны Южноферганского глубинного разлома, протягивается цепочка грабен-синклиналей, выполненных триас-юрскими континентальными обломочно-угленосными отложениями. С этими образованиями связаны угольные месторождения Абшир, Кызыл-Кия, Шуран, Шураб, Сары-Таш, Сулюкта и другие.

При прослеживании юрских отложений вдоль шовной зоны выясняется неоднородность строения, существенное различие в мощностях, составе, а иногда и в возрасте этих образований. Наиболее прогнутые участки шовной зоны в раннем мезозое — Кызыл-Киинский, Шурабский и Сулюктинский.

В Кызыл-Киинском прогибе максимальные мощности юрских обломочно-угленосных отложений достигают 350—480 м, резко сокращаясь от осевой части прогиба к его крыльям. Для угленосного комплекса этого участка характерно то, что юрские отложения подстилаются мощной (до 20 м) корой выветривания.

В районе Шураба мощности юрских отложений наибольшие для этой зоны (900 м). В основании разреза отмечаются обломочные отложения верхнего триаса (Копаев, 1964). К северу от Шурабского месторождения угля мощности юрских отложений резко сокращаются; в то же время здесь на склонах гор Гузан (долина Камышбаши) наблюдается наиболее мощный на этой территории разрез верхнетриасовых отложений (600 м), причем юрские отложения залегают несогласно на триасе и нередко с краевым несогласием — на палеозое.

Для Шурабского участка, кроме повышенных мощностей, характерно, по сравнению с более восточными районами, возрастание роли грубообломочных пород в юрском разрезе. Если для Кызыл-Кия и более восточных районов заметно преобладание в разрезе глинистых и глинисто-песчаных образований, то, начиная с Шураба и западнее, значение песчаников, конгломератов, брекчий в составе юрских отложений резко возрастает. В Шурабском участке эти породы явно преобладают в большей части разреза.

В угольных копях Сулюкта юрские отложения содержат большое количество грубообломочного материала. С востока на запад вдоль по-

лосы юрских отложений отмечается сокращение мощностей вдвое (от 450 до 200 м) с постепенным выклиниванием нижних свит юрского разреза Сулюкты. На основании имеющихся материалов можно предполагать, что юрские отложения Южноферганского глубинного разлома западнее Сулюкты постепенно выклиниваются.

Всем приразломным прогибам Южной Ферганы свойственны преобладание раннемезозойской обломочно-угленосной формации, грабен-синклинальная структура, активная роль конседиментационных разломов в образовании уступов и впадин, одновременных с юрским осадконакоплением (Кобаев, 1964), возрастание мощностей к приосевой части зоны разлома и выклинивание юрских отложений к северу и к югу от нее.

В продольном направлении отмечается неравномерное прогибание зоны с чередованием относительно глубоких прогибов с участками сокращенных и нулевых мощностей мезозойских отложений. Для наиболее восточных прогибов зоны характерна мощная кора выветривания в основании юры, преобладание тонкокластических пород в разрезе и отсутствие триасовых терригенных образований. В более западных прогибах (начиная от Шураба) в составе мезозоя присутствует триас и приобретают значительную роль грубообломочные отложения. Это свидетельствует о более раннем заложении впадин и более контрастном характере движений в западной части зоны.

Сулюктинский прогиб является западным окончанием системы приразломных прогибов зоны Южноферганского глубинного разлома. Далее к западу приразломные прогибы такого типа в этой зоне отсутствуют. Любопытно, что участок воздымания шовной зоны и существенное изменение ее свойств на мезозойском этапе находится на юго-западном продолжении Курамино-Чаткальского поднятия у Западноферганского порога, где происходит резкое сокращение, а местами полное выклинивание мезозойских формаций Ферганской зоны погружения.

На новейшем (неоген-антропогеновом) этапе зона Южноферганского глубинного разлома проявляет себя весьма активно и разграничивает области погружения, лежащие к северу от него, и области воздымания, расположенные к югу. Активность глубинного разлома резко различна на восточном, центральном и западном отрезках.

Восточный отрезок разлома, от Ферганского хребта до междуречья Соха и Шахимардана, проходит в широтном направлении и выражен в современном рельефе цепочкой неглубоких впадин. К северу расположено поднятие гор Карачатыр, к югу — ступенчато построенные предгорья Алайского хребта. Судя по изогипсам выравненной поверхности палеозойского фундамента, амплитуда новейших перемещений здесь невелика и не превышает 1000 м. Таким образом, этот отрезок глубинного разлома отделяет восточную часть мегантиклинали Алайского хребта от наиболее поднятой юго-восточной части Ферганского мегасинклинория, называемого иногда Восточноферганской впадиной. В междуречье Шахимардан—Соха в систему Южноферганского разлома следует включать часть так называемой «Южноферганской флексурной зоны» (Рыжков, 1962), сопровождаемую системой адырных скла-

док и крутым уступом палеозойского фундамента с перепадом отрицательных отметок палеозойского основания, от 2000 до 6000 м. Эта ступень связана, очевидно, с крупным нарушением фундамента, зародившимся, скорее всего, в мезозое и окончательно оформившимся на новейшем тектоническом этапе.

Центральный отрезок Южноферганского глубинного разлома от Соха до западного окончания Ферганской впадины отличается образованием на новейшем этапе узких горстообразных поднятий, таких, как горы Гузан и Каратау, Катран, Тохтабуз, Алмолы и Уртантуз, достигающих 1500—3000 м и отделенных впадинами от палеозойских образований, лежащих на нулевых отметках или немного выше. На севере зоны палеозой образует крутой уступ и в пределах прилегающих частей Ферганы опускается до отрицательных отметок порядка 4000—5000 м.

В южной части зоны разлома размещаются широкие, относительно неглубокие прогибы, слагающие в своей совокупности «депрессию 40-й параллели», впервые описанную В. Н. Вебером (1934). Таким образом, на этом участке зоны глубинного разлома соответствует орографический пояс, известный в литературе под названием «зоны низких предгорий Ферганы». На значительном расстоянии от района Сулюкты и до восточного окончания хр. Нуратау разлом на поверхности не прослеживается и в рельефе не выражен.

Самый западный отрезок Южноферганского разлома совпадает с подножьем северного крутого склона хр. Нуратау с максимальным перепадом высот по палеозою до 1500 м. Можно предполагать, что здесь существуют два параллельных разлома, обусловившие ступенчатое строение северного склона Нуратау. В массиве Тамдытау зона разломов приобретает широтное простирание и разветвляется, образуя северную, Букантаускую ветвь.

Зона Туркестанского глубинного разлома продолжает проявлять себя в течение мезозойской эры накоплением юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых (массагетских) образований, отложенных в узких приразломных прогибах.

Давно известны юрские угленосные накопления в урочище Ормизан в верховьях р. Сох, где они резко несогласно налегают на известняки и доломиты девона и на конгломераты верхнего палеозоя. В разрезе видна сильная изменчивость отложений как в отношении состава, так и полноты разреза. Общая мощность коры превосходит здесь 400 м.

На юрских отложениях в урочище Ормизан и непосредственно на палеозое на правом берегу Соха залегает мощная толща красноцветных песчаников, конгломератов и желто-розовых мергелей общей мощностью до 1200 м. Возраст красноцветной толщи условно определяется как меловой, а в верхней части разреза — как олигоцен-миоценовый (массагетская свита). Красноцветы залегают узкой полосой вдоль верхнепалеозойских пород, мощности их к центру прогиба быстро нарастают.

Западнее, в истоках р. Исфара (р. Тамынген), в зоне Туркестанского глубинного разлома известен выход юрских пород, зажатый

со всех сторон надвинутыми на него палеозойскими отложениями. Выход описан Д. А. Казимировым (1954) под названием Тамынгенского грабена. Мощность юрских угленосных отложений достигает здесь 600 м.

Западнее, в верховьях р. Заамин, в урочище Кызылмазар известны выходы маломощных образований палеогена и кирпично-красной свиты массагета, образующие неширокую (1—1,5 км), но протяженную (свыше 10 км) полосу, тяготеющую к зоне разлома.

В современном рельефе зона Туркестанского глубинного разлома выражена не резко, но хорошо заметна по цепочке впадин, которые вдоль него располагаются. Это касается урочищ Ормизан, Расраут, Кызылмазар и других мест. Во всех этих случаях к северу располагается область относительно пониженного рельефа, к югу же начинается высокогорная часть хребта.

Зона Зеравшанского глубинного разлома сопровождается протяженным и глубоким приразломным прогибом. Приразломный прогиб выполнен юрскими отложениями неодинаковой мощности. В верховьях р. Зеравшан (Назарайлокское угольное месторождение) мощности глинисто-песчанистой и песчано-конгломератовой угленосной юрской толщи достигают 1200 м, ниже по долине реки толща юры не превышает 350 м, а на западе у с. Риват падает ниже 140 м. Параллельно с сокращением мощности к западному окончанию прогиба в юрской толще повышается роль грубообломочного материала.

