

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. С. БУРТМАН

**ТАЛАСО-ФЕРГАНСКИЙ
СДВИГ
(ТЯНЬ-ШАНЬ)**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1964

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

V. S. BURTMAN

TALASO-FERGHANA
WRENCH FAULT

(TIEN-SHAN)

(Transactions, vol. 104)

PUBLISHING OFFICE «SCIENCE»

MOSCOW 1964

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. С. БУРТМАН

ТАЛАСО-ФЕРГАНСКИЙ
СДВИГ

(ТЯНЬ-ШАНЬ)

(Труды, вып. 104)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1964

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

член-корр. АН СССР *А. В. Пейве* (главный редактор),
М. С. Марков, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев

Ответственный редактор

А. В. Пейве

EDITORIAL BOARD:

Corresp. member Academy of Sciences of the USSR *A. V. Peive* (Chief Editor),
M. S. Markov, V. V. Menner, P. P. Timofeev

Responsible Editor

A. V. Peive

ВВЕДЕНИЕ

В предлагаемой работе описаны соотношения Таласо-Ферганского разлома с варисскими образованиями Тянь-Шаня и рассмотрен характер движений по этому разлому.

Таласо-Ферганский разлом протягивается на 400 км в северо-западном направлении вдоль Ферганского, Тахталикского, Атойнокского и Таласского хребтов, пересекая по диагонали горную систему Тянь-Шаня. Он является наиболее протяженным диагональным разломом в Средней Азии и ее важным структурным элементом. В Таласском и Атойнокском хребтах этот разлом отделяет каледонскую складчатую область (Северный Тянь-Шань) от варисской, совпадая с Главной структурной линией Тянь-Шаня. Южнее он расположен внутри варисцид. Варисциды, в наиболее общем виде, подразделяются на две зоны — внутреннюю (Южный Тянь-Шань) и периферическую (Срединный Тянь-Шань), примыкающую к каледонидам. Каждая из указанных зон Таласо-Ферганским разломом делится на два сектора — западный и восточный. В Срединном Тянь-Шане это, соответственно, секторы Чаткальский и Нарынский, в Южном Тянь-Шане — Ферганский и Кокшаальский (фиг. 1).

Территория, по которой проходит Таласо-Ферганский разлом, давно привлекала внимание исследователей. Еще более столетия назад в представлениях А. Гумбольдта особое место занимал хр. Болор, протягивающийся примерно по территории хребтов Каратау и Ферганского, пересекающий далее Куньлунь, Гиндукуш, Гималаи и, как меридиональный стержень, связывающий субширотные системы хребтов Азии. Эволюция взглядов на строение рассматриваемого района тесно связана с основными этапами познания геологического строения территории — с этапами геологического картирования. Начало планомерным геологическим исследованиям района было положено Д. И. Мушкетовым, проводившим с 1909 г. геологическую съемку в Ферганском хребте в масштабе 10 верст в дюйме. Д. И. Мушкетов (1919, 1934, 1935, 1936 и др.) выдвинул идею горизонтальной флексуры — «сигмоиды», соединяющей структуры хребта Терской-Алатау, через Ферганский хребет, с Алаем. «Терской, расщепляясь на несколько частей на меридиане 44⁰¹, изгибаясь своей южной ветвью в виде „ферганской флексуры“, простирается далее Алайским хребтом, в то время как Кокшаал, спаиваясь с Терскеем с помощью той же „ферганской флексуры“, южной своей главной массой проходит правильно в юго-западном направлении в Заалайский хребет, тесно спаивающийся с Алайским» (Мушкетов, 1919, стр. 31—32). Относительно времени образования сигмоиды Д. И. Мушкетов указывал, что ее смятие и поднятие обусловили водораздел между Нарыньским и Ферган-

¹ От Пулкова.