Меловые и палеогеновые отложения Зеравшанского прогиба представлены тонкообломочными и карбонатными образованиями, выдержанными по простиранию и достигающими мощности 300 м.

На новейшем тектоническом этапе Зеравшанский глубинный разлом выступает в качестве четкого северного ограничения Зеравшанского хребта и отделяет его от тектонической впадины долины р. Зеравшан. В верховьях этой реки он теряет свою орографическую выраженность, как и на западе, за пределами Туркестанского хребта, где представлен только подземным палеозойским уступом, тянущимся от западного окончания хр. Нуратау к поднятию Кульджуктау в Центральных Кызылках.

Система глубинных разломов Гиссарского хребта дает на мезозойско-кайнозойском этапе картину сложной и достаточно активной тектонической жизни. В зоне Северогиссарского глубинного разлома узкая полоса мезозойских пород прослеживается от района с. Зидды до озера Искандеркуль. Юрские отложения играют подчиненную роль в общем объеме мезозойского комплекса прогиба и представлены песчано-глинистыми образованиями. Мощность юрской толщи колеблется в пределах 35—100 м, в то время как мощность мел-палеогеновых отложений достигает 500—550 м.

Совершенно иную картину можно наблюдать в прогибе, расположенном на западном продолжении этой зоны, в районе перевала Тавасанг, где юрские отложения доминируют в разрезе и слагают мощную (850 м) толщу преимущественно грубообломочных песчано-конгломера-

товых пород, а красноцветные нижнемеловые отложения не превышают по мощности 250—300 м.

На новейшем тектоническом этапе Северогиссарский глубинный разлом в своей восточной части относительно слабо нарушает поверхность палеозойского фундамента, которая поднята здесь на значительную высоту и находит выражение в образовании уступа, ограничивающего мегантиклиналь Гиссарского хребта с севера. Вдоль разлома расположены впадины долины р. Каракуль и впадина р. Зидды. Перепад высот палеозойской поверхности не превышает здесь 1500—2000 м. Западнее меридиана Пенджикента зона разлома совпадает с южной границей поднятия Зирабулак-Зиаэтдин и отделяет его от Бухарской ступени. В образованном здесь уступе палеозоя амплитуда высот не превышает 500 м и постепенно затухает к западу.

Южногиссарский глубинный разлом, являвшийся на протяжении палеозоя рубежом между системой магматогенных прогибов Южного Тянь-Шаня и Таджикско-Каракумским геоантиклинальным массивом, сохраняет в мезозое и кайнозое свои граничные функции. К югу от него располагается область длительного погружения, к северу — область поднятия. В палеогеоморфологическом смысле на всем протяжении он служит северной границей распространения морских и прибрежно-морских карбонатных, гипсоносных и терригенных литофаций юры, мела, палеогена.

В качестве неотектонического структурного элемента Южногиссарский глубинный разлом ограничивает весь Южнотяньшаньский мегантиклинорий с юга, и отделяет его от Таджикско-Афганского мегасинклинория с перепадом высот по палеозою 4000—5000 м. При пересечении сложных по своей морфологии Юго-Западных отрогов Гиссара глубинный разлом намечается системой относительно небольших широтных впадин и выступов. За пределами Бешкентского прогиба, очевидно, именно с ним связан подземный перегиб фундамента, отделяющий Бухарскую ступень от Чарджоуской.

Характеризуя поведение всей системы глубинных разломов Гиссарского хребта на неотектоническом этапе, следует еще раз отметить сложность блоковых движений, охвативших эту систему. Наряду с образованием глубоких приразломных прогибов на северном склоне Гиссарского хребта возникло крупнейшее поднятие осевой части самого хребта, которое по Южногиссарскому глубинному разлому резко обрывается в сторону Таджикско-Афганской депрессии. Нетрудно видеть прямую связь новейших структурных элементов с мезозойскими и палеозойскими.

С глубинными разломами в Южном Тянь-Шане наиболее отчетливо можно связывать образование угольных, бокситовых и рудных гидротермальных, главным образом, ртутно-сурьмяных и в меньшей степени полиметаллических месторождений.

Угольные месторождения Южной Ферганы, в частности Сулюкта, Шураб, Кызыл-Кия и другие более мелкие, связаны с юрскими континентальными отложениями, выполняющими приразломные прогибы, входящие в зону Южноферганского глубинного разлома. Частные прогибы можно объединить в один общий пояс, тяготеющий к северной ветви Южноферганского разлома. Все юрские образования расположены к югу от верхнепалеозойского приразломного прогиба (Букантау—Карачатырская зона), что свидетельствует о стойком сохранении его местоположения в пространстве в течение достаточно длительного геологического времени.

Известны юрские отложения также и в зонах Туркестанского, Зеравшанского и Северогиссарского глубинных разломов, однако угленосность здесь незначительна и промышленного интереса не представляет. В ином положении находится Южногиссарский глубинный разлом, в зоне которого известен ряд мелких угольных месторождений (Ташкутан, Суффа, Чашмасанг и др.).

Таким образом, промышленная угленосность юрского возраста связана только с крупнейшими глубинноразломными зонами, ограничивавшими на мезозойском этапе платформенную (или «квазиплатформенную») зону Южнотяньшаньско-Кызылкумского воздымания («антеклизу») от Таджикско-Афганской зоны погружения («синеклизы») (Резвой, 1968). Делая обратное заключение, следует считать, что в условиях Тянь-Шаня присутствие линейно вытянутых островков юрских отложений может служить признаком зон глубинных разломов.

Бокситоносность региона обусловлена резкой изменчивостью фациально-палеогеографической обстановки осадкообразования в высокоподвижной зоне Южноферганского глубинного разлома.

Изучением бокситов Южной Ферганы занимались А. У. Абдулаев, С. Н. Баногин, В. И. Котельников, Л. Н. Кугураков, М. М. Кухтиков, Б. М. Марковский, Л. Д. Медведев, М. Б. Орловский и другие. Этими исследователями было установлено, что бокситоносные породы обнаруживают четкую стратиграфическую и литологическую приуроченность: они развиты среди известняково-доломитовых образований верхов живетского и низов фаменского ярусов, в фаменских, верхнетурнейских и башкирских (основание верхнебашкирского подъяруса) известняках.

По данным Л. Д. Медведева и др. (1965), залежи девонских бокситов представляют собой пространственно разобщенные тела непра-

вильной формы. Мощность залежей изменяется от 0,5 до 4 м, а в редких случаях достигает 18—20 м. Протяженность рудных тел 5—10 м, но иногда тела прослежены на 60—80 м. Такие залежи развиты в горах Акшагыл (междуречье Исфара—Сох), в хребтах Катранбаши и Тохтабуз.

Среднекаменноугольные бокситы широко развиты в основании толщи пятнистых известняков туюкдангинской свиты (верхнебашкирский подъярус). Наиболее широко они представлены в Акташ-Боарды-Каузанской структуре. В горах Боарды, по данным М. М. Кухтикова (1968), насчитывается до шести аллитовых горизонтов. Мощность нижнего, «базального», изменяется от нескольких десятков сантиметров до 30 м. По Б. М. Марковскому, в междуречьи Исфайрам—Абшир в этой же структуре мощность аллитового горизонта увеличивается до 50 м.

Образование бокситов связывается с перерывами в осадконакоплении, благоприятными для карстообразования условиями островной суши и развитием алюмосиликатных кор выветривания (Медведев и др. 1965).

Ртутно-сурьмяные месторождения Южного Тянь-Шаня тяготеют к зонам Южноферганского и Северогиссарского глубинных разломов.

С Южноферганским разломом следует связывать наиболее крупные месторождения Средней Азии — Хайдаркан, Кадамджай, Чаувай и др., образующие в своей совокупности Южноферганский ртутно-сурьмяный пояс. Характер связи отдельных месторождений с тектоническими элементами зоны глубинного разлома неодинаков. В. И. Смирнов (1947) разделил ртутные месторождения Средней Азии на межформационные пластовые и трещинные. В каждой группе ведущее значение имеют свои особые типы «рудных капканов», определяющих форму и условия локализации богатых руд. В. Э. Поярков (1962) наметил классификацию рудопроявлений на основе большего числа структурных признаков. Н. А. Никифоров и Г. А. Ярушевский (1960) предложили различать следующие главные типы ртутно-сурьмяных месторождений Южноферганского пояса: в зоне контакта карбонатных пород с перекрывающими их терригенными толщами (экран); в карбонатных толщах без отчетливо видимого экранирования; в сложных разрезах терригенных или эффузивно-сланцевых толщ.