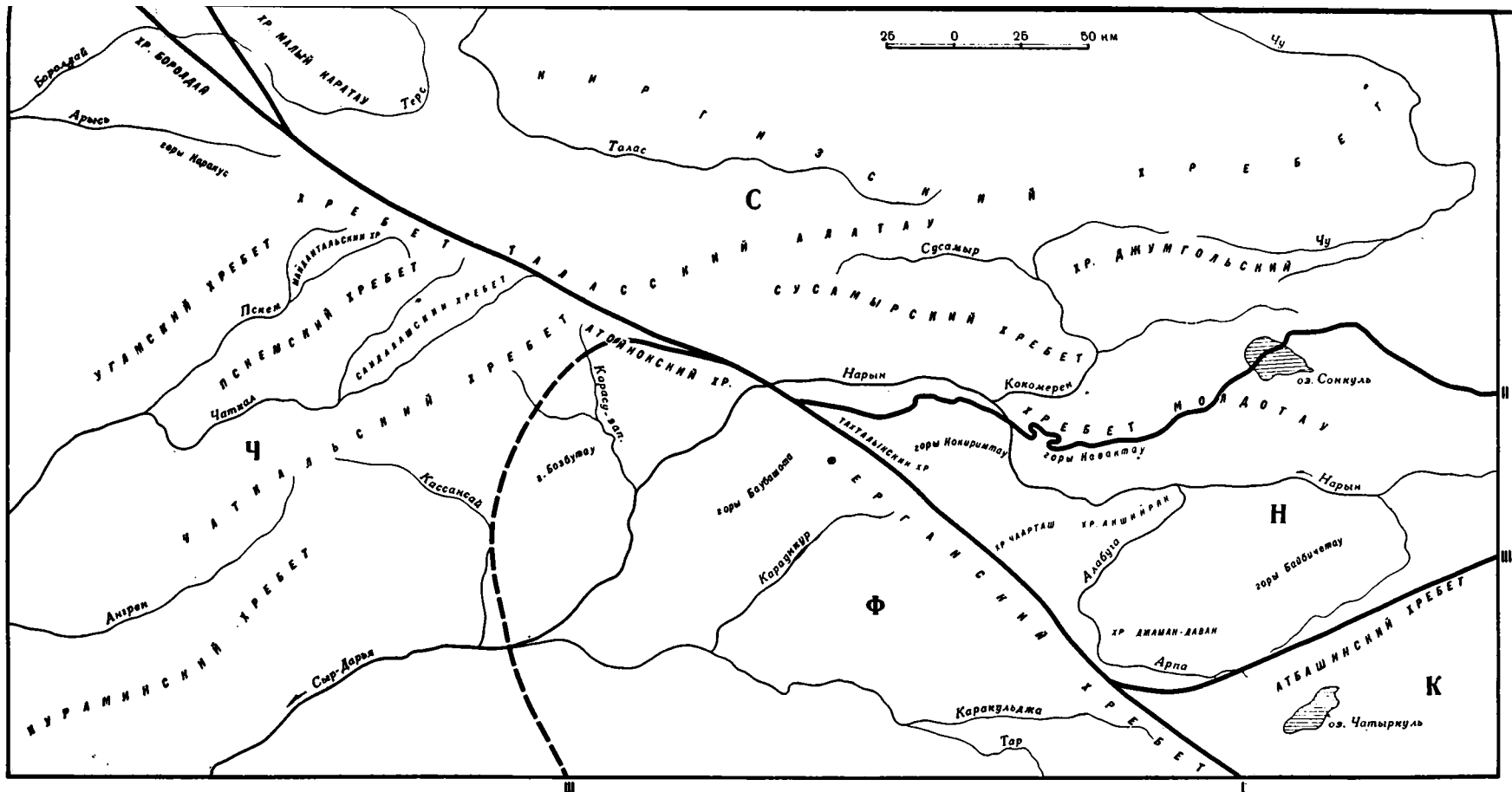
м бассейнами, начиная с меловой эпохи. Ферганскую сигмоиду показывает на структурной схеме и Д. В. Наливкин (1926). Геологическая съемка, проводившаяся в последующие годы в Тянь-Шане, привела ко многим открытиям и достижениям, среди них — установление Таласо-Ферганского разлома.

Таласо-Ферганский разлом выявлялся постепенно. Его южный участок был показан на морфолого-тектонической карте Тянь-Шаня Ф. Махачеком (Machatschek, 1921). В. А. Николаев в 1928 г. описал северную часть рассматриваемого структурного шва — Большой Таласский разлом. Этот разлом был прослежен В. Н. Огневым в Атойнокском хребте и в долине р. Карасу-восточной (Огнев, Кушнар, 1934; Огнев, 1935). Далее на юго-восток — в хребты Кенкол и Ферганский — разлом прослежен А. В. Пейве (1937) и Н. М. Синицыным. Получившийся тектонический шов, протяженностью более 400 км, был назван Таласо-Ферганским разломом (Пейве, 1938; Н. Синицын, 1960). Мелкомасштабную геологическую съемку и сопутствующие ей тематические исследования на прилегающей к указанному разлому территории проводили А. С. Аделунг, П. Б. Вайнерман, Т. О. Забокрицкий, Н. В. Иванов, С. В. Калесник, С. А. Кушнар, А. А. Лавров, В. Г. Мухин, В. А. Николаев, В. Н. Огнев, А. В. Пейве, В. И. Попов, О. И. Сергунькова, Н. М. Синицын, А. Д. Смирнов, В. И. Смирнов, П. А. Смирнов, С. С. Шульц, С. В. Эпштейн и другие исследователи. Эта съемка была закончена в 1939 г., но публикация обобщающих работ, основанных на ее материалах, продолжается до последнего времени.