Легко заметить, что месторождения зоны Южноферганского глубинного разлома полностью укладываются в эти три группы. В первую попадают наиболее крупные — Хайдаркан, Кадамджай и Чаувай; во вторую — Адыракоу, Сымап, Бирксу и др., лежащие к югу от зоны Южноферганского разлома; в третью — Чанкой, Карачатыр и ряд месторождений в низовьях Соха. Это же деление приводится и в работе Н. А. Никифорова (1969), в которой освещаются условия размещения и вопросы методики прогнозирования ртутно-сурьмяного оруденения Южного Тянь-Шаня. Анализируя вопрос о наиболее благоприятных для концентрации ртути породах, этот исследователь сообщает, что максимально обогащены ртутью измененные известняки среднего карбона (пыркафская свита) и известняково-доломитовые породы верхнего

девона. Первые заканчивают карбонатный разрез среднего палеозоя и перекрыты экранирующими сланцами и песчаниками (толубайская свита), во-вторых, роль экрана играют отдельные терригенные пачки внутри известняково-доломитовой толщи. В зонах разломов, пересекающих эти осадочные комплексы, содержание ртути увеличивается в 17—18 раз по сравнению с окружающими местами. Таким образом, факторам литологического состава (карбонатные породы), экранирования (терригенные породы) и разрывным нарушениям Н. А. Никифоров придает ведущее значение в образовании ртутно-сурьмяных месторождений. Все эти факторы в полной мере действуют в зоне Южноферганского глубинного разлома, где, как указывалось, в достаточном количестве присутствуют формационные тела карбонатного состава, соседствующие и переслаивающиеся с терригенными. Мелкая блоковость создает необходимую для образования месторождений проницаемость.

Типичным месторождением, связанным со сложной зоной разлома и последующей интенсивной гидротермальной переработкой (лиственитизация), является месторождение Чанкой в восточной части зоны Южноферганского разлома, связанное с терригенно-вулканогенными (песчаники, сланцы, диабазовые порфириды, спилиты, туфы), ультраосновными породами и серпентинитами (Никифоров, 1969).

В зоне Северогиссарского глубинного разлома известны мелкие ртутные месторождения, наиболее крупное из них — Канчоч. Работами В. Н. Куземко и Н. А. Гнутенко (Гнутенко и др., 1969) образование этого месторождения связывается с взрывной деятельностью в зоне Северогиссарского глубинного разлома. На участке месторождения обнаружена группа штоков и даек, создающих уплощенный пучок, подчиненный одному из разломов зоны — Каракульскому взбросу. Гранодиориты глубокой части пучка сменяются к периферии кварц-порфирами и взрывными брекчиями. Оруденение охватывает широкий комплекс образований — от относительно высоко- до низкотемпературных. Ртутное оруденение приурочено к взрывным и эруптивным брекчиям, иногда контролируется контактами даек кварцевых порфиров. В. Н. Куземко и Н. А. Гнутенко считают возможным говорить «о родстве и временной близости» ртутного оруденения с магматическими породами. Другие ртутные проявления в зоне Северогиссарского глубинного разлома подобного родства с магматическими породами не проявляют.

Установив явную связь ртутных месторождений с глубинными разломами, вполне естественно поставить вопрос: почему эта связь осуществляется не со всеми глубинными разломами, а только с крупнейшими? Не считая себя вправе ответить на него категорически, мы делаем в этом отношении только предположение: возможно, что Южноферганский и Северогиссарский разломы являются самыми крупными и «глубинными». Одним из доказательств последнего свойства может служить присутствие магматических пород в зонах разломов: гипербазитов — в Южноферганской и кислых гипабиссальных — в Северогиссарской. А. А. Сауков пришел к выводу, что ртутные месторождения могут быть парагенетически связаны с породами интрузивного ряда,

кислыми или средней кислотности, а также основными эффузивами. Д. И. Щербаков (1934), А. В. Москвин (1936), В. И. Смирнов (1947) и другие исследователи связывали ртутно-сурьмяную минерализацию Южного Тянь-Шаня с гранитоидами и щелочными породами. Е. Д. Карпова (1958) и В. Э. Поярков (1962) высказали предположение о связи этого оруденения с ультраосновными интрузиями. Н. А. Никифоров (1969) склонен связывать концентрацию ртути с более поздним, чем образование магматических тел, гидротермальным метаморфизмом. Мы не собираемся спорить по этому достаточно сложному вопросу, это выходит за пределы настоящей работы. Однако следует констатировать, что в зонах глубинных разломов поиски месторождений ртути и сурьмы более перспективны в тех случаях, когда в этих зонах присутствуют магматические тела, предпочтительно ультраосновного состава.

## ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Глубинные разломы на территории Южного Тянь-Шаня исключительно сближены друг с другом. Обладая значительной шириной, зоны глубинных разломов не уступают по размерам таким тектоническим элементам, как, например, зоны геосинклинальные и орогенные, и только зоны геоантиклинальные, условно отождествляемые со срединными массивами, значительно их превосходят. Таким образом, применительно к Южному Тянь-Шаню следует говорить об общей «узко-блоковой» широтно ориентированной структуре всего региона. Однако в этой блоковой мозаике могут быть выделены и такие зоны, где блоки еще более дробны и малы. В настоящее время еще не разработаны достаточно точные метрические критерии, по которым можно было бы безошибочно относить блоки разных размеров к той или иной категории тектонических зон; очевидно, это в значительной степени зависит от специфических условий отдельных регионов и от механических особенностей каждого конкретного стратиграфического разреза. Однако уже сейчас можно говорить о целом ряде признаков, по которым зоны глубинных разломов распознают среди прочих тектонических зон. Среди этих признаков следует различать: специфичные формации осадочных пород, магматогенные формации в их эффузивной и интрузивной форме и структурные особенности зон глубинных разломов. Рассмотрим эти признаки на примерах описанных зон.

Специфичные формации осадочных пород зон глубинных разломов могут быть объединены в две основные группы, каждая из которых связана со своим особым режимом тектонических движений. Представляется возможным различать формации, связанные с относительным поднятием блоков, на которых шло осадконакопление, и формации, связанные с относительным погружением. Слово *относительное* мы вынуждены оговорить особо, поскольку любое осадконакопление требует для своего осуществления обязательного опускания, которое может быть различным по своей амплитуде.

Формации относительного (геоморфологического)\* поднятия. К их числу относится рифоидная карбонатная формация, которая может быть признана одной из характерных для зон глубинных разломов Южного Тянь-Шаня. Органогенные известняки, сложенные брахиоподовыми банками, коралловыми и мшанковыми рифами, водорослевыми биогермами и другими формами, образуют гряды-кордильеры во всех описанных зонах. Этой формацией сложены: система гряд Катран-Юрунтуз в Южной Фергане, более мелкие образования в зонах Туркестанского и Зеравшанского глубинных разломов и очень четко выраженная гряда нижнекаменноугольных известняков в Северогиссарской зоне. Возникновение таких гряд следует связывать с существованием узких и сравнительно медленно погружающихся блоков, относительно приподнятое положение которых создало условия, благоприятные

\* Здесь следует различать тектонические движения в их геоморфологическом и собственно тектоническом проявлении (см. Белоусов, 1948).

для рифо- и банкостроителей, а также для образования порогов внутри прогибов.

Формации относительного погружения. К этой группе прежде всего необходимо отнести терригенную формацию приразломных прогибов, которая является обязательным компонентом всех зон глубинных разломов Южного Тянь-Шаня. Достаточно упомянуть мощный верхнепалеозойский комплекс Букантау-Карачатырской тектонической зоны, непосредственно соседствующей, а местами накладывающейся на зону Южноферганского глубинного разлома. Сходный, но менее мощный и менее полный комплекс средне- и верхнекаменноугольных, иногда флишоидных, накоплений известен в зоне Туркестанского глубинного разлома, а более грубообломочные породы выполняют узкий, до 3 км шириной, Зеравшанский приразломный прогиб (устунгская и мадская свиты). Терригенная формация приразломных прогибов не менее широко известна и в системе глубинных разломов Гиссарского хребта. В зоне Северогиссарского глубинного разлома флишоидная толща сложена глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами, образующими иногда ритмичное переслаивание. Состав обломочных пород, как это было показано выше, зависит от местных поднятий и областей сноса (дарахтисурхская свита). Там же подчеркнуто узкополосовое расположение формационных тел и непостоянство их состава в поперечном разрезе. Приразломный прогиб Южногиссарского глубинного разлома сходен по составу выполняющей его формации с Северогиссарским и представляет собой флишоидную толщу туфогенных песчаников, грауваков и алевролитов башкирского яруса. Состав формации во всех случаях свидетельствует о ее накоплении в узких прогибах рядом с размывающимися поднятиями.

Формация обвалов и оползней приурочена тоже исключительно к зонам глубинных разломов и известна в двух главных возрастных разновидностях.

Горизонты глыб кембрийских известняков, погруженные в силурийскую сланцевую толщу, можно видеть в районе Сулюкты, Мадьгена и Шодымира. Они образуют закономерно вытянутую полосу вдоль южной окраины зоны Южноферганского глубинного разлома. Аналогичные глыбы с археоциатами встречены в бассейне р. Абшир, где они приурочены к той же южной окраине зоны Южноферганского глубинного разлома.

Глыбы и отторженцы известняков различного возраста, погруженные в терригенную флишоидную толщу среднего и верхнего карбона, распространены значительно шире, особенно в верховьях р. Каравшин и в других частях зоны Туркестанского глубинного разлома. Отмечены обвальные глыбы также и в зоне Зеравшанского глубинного разлома, где они присутствуют как в средне-, так и в верхнекаменноугольных отложениях.

В зоне Южногиссарского глубинного разлома описана узкая полоса песчаников, туфов и туфолав кислых и средних эффузивов средне-верхнекаменноугольного возраста, в которые погружены нижнекаменно-

угольные глыбы объемом до нескольких десятков тысяч кубических метров.

Несколько особняком в семействе формаций зон глубинных разломов стоит кремнисто-карбонатно-обломочная формация, впервые выделенная Б. В. Поярковым (1963, 1969) и очень четко представленная в так называемой *Чаувайской зоне*. Она, как правило, обладает малыми мощностями и должна бы рассматриваться как образованная над поднимающимися блоками, однако, как доказывает Б. В. Поярков, эту формацию следует связывать с существованием некомпенсированных глубоководных впадин. В нашем случае эта формация интересна как возможный свидетель существования в Южном Тянь-Шане глубоких (глубже 3000 м) желобов среднепалеозойского времени\*.

Магматогенные формации зон глубинных разломов Южного Тянь-Шаня должны рассматриваться особо, однако и здесь можно применить тот же принцип разграничения, что и для формаций осадочных, т. е. разделить магматогенные образования на связанные с поднятиями и с погружениями отдельных блоков. Как будет видно из дальнейшего, с опусканиями связаны эффузивные, а с поднятиями — интрузивные образования.

*Эффузивная* деятельность Южного Тянь-Шаня проявляется вдоль двух важнейших тектонических швов: Южноферганской зоны глубинного разлома и вдоль системы глубинных разломов Гиссара.

Для Южноферганской зоны характерны подводные излияния основного состава, начавшиеся с конца силура, продолжавшиеся в раннем и среднем девоне и возобновившиеся в ранней и среднекаменноугольной эпохах. Общая мощность вулканогенных образований, накопленных в прогибах зоны, достигает 4500 м и свидетельствует о весьма интенсивных опусканиях отдельных блоков в это время.

В системе глубинных разломов Гиссарского хребта (Южногиссарская магматогенная зона) заполнению магматогенного прогиба предшествовало интенсивное поднятие, продолжавшееся в течение позднего девона и завершившееся активным метаморфизмом. Вулканическая же деятельность началась в раннем карбоне излияниями спилитов, кератофиров и андезитов; этот процесс продолжался в среднем карбоне и привел к образованию толщи мощностью в 4000 м.

*Интрузивная* деятельность связана в исследованном регионе в основном также с двумя упомянутыми зонами наиболее крупных глубинных разломов. Для Южноферганской характерны проявления силур-девонских интрузий гипербазитового состава, превращенных затем в серпентиниты (Кан, Охна-Сартале), а к Южногиссарской магматогенной зоне приурочен крупнейший в Южном Тянь-Шане Гиссарский батолит, имеющий характер диапиро-плутона, завершившего своим становлением формирование магматогенного прогиба и оттеснившего области опускания к северу и к югу, где в позднем карбоне продолжается маг-

\* Известно, что современные глубоководные впадины определенным образом связаны с глубинными разломами («Удинцев, Яншин, 1966»).

магматическая деятельность интрузивно-взрывного характера. В раннепермскую эпоху в пределах обеих Южногиссарских зон продолжается накопление наземно-вулканогенной липаритовой формации.

Сравнительная магматические проявления двух крупнейших зон, легко заметит их различие: Южноферганская характеризуется длительным и устойчивым вулканогенным накоплением (силур—средний карбон), Южногиссарская — неустойчивостью своего режима, отличающегося прогибанием в раннем палеозое, поднятием и метаморфизмом в девоне, прогибанием и вулканической деятельностью в раннем и среднем карбоне, гранитизацией в среднем и позднем карбоне и, наконец, наземным вулканизмом в перми. Все это указывает скорее всего на геоантиклинальный характер развития зоны и в то же время резко индивидуализирует ее по отношению к соседним с севера тектоническим зонам, что и позволило выделить ее как специфическую *магматогенную*.

Формационная пестрота или полосчатость формаций весьма характерна для всех зон глубинных разломов и находит выражение в частой смене разновозрастных геологических тел различной формационной принадлежности. Особенно своеобразна в этом отношении зона Южноферганского глубинного разлома, где во многих разрезах можно видеть, как карбонатные образования большой мощности на коротких расстояниях замещаются терригенными или вулканогенными (девон в разрезе гряд Боарды, Яурунтуз, Катран и др.). Ширина полос отдельных формаций, измеряемая вкрест простираяния зоны, не превышает в некоторых случаях 2—3 км. Особенно разителен переход ниже- и среднедевонских известняков этих гряд в так называемую *свицу Джидале*, состоящую из сплошных конгломератов и песчаников (долина р. Исфайрам). Формационные тела известняков девона и карбона приобретают в зонах глубинных разломов форму призм с почти изометрическим сечением, где мощности равны, а иногда превышают размеры поперечного сечения (Боарды, Яурунтуз). С наименьшей ясностью формационную пестроту можно наблюдать в системе глубинных разломов Гиссарского хребта, крупнейшей в Южном Тянь-Шане, где с осадочными телами чередуются тела метаморфических пород, также образующие узкие линейно вытянутые полосы.

Таким образом, формационные признаки играют для установления зон глубинных разломов особую и, следовало бы сказать, ведущую роль. Контрастные различия формаций по обе стороны от зоны и внутри самой зоны глубинного разлома легко находят свое объяснение, если исходить из предположения о длительности жизни глубинного разлома. Независимое тектоническое развитие пространств, примыкающих к зоне, и отдельных блоков, составляющих саму зону, приводит к образованию тел различной формационной природы и облика.

Структурные особенности зон глубинных разломов Южного Тянь-Шаня не являются столь индивидуализированными и отличными от других тектонических зон, как это наблюдается в отношении осадочных и магматогенных формаций.

Та общая, ставшая почти хрестоматийной, структурная характеристика, которую приводит, например, В. Е. Хаин (1964), включает в числе

обязательных признаков глубинных разломов *сгущение разрывов в узкой* (до 10 км) *полосе, увеличение интенсивности складчатости с появлением сжатых линейных складок, усиление кливажа и динамометаморфизма*, а также внезапные изменения простирания складок и частных разрывов в определенной зоне. Эти признаки в той или иной степени приложимы к рассматриваемым нами глубинным разломам.

Несомненно, что сгущение разрывов является среди них главным. Особенно ярко это проявлено в зоне Южноферганского разлома, где наличие большого количества частных, но весьма существенных, с точки зрения долговечности, разломов совершенно очевидно. Та *формационная полосчатость*, о которой говорилось выше, является следствием мелкой *блоковости*, которая, в свою очередь, является прямым результатом сгущения разломов. В меньшей степени это касается Туркестанского и Зеравшанского разломов и в полной мере — системы разломов Гиссарского хребта.

Что касается усиления складчатости в зонах разломов, то этот тезис в условиях Южного Тянь-Шаня не оправдывается или оправдывается только частично. Поскольку интенсивность складкообразования зависит в значительной степени от тонкослоистой текстуры и пластических свойств пород, а в зонах глубинных разломов развиты специфические рифидная и грубофлишеидная, молассовая и вулканогенная формации, складчатость в этих зонах по сравнению с соседними зонами не усиливается. Мешает этому и обилие разрывных нарушений, посредством которых происходит разрядка возникающих напряжений. Для описанных зон глубинных разломов более характерны блоково-моноклиналиные, чем складчатые структуры.

Известное исключение представляют толщи (силур, нижний девон), которые благодаря своей тонкой слоистости и высокой пластичности нередко образуют мелкую складчатость течения (плойчатость и гофрировка) с надвиганием на рядом расположенные карбонатные массивы (Кадамжай, Коралловое ущелье, Хайдаркан, Чаувай и др. места). Одним из линейно вытянутых очагов подобного «расползания» является зона долин Охна-Сартаде, откуда поднимающийся комплекс сланцев и эффузивов силура и нижнего девона испытал надвигание к северу на карбонатную, девон-каменноугольную гряду гор Катран, а к югу — на Хайдарканскую гряду.

Нечто подобное происходило и в системе Гиссара, где вся магматогенная зона после своего становления и поднятия испытывала некоторое надвигание как к северу, так и к югу.

Касаясь классификационной оценки глубинных разломов, следует остановиться на их значении в формировании крупных геоструктурных элементов. Глубинные разломы разделяют Южный Тянь-Шань на крупные обособленные части, из которых и складывается средне-верхнепалеозойская геосинклинальная система (Резвой, 1968). Осевую часть этой системы образует Зеравшанская геосинклиналь или геосинклинальная зона с ее характерной терригенной формацией силура, испытавшая наиболее раннее (венлок—лудловское) поднятие и ограниченная с двух сторон зонами Туркестанского и Зеравшанского глубинных разломов.