В предвоенные годы начался новый этап исследований на рассматриваемой территории — среднемасштабная геологическая съемка. Особенно широко эти работы развернулись с конца 40-х годов. В них принимали участие большие коллективы геологов Геологических управлений Киргизской ССР и Узбекской ССР, Всесоюзного аэрогеологического треста, Всесоюзного геологического и Московского геологоразведочного институтов. К настоящему времени почти вся территория, прилегающая к Таласо-Ферганскому разлому, покрыта среднемасштабной геологической съемкой. Обобщение громадного материала, накопленного в процессе этой съемки и сопровождавших ее тематических исследований, лишь начинается. Работы, содержащие описание отдельных частей рассматриваемой территории, и статьи по разным вопросам ее геологии, основанные на этих материалах, опубликованы А. С. Аделунгом, М. И. Арсовским, Л. Б. Вонгазом, А. Я. Галицкой, А. Е. Довжиковым, Т. А. Додоновой, Е. И. Зубцовым, Н. Ф. Иконниковой, В. И. Кнауфом, Е. Д. Карповой, В. Н. Козеренко, В. Г. Королевым, Ю. Я. Кузнецовым, А. Г. Ласовским, В. Н. Огневым, Д. П. Резвым, Н. М. Синицыным, Л. И. Турбиным и другими исследователями.

Уже в процессе установления Таласо-Ферганского разлома стала ясна его выдающаяся роль в структуре Тянь-Шаня, а дальнейшее изучение привело к выработке представлений, имеющих, помимо регионального, большое теоретическое значение. Взгляды на природу Таласо-Ферганского разлома и его роль в тектонике Тянь-Шаня делятся на два основных направления, основывающиеся на принципиально различных представлениях о характере движений по этому тектоническому шву. Одни исследователи рассматривают Таласо-Ферганский разлом как сдвиг большой амплитуды, другие — признают лишь вертикальные перемещения по указанному разлому. Обе точки зрения возникли примерно в одно и то же время и развивались параллельно¹.

¹ При изложении взглядов исследователей мы учитываем эволюцию их представлений и не будем рассматривать идеи, которые сами авторы впоследствии переработали.



Фиг. 1. Орографическая схема территории, прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому

Тектонические провинции. С — Северный Тянь-Шань; Срединный Тянь-Шань: Ч — Чаткальский сектор, Н — Нарынский сектор; Южный Тянь-Шань; Ф — Ферганский сектор, К — Кокшаальский сектор.

I — I — Таласо-Ферганский разлом; II — II — Главная структурная линия Тянь-Шаня — граница Северного и Срединного Тянь-Шаня (по В. А. Николаеву); III — III — граница Срединного и Южного Тянь-Шаня

Сдвиг, глубинный сдвиг. Идея о сдвиге по Таласо-Ферганскому разлому была высказана впервые В. Н. Огневом в 1934 г. и затем развивалась им во многих работах (Огнев, Кушнар, 1934; Огнев, 1935, 1937, 1939, 1940 и др.). В. Н. Огнев обратил внимание на то, что аналоги среднепалеозойских отложений, развитых в системе Чаткальских хребтов на западном крыле разлома, к востоку от этого разлома находятся значительно южнее — в бассейне левых притоков р. Нарын. Эти соотношения в сочетании с данными структурного анализа привели его к мысли о сдвиговых перемещениях по рассматриваемому тектоническому шву.

В. Н. Огнев указывает на резко несогласное простирание Таласо-Ферганского разлома по отношению ко всем складчатым и разрывным структурам Тянь-Шаня — как палеозойским, так и альпийским, и подчеркивает, что ни одна из этих структур не переходит через разлом. Он отмечает также изгиб всех структурных форм около линии разлома. В дальнейшем В. Н. Огнев (1954) проводит сопоставление верхнекаменноугольного флиша бассейна р. Яссы в Ферганском хребте с синхронными отложениями в хребте Майдантаг в восточном крыле разлома и, суммируя данные о смещении средне- и верхнепалеозойских отложений, определяет амплитуду Таласо-Ферганского сдвига в 130—150 км. Максимум амплитуды, по его предположению, приходится на район р. Нарын (Огнев, 1939). В последних работах, посвященных рассматриваемому вопросу, В. Н. Огнев (1954, 1959) указывает на смещенное положение аналогичных тектонических зон на разных крыльях Таласо-Ферганского разлома. По его мнению, время образования сдвига приурочено к фазам движений, последовавшим за отложением верхнекаменноугольного флиша; возраст разлома в Ферганском хребте, однако, сирийский или более древний.

К выводу о сдвиговом перемещении по Таласо-Ферганскому разлому пришел также В. А. Николаев (1945, 1954), в течение многих лет изучавший северную часть этого тектонического шва. Он считал, что Таласо-Ферганский разлом является крупной диагональной трещиной скальвания, вдоль которой в варисское время толщи среднепалеозойского комплекса, расположенные западнее разлома, переместились к северу. В. А. Николаев не соглашался, однако, с подсчетом амплитуды сдвига, сделанным В. Н. Огневом, считая ее примерно вдвое меньшей. «Легче всего оценить масштаб этих движений по фациям девона чаткальского типа, т. е. по красным песчаникам и покрывающим их фаменским известнякам,— писал В. А. Николаев (1954, стр. 628).— В Чаткальском антиклинории примыкающие с запада к Ферганскому разлому наиболее южные выходы чешуй песчаников девона срезаются этим разломом в правобережье р. Атойнок, примерно в ее среднем течении (р. Коль). К юго-востоку, уже на другой стороне разлома, наиболее северные аналогичные фации девона появляются на южном склоне Кокиримтау, в пределах Кокиримской синклинали структуры, и не заходят (по линии надвига) далее верховьев р. Карасу-восточная, что указывает на смещение фаций вдоль Ферганского разлома примерно на 75 км...». По мнению В. А. Николаева, наибольшая амплитуда смещения приходится на район сочленения Чаткальского и Таласского хребтов.