Соседствующие с нею с севера и юга геосинклинали Туркестано-Алайская и Зеравшано-Гиссарская, имеют между собой много общего. Обе они продолжали испытывать умеренное погружение в течение конца силура и в девоне, в обеих нижнекаменноугольная эпоха явилась временем значительного тектонического выравнивания и карбонатакопления. В среднем карбоне начали проявляться тенденции к поднятию, завершившегося общим воздыманием.

С севера и с юга система геосинклиналей Южного Тянь-Шаня соприкасается с крупными — Курамино-Кызылкумской и Южнотаджикско-Каракумской (Афгано-Таджикский срединный массив) — геоантиклиналями. Не повторяя здесь изложенного выше, укажем только на активные тенденции к поднятию в среднем палеозое, что характерно как для области Кураминского хребта, так и для обширной и очень плохо в этом отношении изученной Южнотаджикской депрессии. Именно эти тенденции позволяют отнести указанные территории к геоантиклиналям или даже к срединным массивам (областям «ранней консолидации»). Геоантиклинали Южного Тянь-Шаня отделены от системы геосинклиналей зонами наиболее крупных глубинных разломов — Южноферганским и системой Гиссарских.

Зона Южноферганского глубинного разлома, как это ясно из ее описания, представляет собой самостоятельную тектоническую зону значительной ширины и протяженности. Специфический набор ее формаций сочетается в ней с интенсивным основным вулканизмом начала среднего палеозоя. Сравнивая ее среднепалеозойские формации, мы находим в них много общего с формациями соседней Туркестано-Алайской геосинклинальной зоны; главными отличиями являются дробность формационных тел и вулканизм, проявившийся в двух узких и глубоких прогибах, а также гипербазитовые интрузии, приуроченные к тем же прогибам и близкие эффузивам по времени своего образования. От расположенной севернее Кураминской геоантиклинали зона Южноферганского глубинного разлома своим стратиграфическим разрезом и характером магматизма отличается очень сильно. Следовало бы даже сказать, что эти зоны абсолютно непохожи друг на друга. Последнее обстоятельство позволяет относить его к категории глубинных разломов достаточно высокого ранга. Из двух главных ветвей, составляющих и ограничивающих зону глубинного разлома, более «важной» или «главной» следует считать северную, поскольку именно вдоль нее осуществляется тот крайне резкий скачок или переход от геосинклинали к геоантиклинали, о котором сообщалось выше.

Что касается системы глубинных разломов Гиссарского хребта, то здесь картина в какой-то мере сходна в смысле своего общего плана. Эта система состоит тоже из двух ветвей — Северогиссарской и Южногиссарской, однако отличие выражено в том, что между ветвями расположена своеобразная магматогенная зона. Последнее обстоятельство налагает на систему глубинных разломов Гиссара специфический отпечаток. Резко выраженный геоантиклинальный характер Южногиссарской магматогенной зоны на среднепалеозойском этапе ее развития заставляет считать зону Северогиссарского глубинного разлома наибо-

лее важной и значительной в системе. В этом отношении она сходна с северной ветвью Южноферганской зоны. Сходство усугубляется и тем, что, как признается многими авторами (Карпова, 1958 и др.), Гиссарский хребет по своему развитию и вулканизму весьма сходен с Кураминским. Роль Южногиссарского глубинного разлома, очевидно, не менее существенна, но будет окончательно ясна только после более основательного изучения строения Южнотаджикско-Каракумской геантиклинали, скрытой под отложениями мезозоя и кайнозоя. Однако данные, которые имеются в настоящее время, свидетельствуют, что по общему характеру своего строения, также геантиклинального, она должна быть близка к «магматогенной» зоне. Не исключено, что «магматогенная» зона составит северную часть Южнотаджикско-Каракумской геантиклинали, отделенную от нее зоной Южногиссарского глубинного разлома. Следует заметить, что по характеру разреза и магматизма Южногиссарская магматогенная зона очень напоминает зону Северного Памира (Бархатов, 1963). Не решая проблему взаимоотношения Тянь-Шаня и Памира, можно предварительно поставить вопрос: не проходит ли эта граница по Северогиссарскому глубинному разлому? Этот вопрос ставили и другие исследователи (Власов, Тарасенко, 1970).

Глубинные разломы играли большую роль в формировании некоторых месторождений полезных ископаемых. Для Южного Тянь-Шаня это месторождения двух типов: осадочные месторождения каменного угля и гидротермальные месторождения ртути, сурьмы и полиметаллов. Выше показана специфическая связь между юрским осадконакоплением и глубинными разломами, осуществляющаяся через формирование приразломных прогибов. Так возникли Сулюкта, Шураб, Кызыл-Кия и другие угольные месторождения зоны Южноферганского глубинного разлома, а также целая цепь угольных месторождений южного склона Гиссарского хребта, связанных с полосой юрских отложений зоны Южногиссарского глубинного разлома.

Что касается гидротермальных месторождений, то их распределение вдоль крупнейших в Южном Тянь-Шане зон глубинных разломов Южноферганского и Северогиссарского не вызывает сомнений.

В заключение необходимо подчеркнуть огромное значение, которое принадлежит глубинным разломам Южного Тянь-Шаня в строении и особенно в геологическом развитии региона. Это значение отнюдь не в том, что глубинные разломы разграничивают отдельные структуры; они являются равноправными членами, а часто и определяют весь их структурный стиль. Это положение легко доказывается теснейшей зависимостью между глубинными разломами и всякого рода прогибами, особенно орогенными прогибами позднего палеозоя и послегеосинклинальными прогибами мезозоя, но, вероятно, это в такой же мере касается и прогибов собственно геосинклинальных.

На новейшем тектоническом этапе роль глубинных разломов выразилась в формировании грандиозного горного рельефа, созданного новейшими движениями. Здесь глубинные разломы были теми направляющими «рельсами», вдоль которых осуществлялись поднятия и опускания на поверхности, и теми разделами, около которых происходило

расширение и уплотнение глубинного вещества в земных недрах. В этой связи стоит вспомнить о северо-восточных линейных «анти-тяньшаньского» направления (Резвой, 1965). Будучи образованиями явно наложенными и молодыми, они оказали существенное значение в распределении гор и равнин на современной поверхности Средней Азии. Однако есть ряд признаков, свидетельствующих, что и на древних этапах геологического развития (палеозой-мезозой) эти направления играли важную геологическую роль. Но эта проблема в изучении глубинных разломов Тянь-Шаня дело будущих исследователей.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдулаев Х. М. [и др.]. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Аделунг А. С. Западная часть Чаткальского хребта. — Сб. Геология УзССР, т. I. М.—Л., 1937.
- Алахвердов О. Л. Особенности геологического строения Алайского хребта и его северных предгорий по геофизическим данным. Автореферат канд. дисс., 1967.
- Алексеев А. В., Биличева Г. И., Портнягин Э. А. Новые данные о возрасте вулканогенных пород Мадыгенского участка (Южноферганский глубинный разлом). — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 10. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1966а.
- Алексеев А. В., Портнягин Э. А. Некоторые особенности строения Канского массива ультраосновных пород (Южноферганский глубинный разлом). — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 10. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1966 б.
- Алексеев А. В. О ранних моментах развития зоны Южноферганского глубинного разлома. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 11. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1968.
- Алексеев А. В. Магматизм зоны Южноферганского глубинного разлома. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 12. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1969 а.
- Алексеев А. В., Костенко А. И., Цьонь О. В., Чеджемов Г. Х. Об абсолютном возрасте некоторых пород Канского массива. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 12. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1969 б.
- Алексеев А. В., Костенко А. И., Павлов В. И. К характеристике магматических пород зоны Южноферганского глубинного разлома. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 13. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1971.
- Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В. Геофизические методы при установлении связи тектоники и магматизма с особенностями строения коры и верхней мантии на Урале. — Сб. Проблемы строения земной коры и верхней мантии, № 7. М., «Наука», 1970.
- Арапов Ю. А. Основные черты истории геологического развития вулканизма и металлогении Алайской горной системы. Сб. материалов по эндо. металлогении Сов. Союза. Труды Всесоюз. геол. ин-та, Л., 1953.
- Арган Э. Тектоника Азии. М.—Л., ОНТИ, 1935.
- Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966.
- Архангельский А. Д., Федьинский В. В. Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и Юго-Западном Казахстане. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, М., 1936.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Ташкент, «Фан», 1967.
- Ахмеджанов М. А. [и др.]. Основные черты строения и развития Южного и Среднего Тянь-Шаня. — В кн.: Глубинное строение земной коры Узбекистана по геолого-геофизическим исследованиям. Ташкент, 1971.
- Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М., ИЛ, 1963.
- Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1966.
- Баратов Р. Б. [и др.]. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. Душанбе, 1970.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л., Изд-во Ленинград. ун-та, 1963.
- Белеловский М. Л. Некоторые черты глубинной тектоники Таджикской депрессии по геофизическим данным. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., «Наука», 1964.
- Белоусов В. В. Общая геотектоника. М., Госгеолгиздат, 1948.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков, т. I. М., «Наука», 1966.
- Белоусов В. В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XLIV (4). М., 1969.
- Белоусов В. В. Общие соображения об условиях образования структурных форм, развитых в сложнопдеформированных толщах. — В кн.: Очерки структурной геологии сложнопдеформированных толщ. М., «Недра», 1970.