Дальнейшая разработка представлений о сдвиге по Таласо-Ферганскому разлому проведена Л. Б. Вонгазом (1958_{1,2}) на основе тектонического районирования палеозойского фундамента Тянь-Шаня. Л. Б. Вонгаз показал, что строение варисских тектонических зон и подзон и пространственные соотношения между ними в обоих крыльях Таласо-Ферганского разлома одинаковы и каждая тектоническая зона (подзона) одного крыла разлома имеет смещенное по сдвигу продолжение в противоположном крыле. Амплитуда сдвига в Среднем Тянь-Шане дости-

гает 180 км. Южнее она уменьшается, и у Таримской платформы, по мнению Л. Б. Вонгаза, сдвиг затухает. Л. Б. Вонгаз считает, что структурно-фациальное сходство подзон, разобренных Таласо-Ферганским разломом, сохраняется до конца нижней перми: сдвиг произошел в самом конце варисского этапа одновременно с созданием складчатой структуры Южного Тянь-Шаня.

Представление о сдвиге по Таласо-Ферганскому разлому было поддержано А. В. Пейве (1961), отнесшим этот разлом к категории глубинных сдвигов. А. В. Пейве неоднократно обращался к Таласо-Ферганскому разлому как к примеру глубинных разломов — выделенных им тектонических структур, играющих первостепенную роль в геотектоническом процессе (Пейве, 1945, 1956, 1960, 1961 и др.). Глубинные разломы А. В. Пейве рассматривает как пограничные поверхности, разделяющие дифференциально двигающиеся блоки земной коры. В последних своих работах А. В. Пейве (1960 и др.) подчеркивает, что в образовании структуры геосинклинальных областей ведущее значение имеют тангенциальные перемещения блоков земной коры.

В последнее время к признанию сдвига по Таласо-Ферганскому разлому пришли Е. И. Зубцов (1960), В. Г. Королев (1961, 1962) и Т. А. Додонова (1962).

Сброс, дискорданогенный разлом, краевой разлом. Представления о рассматриваемом тектоническом шве, как о сбросе большой амплитуды, придерживался В. Г. Мухин (1938), изучавший северный участок Таласо-Ферганского разлома. На западном крыле разлома здесь развиты палеозойские, а на восточном — докембрийские толщи. С точки зрения В. Г. Мухина, предполагается, что древние толщи восточного крыла разлома ранее были покрыты палеозойскими отложениями, являющимися прямым продолжением отложения западного крыла. Затем восточное крыло было относительно приподнято (по меньшей мере на 6—7 км), и палеозойские отложения эродированы. Такое предположение, допустимое на участке исследований В. Г. Мухина, оказалось, однако, непригодным для других частей рассматриваемого тектонического шва, где по обе стороны от разрыва были обнаружены разновозрастные отложения в разных фациях.

Это противоречие попытался разрешить В. И. Попов, предположивший, что происходило длительное развитие разлома на границе различных седиментационных провинций. В. И. Попов (1938, стр. 251) писал: «Крупные разломы, сингенетичные с образованием осадков, которые разделяют области согласного и несогласного накопления отложений (обычно различающихся в обеих областях по мощности и по фациальному составу), можно назвать „дискорданогенными“. В связи с развитием подобных сингенетических дискорданогенных разломов, влияющих на первичные условия седиментации, легко объясняется сближение различных фаций в осадках, разграниченных этими разломами». В. И. Попов указывает, что дискорданогенные разломы возникают по краям депрессий, называя их, в этом смысле, краевыми разломами.

В течение ряда лет прилегающую к Таласо-Ферганскому разлому территорию изучал Н. М. Сеницын (1937, 1948, 1960 и др.). Он считал Таласо-Ферганский разлом сбросом огромной амплитуды, по которому происходили попеременные поднятия и опускания крыльев, обусловившие различия их строения. Н. М. Сеницын рассматривал этот тектонический шов в качестве краевого разлома, длительно развивавшегося в палеозое и мезо-кайнозое и оказывавшего контролирующее влияние на распределение мощностей, конфигурацию прогибов, поднятий и складчатых зон.

Сходная точка зрения на природу Таласо-Ферганского разлома была высказана недавно А. Е. Довжиковым (1960). А. Е. Довжиков указывает

на разновозрастность различных отрезков Таласо-Ферганского разлома. По его мнению, этот разлом образовался путем постепенного наращивания участков в направлении с севера на юг, которое происходило в следующие этапы. Наиболее древний участок Таласо-Ферганского разлома — от Каратау до Тахталыкского хребта, т. е. часть Главной структуры линии Тянь-Шаня. В нижнем палеозое этот тектонический шов отделял внутреннюю область каледонской геосинклинали Северного Тянь-Шаня от ее окраинной части, относящейся к Срединному Тянь-Шаню. В конце ордовика — начале силура возник разлом, проходящий вдоль линии Таласо-Ферганского разлома от Тахталыкского хребта до хребта Джаман-Даван, а далее поворачивающий на восток, в Атбашинский хребет. Этот разлом отделял частично консолидированные структуры Срединного Тянь-Шаня от среднепалеозойского прогиба Южного Тянь-Шаня. В предсреднекаменноугольное время образовался разрыв, протягивающийся вдоль линии Таласо-Ферганского разлома от хребта Джаман-Даван до хребта Туругарт, а затем поворачивающий на восток. Он отделил среднепалеозойскую ранневарисскую зону от верхнепалеозойского прогиба. В конце триаса — начале юры образовался наиболее южный участок рассматриваемого тектонического шва — от хр. Туругарт до гор Карабоктор. На опущенном западном крыле разлома возник юрский прогиб.

Концепция Попова — Н. Синицына — Довжикова основана на следующем представлении, являющемся необходимым ее условием. Это положение о том, что Таласо-Ферганский разлом, развиваясь в палеозое как длительно живущий сброс, разделял области с различными тектоническими и седиментационными режимами и контролировал первичное распространение фаций палеозойских отложений. В первую очередь это относится к среднепалеозойским отложениям, слагающим большую часть территории, расчлененной Таласо-Ферганским разломом. Взгляды о влиянии этого разлома на первичное распределение фаций среднепалеозойских отложений по отношению к северной его части были высказаны В. И. Поповым (1938), о южной — А. Е. Довжиковым (1960) и для всего разлома — Н. М. Синицыным (1960).

Доводы, проводимые как сторонниками, так и противниками представлений о горизонтальных движениях по Таласо-Ферганскому разлому, основывались главным образом на сравнении тектонических зон, расположенных по разные стороны от разлома. Однако, несмотря на большое число работ, построенных в таком плане, вопрос о характере движений по Таласо-Ферганскому разлому выяснен не был. Об этом свидетельствует непрекращающаяся дискуссия в печати, и, в частности, выступление В. Н. Огнева (1959), который спустя четверть века после первых высказываний о возможности сдвига по рассматриваемому разлому, вынужден был заявить, что решение данного вопроса все еще стоит на повестке дня. Причина этого — в большой роли субъективного элемента при выделении тектонических зон¹ и в возможности разного объяснения соотношений указанных зон с Таласо-Ферганским разломом, а также в недостаточности имевшихся материалов.

Современное состояние изученности Тянь-Шаня в связи с завершением среднемасштабной съемки его территории позволяет перейти от сопоставления разрозненных фактов и сравнения общих характеристик тектонических зон, расположенных на крыльях Таласо-Ферганского разлома, к анализу внутреннего строения этих зон. В данной работе приводятся результаты сравнительного анализа геологического строения

¹ Большая роль субъективного элемента в установлении тектонических зон объясняется в первую очередь тем, что границы зон устанавливаются по комплексу признаков (формации, возраст складчатости, стиль тектоники и др.), площадное распространение которых не совпадает.

прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому территории Срединного Тянь-Шаня — северной периферической зоны варисской геосинклинальной области. Кроме того, будут рассмотрены прилежащие части Северного и Южного Тянь-Шаня, поскольку это необходимо для понимания излагаемого материала и для полноты картины. Автор работает на этой территории с 1953 г. Вначале он занимался среднемасштабной геологической съемкой от Всесоюзного аэрогеологического треста, а с 1959 г. — тематическими исследованиями от Геологического института АН СССР. Ряд вопросов, связанных с проблемой движений по Таласо-Ферганскому разлому и строением прилегающей к нему территории, был рассмотрен автором в статьях 1959—1963 гг.

Большую помощь оказали автору советы члена-корреспондента АН СССР А. В. Пейве, определившие направление исследований, и его замечания по содержанию работы. С работой ознакомились также и сделали ценные замечания проф. А. А. Богданов, В. Г. Королев, Н. Г. Маркова, М. Н. Соловьева. Автор приносит глубокую благодарность этим исследователям.

Глава I

ЛИНИЯ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМА И СОВРЕМЕННЫЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ СМЕЩЕНИЯ

Таласо-Ферганский разлом протягивается вдоль Ферганского, Тахталыкского, Атойнокского и Таласского хребтов более чем на 400 км. Автор проводил исследования вдоль линии Таласо-Ферганского разлома в Ферганском хребте от впадины Арпа до Тогузторауской впадины (в 1961 г.), в Атойнокском хребте — от Кетмень-Тюбинской впадины до истоков р. Чаткал (в 1959 г.), а также пересек разлом отдельными маршрутами в Таласском Алатау и в западной части Тахталыкского хребта (в 1955 и 1959 гг.). На участках, не охваченных этими маршрутами, разлом был отдешифрирован по аэрофотоснимкам.