- Беляевский Н. А. Результаты изучения внутреннего строения и термики Земли. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 7. М., 1968.
- Биличева Г. И. О Туркестанском глубинном разломе. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 13. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1971.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозой Центрального Казахстана и Средней Азии. Статьи 1-я и 2-я. — Булл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 5, 6. М., 1965.
- Борисов А. А., Федьинский В. В. Геофизическая характеристика геосинклинальных областей Средней Азии. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., «Наука», 1964.
- Борисов О. М. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня. — «Узб. геол. журнал», 1962, № 2.
- Бухарин А. К., Пяновская И. А., Пятков К. К. Положение Кызылкумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня и Урала. — Сб. научн. трудов Главгеологии УзбССР, вып. 4. Ташкент, 1964.
- Васильковский Н. П. Новые данные о возрасте палеозойских интрузий Юго-Западных отрогов Тянь-Шаня. — Изв. АН УзбССР, № 2. Ташкент, 1947.
- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя Юго-Западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1952.
- Васильковский Н. П., Недзвецкий А. П. Сопоставление разреза верхнепалеозойских образований Восточного Карамазара с разрезом Чирчик-Ангренского бассейна. — ДАН ТаджССР, 17. Сталинабад, 1956.
- Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии. Лист VII—6 (Исфара), северная половина. Л.—М.—Новосибирск, ОНТИ—НКПТ—СССР, 1934.
- Виноградов П. Д. [и др.]. Тянь-Шаньская складчатая область. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3, Тектоника, М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Виноградов П. Д. Зеравшано-Гиссарская зона. — В кн.: Геология СССР, т. XXIV. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Виноградов П. Д. Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан). — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., «Наука», 1964.
- Виноградов П. Д. О маломощных осадочных комплексах среди геосинклинальных толщ Южного Тянь-Шаня. — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 168, Л., 1970.
- Власов Н. Г., Тарасенко А. Т. Сопоставление доюрской истории геологического развития Южного Гиссара и Северного Памира. — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 168. Л., 1970.
- Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Таль-Вирский Б. Б., Шрайбман В. И. Строение земной коры и верхней мантии основных геоструктурных зон запада Средней Азии. — В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. Международный геол. конгресс, 21 сессия. Докл. советских геологов. М., «Недра», 1965.
- Вонгаз Л. Б. Историческая тектоника Афгано-Таджикской впадины в свете некоторых общих закономерностей развития земной коры. Автореферат канд. дисс. М., 1969.
- Гаврилин Р. Д. Интрузивные комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань). — ДАН СССР, т. 134, № 5. М., 1960.
- Геология СССР, т. XXIV, Таджикская ССР, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Гзовский М. В. [и др.]. Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 12. М., 1958.
- Гнутенко Н. А., Куземко В. Н., Портнягин Э. А. Генетические и структурно-тектонические особенности одного рудного месторождения Центрального Таджикистана. (Гиссарский глубинный разлом). — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 12. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1969.
- Горецкая Е. Н. Палеозойские вулканогенные формации Тянь-Шаня и их связь с различными типами тектонических структур. — В кн.: Проблемы вулканизма. Материалы к Первому Всесоюз. вулкан. совещанию. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.

- Горещкая Е. Н., Морозенко Н. К. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 73. Л., 1962.
- Горещкая Е. Н. Магматические формации Тянь-Шаня. — Записки Всесоюзн. минералог. о-ва, ч. 40, вып. 2. Л., 1961 а.
- Горещкая Е. Н. Флишевая каменноугольная формация южного склона Гиссарского хребта. Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 4. Душанбе, 1961 б.
- Горещкая Е. Н. Палеозойские вулканогенные формации Тянь-Шаня и их связь с различными типами тектонических структур. — Сб. Вопросы вулканизма, АН СССР, М., 1962.
- Губин И. Е. Геологическая граница между Памиром и Алаем. М., Госгеолиздат, 1940.
- Дикенштейн Г. Х. [и др.]. Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Добрецов Н. Л., [и др.]. Фации регионального метаморфизма СССР. Новосибирск, «Наука», 1966.
- Довжиков А. Е. Основные черты геологического строения части системы хребтов Кок-Шаала. Материалы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 10. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Довжиков А. Е. Глубинные и краевые разломы, критерии их выделения и пути классификации. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. V. М., «Недра», 1969.
- Захаров С. А. О соотношении Таджикской депрессии и Гиссарского хребта. — Изв. АН ТаджССР, отд. естеств. наук. № 9. Сталинабад, 1955.
- Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Труды АН ТаджССР, т. 95. Сталинабад, 1958.
- Зильберштейн М. Б. О связи гравитационного и магнитного полей Ферганы с ее глубинным геологическим строением. — «Узб. геол. журнал», № 6. Ташкент, 1966.
- Казимиров Д. А. Об альпийских движениях и мезозой-кайнозойских отложениях осевой части Туркестанского хребта. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 1. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1954.
- Каледа Г. А. Девонские отложения Южной Ферганы. — В кн.: Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня, т. 2. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1960.
- Каледа Г. А. О состоянии стратиграфии девона Южной Ферганы. — Изв. вузов, «Геология и разведка», № 11, М., 1962.
- Каледа Г. А. Яшмовая и синхронные ей формации восточной части Алайского хребта. АН СССР, Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
- Карпова Е. Д. Новые данные по геологии и рудоносным скарнам Западного Карамазара. Труды ТФАН СССР, т. XVI. Сталинабад, 1944.
- Карпова Е. Д. Основные черты металлогении Тянь-Шаня в связи с историей его развития. Л., ВСЕГЕИ, 1952.
- Карпова Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира. — «Сов. геология», 1958, № 8.
- Карпова Е. Д. Средне-верхнепалеозойский магматизм. Средний и Южный Тянь-Шань. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. — Сб. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Книппер А. Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. АН СССР. Труды совещания «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука», 1969.
- Копяев В. А. Юрские отложения Ферганы. Автореферат канд. дисс. Ташкент, 1964.
- Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 10. М., 1958.
- Крестников В. Н., Нерсесов И. Л. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича. — «Сов. геология», 1962, № 11.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

- Крылов А. Я., Силян Ю. И. Абсолютный возраст пород Средней Азии. — В кн.: Труды XI сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кухтиков М. М. Тектонические зоны палеозойской складчатой области Гиссаро-Алая в пересечении Душанбе—Шахристан. Труды ин-та геол. АН ТаджССР, т. 7. Душанбе, 1963.
- Кухтиков М. М. Межзональные краевые разломы складчатой области Гиссаро-Алая. Сб. Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе, 1964 а.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая в герцинской структуре. В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., «Наука», 1964 б.
- Кухтиков М. М. О структурных ярусах складчатых комплексов геосинклинальных областей. Бюлл. МОИП, № 5, М., 1968.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, «Дониш», 1968.
- Лapidус С. Я. О направлении простираания и характере герцинской складчатости в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта. — «Узб. геол. журнал», 1964, № 1.
- Ляшкевич З. М. Петрография шелочных массивов западной части Алайского хребта. Автореферат канд. дисс. Львов, 1959.
- Лященко А. М. О конседиментационных разломах Южной Ферганы. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 11. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1968.
- Лященко А. М. Новые данные о сокращенных разрезах среднего палеозоя в Южной Фергане. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 12. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1969.
- Марковский А. П. О распространении нижнего силура в Средней Азии. — «Проблемы сов. геологии», 1933, № 5.
- Марковский А. П. Основные черты геологического строения средней части Центрального Таджикистана. Труды Тадж. комплекс. экспед., вып. 4. Л., 1934.
- Марковский А. П. Тектоника Центрального Таджикистана. — В кн.: Геология СССР, т. XXIV. М., Гостеолтехиздат, 1959.
- Мартышев В. Р. К вопросу о расчленении, возрасте и распространении домезозойских отложений Зеравшано-Гиссарской горной области и Каратегина. — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 168. Л., 1970.
- Марушкин И. А. Новая находка отложений ордовика в Алайском хребте. — ДАН ССР, т. 127, № 3. М., 1959.
- Марушкин И. А. Основные черты строения палеозойских отложений южных склонов и осевой части Алайского хребта. Автореф. канд. дисс. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1963.
- Марушкин И. А. О зоне глубинного разлома на границе Южного Тянь-Шаня и Памира в палеозойскую эру. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 9. М., «Недра», 1965.
- Марушкин И. А. Зеравшанский глубинный разлом. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 13. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1971.
- Москаковский А. А. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма. АН СССР, Труды Совещания «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука», 1969.
- Машковцев С. Ф. Геологическое описание восточной части Ташкентского листа ОНТИ—НКТП СССР. М.—Л., 1935.
- Медведев Л. Д., Орловский М. Б. Фашиально-палеогеографическая характеристика и бокситоносность девонских отложений Южной Ферганы. Материалы проблемной лаборатории осадочных формаций и осадочных руд. Ташкент, 1965.
- Мелькановицкий И. М. Глубинное геологическое строение территории Приташкентского района Кызылкумов и сопредельных районов по данным геофизических исследований. — «Сов. геология», 1962, № 2.
- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971.
- Мисник Ю. Ф., Портнягин Э. А. Пермские и юрские приразломные прогибы Монголо-Охотского глубинного разлома (Восточное Забайкалье и Верхнее Приамурье). Вестник Львов. ун-та, сер. геол., вып. 1. Львов, 1962.