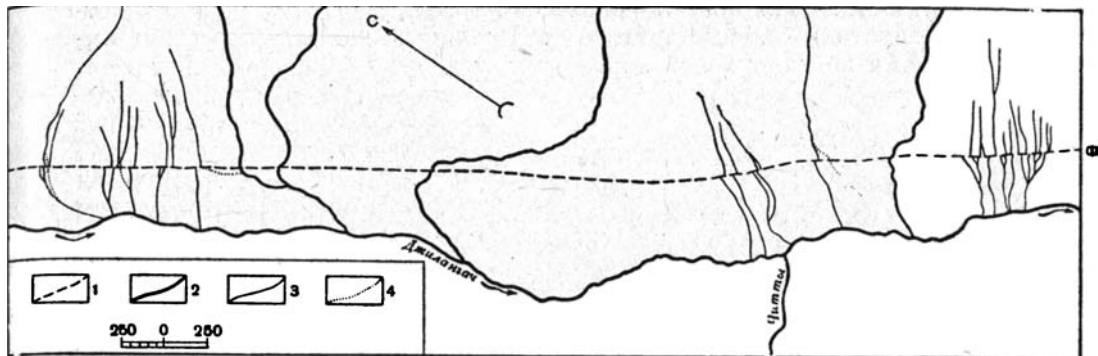
От верховьев р. Алаганчик, протекающей по территории Китайской Народной Республики, пересекая государственную границу в районе перевала Туз-Бель, линия Таласо-Ферганского разлома прослеживается по восточному склону Ферганского хребта. До впадины Арпа разлом разграничивает силурийские и юрские породы. Севернее он образует западную границу Арпинской депрессии, отделяя развитые в ней третичные отложения от юрских пород Ферганского хребта. В междуречье Чон-Каракомана и Кызылбелеса разлом перекрыт молодыми отложениями, его линия прослеживается по резкому перегибу в рельефе и по седловинам на водораздельных грядах.

В верховьях р. Кызылбелес в восточном крыле разлома появляются выходы каменноугольных отложений, а в западном крыле, несколько северо-западнее, наблюдаются обнажения силурийских пород и прорывающих их диоритов.

Таласо-Ферганский разлом можно разделить на несколько участков с различным простиранием. I участок — от государственной границы до р. Шильбели во впадине Арпа. Его протяженность около 60 км. Простирание разлома здесь плавно изменяется — от СЗ 300° на юге, до СЗ 312° в Арпинской депрессии.

Через перевал Коккия линия Таласо-Ферганского разлома переходит из впадины Арпа в долину р. Джилангач, пересекает ее русло ниже устья Агатана и на протяжении 7 км проходит по левому борту этой долины на расстоянии 300—800 м от русла реки. Вдоль линии разлома по склону прослеживается ложбина глубиной до 2—2,5 м, обязанная своим происхождением относительному поднятию западного крыла этого разлома.

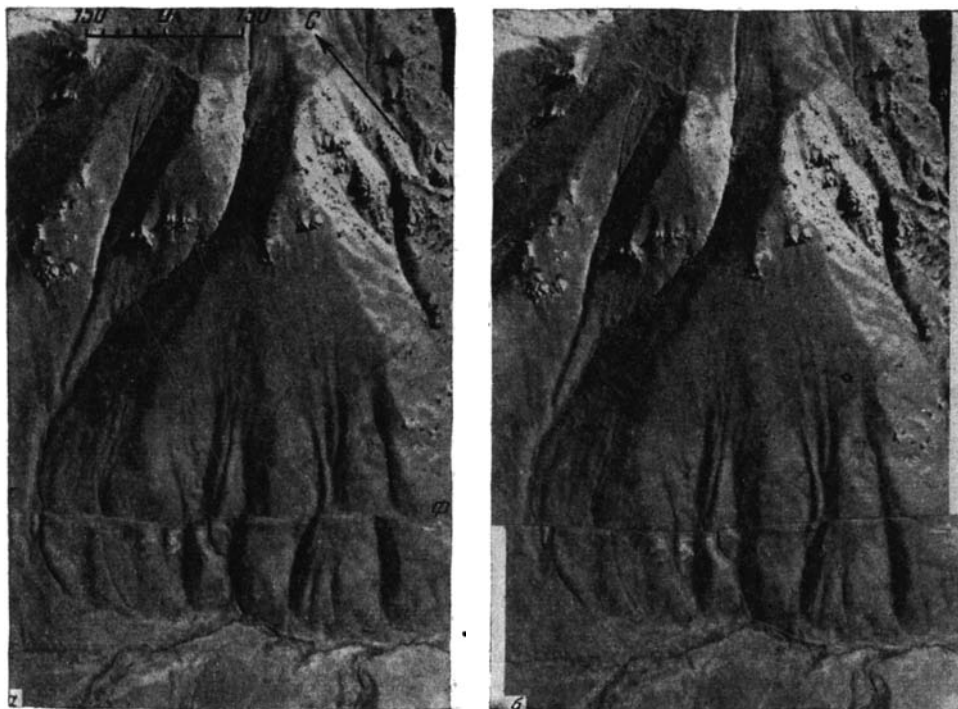
На отрезке от левого притока Джилангача, спускающегося с г. Акташ, до верховьев этой реки (фиг. 2, от 1 до 2; см. в конверте) отчетливо видны современные горизонтальные смещения по разлому долин временных потоков. Линия разлома проходит здесь почти по горизонта-



Фиг. 3. Смещение по Таласо-Ферганскому разлому русел временных потоков в долине р. Джилангач (хребет Ферганский)

1 — Таласо-Ферганский разлом (Т-Ф); 2 — постоянно действующие водотоки; 3 — русла временных потоков, сдвинутые по разлому; 4 — русла временных потоков, образовавшиеся после сдвигового перемещения и прорезающие тектонический уступ по разлому. Масштаб в м

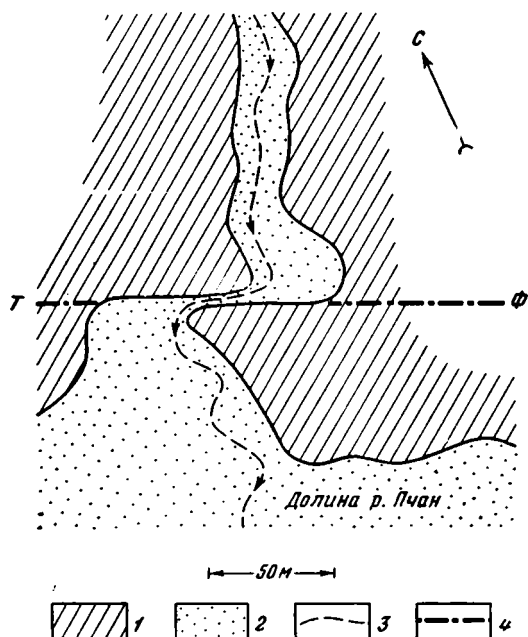
ли, со слабым общим наклоном на юго-восток. С левого борта долины Джилангач перпендикулярно к разлому опускаются многочисленные сухие лощины. По линии разлома эти лощины и разделяющие их водораздельные гряды прерваны и их продолжения смещены на северо-запад на расстояние 30 м. На указанном пятикилометровом отрезке наблюдается смещение 25 последовательно подходящих к разлому лощин.



Фиг. 4. Русла временных потоков, смещенные по Таласо-Ферганскому разлому (Т-Ф). Верховья р. Джилангач, фотография участка, занимающего левую часть фиг. 3.

а — современная картина; б — положение русел до сдвига на 30 м. Масштаб в м

Амплитуда смещения повсюду около 30 м (фиг. 3 и 4). Постоянно действующие водотоки — левые притоки р. Джилангач — при пересечении линии разлома не дают ясной картины сдвига, что объясняется их интенсивной эрозионной деятельностью, быстро изменяющей конфигурацию русла.



Фиг. 5. Смещение долины левого притока р. Пчан по Таласо-Ферганскому разлому (Ферганский хребет).

1 — борта долины; 2 — дно долины; 3 — русло;
4 — Таласо-Ферганский разлом (Т-Ф)

ной. При пересечении с линией разлома наблюдается резкий изгиб русла водотока, пережим его долины и смещение нижней ее части на северо-запад на расстояние около 50 м (фиг. 2, 3, фиг. 5). В 700 м и 2500 м на северо-запад наблюдается аналогичное смещение двух крупных сухих долин (фиг. 2, 4 и 5). Сдвинуты также небольшие ложины и гряды между Пчаном и р. Четынды (фиг. 2, 6). Кроме горизонтальных смещений, линия разлома маркирована ложбиной, глубитной обычно около 1 м, а местами до 10 м (фиг. 6; 7). Северо-западнее р. Четынды эту ложбину используют правые притоки указанной реки.

От перевала Кылдаубель Таласо-Ферганский разлом проходит по правому борту долины р. Кылдау. Вдоль его линии прослеживается ложбина на глубинной в несколько метров. Против устья реки Мингтеке наблюдается смещение водораздельного гребня, разделяющего два правых притока р. Кылдау. Смещение, как и все описанные, — правое с амплитудой, возможно, до 100 м (фиг. 2, 7). В 2, 3 км северо-западнее четко виден правый сдвиг другого водораздельного гребня на 50 м (фиг. 2, 8). По глубокой седловине Таласо-Ферганский разлом пересекает водораздел рек Кылдау и Конгуртобе, затем прослеживается в долину Кугарта, пересекает ее и выходит на водораздел рек Кугарт и Колдома — к восточному окончанию хребта Сарыджен.