- Москвин А. В. Связь оруденения с вулканическими породами Алайского хребта. Научн. итоги ТПЭ. М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Муфтиев З. З., Шадчиев А. С. К стратиграфии палеозоя Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны. — В кн.: Вопросы геол. Средней Азии. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 168. Л., 1970.
- Мушкетов Д. И. Тектоника Средней Азии. Ташкент, 1936.
- Мушкин И. В. [и др.]. К минералогии и петрографии трубки взрыва «Оджук» (Центральный Таджикистан). — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 168. Л., 1970.
- Наливкин Д. В. Очерки геологии Туркестана. Ташкент, 1926.
- Наследов Б. Н. Геологическая карта Средней Азии (Кара-Мазар). М., Госгеолтехиздат, 1941.
- Никифоров Н. А., Ярушевский Г. А. Типы детальных геолого-прогнозных карт сурьмяно-рутных месторождений Южной Ферганы. — Доклады II Всесоюз. сессии. Киев. Изд-во АН УССР, 1960.
- Никифоров Н. А. Рутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1969.
- Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. — Записки Всероссийского минерал. о-ва, ч. 62, № 2, 1933.
- Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. — Изв. АН СССР, сер. геол. № 2. М., 1953.
- Овчинников С. К. Южногиссарская зона. — В кн.: Геология СССР, т. XXIV. М., Госгеолтехиздат, 1959 а.
- Овчинников С. К. Южногиссарская структурно-формационная зона и Гиссарский глубинный разлом. — Изв. АН ТаджССР, отд. геол. и техн. наук. Сталинабад, 1959 б.
- Овчинников С. К. Структурные этажи Южного Гиссара. — Изв. АН ТаджССР, отд. естеств. наук, № 3. (30). Сталинабад, 1959 в.
- Огнев В. Н. [и др.]. О возрасте ягнобской свиты (Южный Тянь-Шань). В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Л., Изд-во Ленинград. ун-та, 1969.
- Орловский М. Б., Поярков Б. В. Новые данные по стратиграфии турнейских отложений Южной Ферганы. — Изв. АН КиргССР, т. IV. вып. 7. Фрунзе, 1962.
- Парк Ч. Ф. Спилиты и проблема марганца полуострова Олимпик, штат Вашингтон. Сб. Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, М., 1945.
- Пейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тянь-Шаньского орогена и происхождение его виргаций. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXII (5). М., 1947.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 3. М., 1956.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. — Геотектоника, № 5. М., 1967.
- Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М., «Наука», 1964.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Покровский А. В. О краевом глубинном разломе Юго-Западного Гиссара. — «Узб. геол. журнал», 1963, № 6.
- Покровский А. В. К геологии и петрологии древнего метаморфического комплекса Южного Узбекистана. — В кн.: Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана. Ташкент, «Фан», 1965.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Ком. наук УзбССР, 1938.
- Портнягин Э. А. Мезо-кайнозойская история развития Монголо-Охотского глубинного разлома в западной части Верхнего Приамурья. — Изв. вузов, геол. и разв., № 1. М., 1962.
- Портнягин Э. А. Гиссарский шов и проблема Гиссарского плутона. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 11. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1968.

- Портнягин Э. А., Павлов В. И. Некоторые новые данные о ранних этапах развития Южногиссарской магматогенной зоны. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 13. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1971.
- Портнягин Э. А., Павлов В. И. Формации среднего палеозоя Южногиссарской магматогенной зоны. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 14. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1972.
- Поршняков Г. С. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта. Труды Упр. геол. и охр. недр при СМ КиргССР, ст. 1. Фрунзе, 1960.
- Поршняков Г. С. Тектонические структуры палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. — Ученые записки САИГИМС, вып. 6. Ташкент, 1961.
- Поршняков Г. С. Региональные тектонические разрывы северных склонов Алайского и части Туркестанского хребтов. — Вестник Ленинград. ун-та, № 6, сер. геол. и географ., вып. 1. Л., 1962.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Автореферат докт. дисс. Л., Изд-во Ленинград. ун-та, 1968.
- Поярков Б. В. О границе между девоном и карбоном в Западных отрогах Тянь-Шаня. — Изв. вузов, геол. и разв. № 2. М., 1963.
- Поярков Б. В. Стратиграфия и фораминиферы девонских отложений Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1969.
- Поярков Б. В. Некоторые вопросы условий образования девонских отложений Южной Ферганы. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва. № 12. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1969.
- Поярков В. Э. Классификация геологических типов ртутных и сурьмяных месторождений. — «Разведка и охр. недр», 1962, № 11.
- Резанов И. А. «Фиксизм» и неомобилизм. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 4. М., 1965.
- Резвой Д. П. О фациальной зональности верхнесилурийских отложений Южной Ферганы. — ДАН СССР, т. 93, № 5, М., 1953.
- Резвой Д. П. Новые находки кембрийских отложений в Туркестано-Алайской горной системе. — ДАН СССР, т. 93, № 6. М., 1953.
- Резвой Д. П. О южной границе Кураминско-Ферганского поднятия в Южном Тянь-Шане. — ДАН СССР, т. 95, № 5. М., 1954 а.
- Резвой Д. П. О важнейших структурных швах Тянь-Шаня и Памира. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 5, 6. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1958.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1959.
- Резвой Д. П. Проблемы тектонического районирования Средней Азии. — Ученые Записки САИГИМС, вып. 3. Ташкент, 1960.
- Резвой Д. П. Эволюция геотектонического рельефа и геологические формации (на примере Южного Тянь-Шаня). — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 7, 8. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1961.
- Резвой Д. П. «Антитяньшаньское» структурное направление в тектонике Средней Азии. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 9. М., «Недра», 1965.
- Резвой Д. П. К систематике тектонических элементов Тянь-Шаня в палеозое, мезозой-палеогене и антропогене. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 11. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1968.
- Резвой Д. П. К проблеме «шарьяжей» в Алайском хребте. — Бюлл. МОИП, отд. геол. XLIV, вып. 4. М., 1969 а.
- Резвой Д. П. О важнейшей структурной зоне Южного Тянь-Шаня (Южноферганская система глубинных разломов). — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 12, Львов Изд-во Львов. ун-та, 1969 б.
- Резвой Д. П., Портнягин Э. А., Марушкин И. А. О некоторых особенностях глубинной тектоники Юго-Западного Тянь-Шаня. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 12. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1969 в.
- Резвой Д. П. Проблемы тектоники Южного Тянь-Шаня и гипотеза последовательного раздавливания ранних вулканогенных прогибов (по поводу статей Г. С. Поршнякова 1960—1968 гг.). «Геотектоника», 1969 г. № 1.
- Резвой Д. П., Идеи Н. М. Силицина и тектоника Южного Тянь-Шаня. Изв. вузов, геология и разведка, № 1, 1969 д.

- Резвой Д. П. К проблеме глубинных разломов Южного Тянь-Шаня. — Бюлл. МОИП, отд. геол., № 1. М., 1972.
- Резвой Д. П., Марушкин И. А. Формационная неустойчивость — характерная черта глубинных разломов (р. Сох, Алайский хребт). — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 14. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1972.
- Рубанов Д. А. Краткий очерк геологического строения Западного Гиссара. Ташкент, «Фан», 1968.
- Рыжков О. А. Структурно-тектоническое районирование мезо- и кайнозойских отложений Узбекистана. — «Узб. геол. журнал», 1962, № 3.
- Салтовская В. Д. Стратиграфия каменноугольных отложений Зеравшано-Гиссарской горной области (Южный Тянь-Шань). Автореферат канд. дисс. Душанбе, 1966.
- Сикстель Т. А. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии. Автореферат докт. дисс. Ташкент, 1961.
- Синельников В. Я. Глубинное геологическое строение Южной Ферганы по геофизическим данным. Автореферат канд. дисс., М., 1968.
- Синицын Н. М. О фациальных особенностях палеозойских отложений долины Исфайрама. Изв. АН КиргССР. Фрунзе, 1946.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы и ее влияние на пространственное размещение эпitherмального оруденения. Автореферат докт. дисс., Л., 1949.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., Изд-во Ленинград. ун-та, 1960.
- Славин В. И. Древние этапы развития и тектоническое районирование Карпат. — В кн.: Труды Съезжания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Баку, 1956.
- Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1947.
- Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимов И. Ш. Мантия земли и тектогенез. Киев, «Наукова думка», 1968.
- Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. Труды ГИН АН СССР, вып. 179. М., «Наука», 1968.
- Таль-Вирский Б. Б., Котляревский Л. Н., Кремнев И. Г. Новые данные о строении фундамента Ферганской межгорной впадины. — «Узб. геол. журнал», 1964, № 5.
- Тарасенко А. Т. Гранитоиды Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта. — Изв. АН ТаджССР, отд. естеств. наук, № 3 (30). Сталинабад, 1959.
- Тарасенко А. Т. К вопросу о сопоставлении геологического развития Южногиссарской и Кураминской зон в верхнем палеозое. (Южный Тянь-Шань). — Информ. сб. ВСЕГЕИ, нов. сер., № 46. Л., 1961.
- Тарасенко А. Т. Гиссарский глубинный разлом по новейшим данным. — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 168. Л., 1970.
- Торшин Н. С. Зональность девонского осадочного комплекса Зеравшано-Гиссарской горной области. — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 168. Л., 1970.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Удинцев Г. Б., Яншин А. Л. Структуры морского и океанического дна. — В кн.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
- Хаин В. Е. Геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1958.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967.
- Хохлов В. А. Геология и некоторые вопросы метаморфизма докембрийского метаморфического комплекса Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта. Автореферат канд. дисс. Ташкент, 1970.
- Черенков И. Н. Обвалы и оползни во флишевых отложениях бассейна р. Каравшин (северный склон Туркестанского хребта). Литология и полезные ископаемые, 1964, № 6.

- Черенков И. Н. О тиллитоподобных породах Гиссаро-Алая. — ДАН ТаджССР, т. XIII, № 2, Душанбе, 1970.
- Чехович В. Д. О фациальной зональности и типах разрезов силура Туркестано-Нуратинской горной системы (Тянь-Шань). — ДАН СССР, т. 107, № 2, М., 1956.
- Чикризов Г. С. Интрузивные комплексы в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта. Труды САГУ, нов. сер., вып. 39, кн. 4. Ташкент, 1953.
- Шадчиев А. С., Старшинин Д. А. О находке галек магматических пород в верхнепалеозойских конгломератах северного склона Зеравшанского хребта (Центральный Таджикистан). — ДАН ТаджССР, т. XII, № 3. Душанбе, 1969.
- Шадчиев А. С. Об «ордовикских» отложениях на северном склоне Зеравшанского хребта (Центральный Таджикистан). — ДАН ТаджССР, т. XII, № 2. Душанбе, 1969.
- Шадчиев А. С. [и др.]. О находке органических остатков в метаморфических образованиях Гарм-Хантского района (Каратегин). — ДАН ТаджССР, т. XIII, № 3. Душанбе, 1970.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 3. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, М., 1947.
- Швецов М. С. Геологическое строение хребтов, примыкающих к Гиссарской долине между Каратагом и Душанбе (Таджикистан). — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 5 (3—4), М., 1927.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые черты связей магмы и тектоники. АН СССР. Труды совещания «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука», 1969.
- Шинкарев Н. Ф. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. Л., Изд-во Ленинград. ун-та, 1966.
- Щербаков Д. И. Особенности металлогении Средней Азии. Труды ТПЭ. М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Щукин С. И. Региональный Богаинский разлом Южного Гиссара. — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 168. Л., 1970.
- Яскович Б. В. К характеристике кембрийских отложений западного окончания Туркестанского хребта. Труды Главгеологии УзбССР, Геология, сб. 2. Ташкент, 1962.
- Яскович Б. В. О тектоническом режиме Тянь-Шаня в раннем палеозое. — Сб. научн. трудов Главгеологии УзбССР, вып. 3. Ташкент, 1964.
- Hamilton W. B. Geology of the Huntington Lake area, Fresno County, California. Calif. Div. Mines Special Rept., 46, 25, 1956.
- Knopf A. The Boulder batholith of Montana. Am. Jour. Sci., 255, 81, 1957.
- Ramberg H. Remarks on the average chemical composition of granulite facies and amphibolite-to-epidote amphibolite facies gneisses in west Greenland, Medd. Dansk Geol. Foren., 12, 27, 1951.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Предисловие	5
ГЛАВА 1.	Краткая физико-географическая характеристика региона ( <i>Д. П. Резвой</i> )	7
ГЛАВА 2.	К истории проблемы глубинных разломов в Средней Азии ( <i>Д. П. Резвой</i> )	13
ГЛАВА 3.	Общая характеристика глубинного строения Южного Тянь-Шаня (по геофизическим данным) ( <i>Ю. Я. Дьяченко, А. В. Алексеенко</i> )	23
ГЛАВА 4.	Зона Южноферганского глубинного разлома ( <i>А. В. Алексеенко, Д. П. Резвой</i> )	30
ГЛАВА 5.	Глубинные разломы внутренней части геосинклинальной системы	58
	Зона Туркестанского глубинного разлома ( <i>Г. И. Биличева</i> )	58
	Зеравшанская тектоническая зона ( <i>И. А. Марушкин, Д. П. Резвой</i> )	64
	Зона Зеравшанского глубинного разлома ( <i>И. А. Марушкин</i> )	69
ГЛАВА 6.	Система глубинных разломов Гиссарского хребта	78
	Зона Северогиссарского глубинного разлома ( <i>Э. А. Портнягин, В. И. Павлов, В. Н. Куземко, Н. А. Гнутенко, В. В. Ткаченко</i> )	78
	Южногиссарская магматогенная зона ( <i>Э. А. Портнягин, В. И. Павлов, И. А. Ковальчук</i> )	97
	Зона Южногиссарского глубинного разлома ( <i>Э. А. Портнягин, В. И. Павлов, И. А. Ковальчук</i> )	119
	О тектонике Южнотаджикско-Каракумской геосинклинальной зоны ( <i>Э. А. Портнягин</i> )	133
ГЛАВА 7.	Развитие глубинных разломов в течении мезозоя-палеогена и на неоген-антропогеновом этапе ( <i>Д. П. Резвой, Э. А. Портнягин</i> )	137
ГЛАВА 8.	Глубинные разломы и полезные ископаемые Южного Тянь-Шаня ( <i>Д. П. Резвой, А. В. Алексеенко</i> )	142
	Общие выводы ( <i>Д. П. Резвой</i> )	146
	Литература	154

## CONTENTS

	Introduction	5
CHAPTER 1.	Brief geographical characteristic of the region (by <i>D. P. Rezvoy</i> )	7
CHAPTER 2.	On the history of deep-faults problem in Middle Asia (by <i>D. P. Rezvoy</i> )	13
CHAPTER 3.	Main features of the deep structure (by <i>U. Y. Dyatchenko, A. V. Alekseyenko</i> )	23
CHAPTER 4.	The South-Ferghana deep-fault zone (by <i>A. V. Alekseyenko, D. P. Rezvoy</i> )	30
CHAPTER 5.	The deep-faults of the inner part of the geosyncline system	58
	The Turkestan deep-fault zone (by <i>G. I. Bilitcheva</i> )	58
	The Zeravshan tectonical zone (by <i>I. A. Marushkin, D. P. Rezvoy</i> )	64
	The Zeravshan deep-fault zone (by <i>I. A. Marushkin</i> )	69
CHAPTER 6.	The deep-faults system of the Gissar Range	78
	The North Gissar deep-faults zone (by <i>E. A. Portnyagin, V. I. Pavlov, V. N. Kuzemko, N. A. Gnutenko, V. V. Tkachenko</i> )	78
	The South Gissar magmatogene zone (by <i>E. A. Portnyagin, V. I. Pavlov, I. A. Kovalchuk</i> )	97
	The South Gissar deep-fault zone (by <i>E. A. Portnyagin, V. I. Pavlov, I. A. Kovalchuk</i> )	119
	On the tectonics of the South Tadjikistan-Karakum geosyncline zone (Median mass) (by <i>E. A. Portnyagin</i> )	133
CHAPTER 7.	The development of deep-faults during Mesozoic, Paleogene and recent age (by <i>D. P. Rezvoy, E. A. Portnyagin</i> )	137
CHAPTER 8.	Deep faults and mineral deposits of the South Tien-Shan (by <i>D. P. Rezvoy, A. V. Alekseyenko</i> )	142
	Conclusion ( <i>D. P. Rezvoy</i> )	146
	Bibliography	154

**ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА  
ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ**

Том. I.

**Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня**

*Под редакцией Д. П. Резвого*

Редактор В. В. Босович

Художник Л. И. Морозов

Художественный редактор Н. Н. Чишко

Технический редактор Э. А. Каменщик

Корректоры Е. Г. Логвиненко, О. А. Сусла

БГ 09185. Сдано в набор 30. IX 1972 г. Подписано к печати 19. IV 1973 г. Формат 70×90<sup>1/16</sup>. Бум. л. 5,125. Прив. печ. л. 12+3 шт. вкл. Уч. изд. л. 12,82. Тираж 1000.  
Цена 1 р. 42 к. Зак. 3190.

Издательство Львовского университета.  
Львов, Университетская, 1.

Областная книжная типография Львовского областного управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли, Львов, Стефаника, 11.

1 р. 42 коп.

791



ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЬВОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА 1973