От впадины Арпа до водораздела рек Кугарт и Колдома — II участок Таласо-Ферганского разлома (фиг. 2, II—III). Его протяженность 61 км. Восточное крыло разлома на этом участке образовано каменноугольными породами. Лишь на четырехкилометровом отрезке в между-

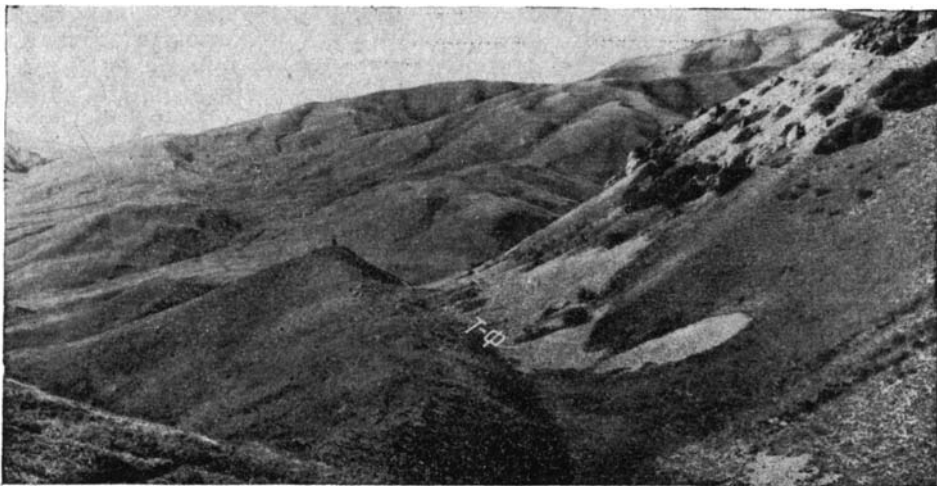
От перевала Джилангач

Таласо-Ферганский разлом прослеживается к устью р. Биргузы и далее в долину Пчана. Линия разлома отмечена неглубокой ложбиной на склоне. На протяжении 4 км эта линия проходит в нижней части левого борта долины р. Пчан, и вдоль нее развита серия оползней. Далее разлом проходит по руслу Пчана и ниже р. Корумды-южной переходит на его правый берег, а затем вновь на левый — и протягивается к перевалу Кылдаубель. По левому борту долины Пчана линия разлома на протяжении 4 км проходит параллельно руслу реки, на расстоянии 300—600 м от него. С перевала Актеке к Пчану спускается приток, впадающий в него в 500 м ниже устья р. Корумды-север-



Фиг. 6. Тектонический уступ по Таласо-Ферганскому разлому (Т-Ф) в бассейне среднего течения р. Пчан (Ферганский хребет)

речье Пчана и Биргузы к линии разлома с востока подходят третичные отложения, а к югу от хребта Янгызкыр — гранодиориты. Западное крыло Таласо-Ферганского разлома в южной части участка, вплоть до



Фиг. 7. Ложбина вдоль линии Таласо-Ферганского разлома (Т-Ф) в бассейне среднего течения р. Пчан (Ферганский хребет)

пересечения русла р. Джилангач, сложено юрскими породами. На перевале Коккия непосредственно к линии разлома прилегает небольшая тектоническая линза силурийских мраморов. От р. Джилангач до среднего течения р. Кылдау это крыло образовано силурийскими породами, а севернее — верхнепалеозойскими отложениями. Соединим прямой линией

крайние пункты участка — точку пересечения разломом русла р. Шильбели с точкой пересечения им водораздела рек Кугарт и Колдома. Эта прямая отражает общее простирание линии Таласо-Ферганского разлома на II участке — СЗ 320°. Линия разлома испытывает следующие максимальные отклонения от этой прямой (в направлении с юга на север, фиг. 2): *a* — у перевала Коккия — 350 м на ЮЗ; *b* — у разветвления р. Читты — 450 м на СВ; *v* — в среднем течении р. Пчан — 650 м на ЮЗ (максимальное отклонение на II участке); *г* — у перевала Кылдаубель — 300 м на СЗ; *д* — в долине р. Кылдау — 200 м на ЮЗ; *e* — на водоразделе рек Конгуртобе и Кугарт — 500 м на СВ. Отклонения простирания линии разлома от азимута СЗ 320° на II участке не превышают 8°.

От западного окончания хребта Сарыджен линия Таласо-Ферганского разлома прослеживается в нижнее течение р. Моласу, переходит в долину р. Кызылсу-восточной, затем в долину р. Урумбаш и на протяжении 4 км протягивается параллельно ее руслу, в 500—800 м северо-восточнее его. Из долины Урумбаша Таласо-Ферганский разлом западнее перевала Карабулак переходит в долину р. Куровес и на протяжении 5 км проходит вдоль левого борта реки, почти параллельно ее руслу, на расстоянии около 500 м от него. Вдоль линии разлома здесь наблюдается глубокая ложбина, расчлененная левыми притоками Куровеса, которые, используя эту ложбину, на некотором расстоянии текут параллельно основному руслу реки. Затем разлом на протяжении 15 км проходит примерно параллельно р. Кекликбель, в 1,5—2 км юго-западнее русла этой реки. В рельефе линия разлома отмечена неглубокой ложбиной на склоне и седловинами на водораздельных грядах между правыми притоками р. Кекликбель. На одной из таких гряд между двумя водотоками, берущими начало восточнее высоты 3607, наблюдается правое смещение водораздельного гребня вдоль линии разлома на расстоянии 30—40 м (фиг. 2, 9). В 3 км к северо-западу от этого места, в верховьях правых притоков р. Кенинбель, с высоты 3487 спускаются две морены современного оледенения. Таласо-Ферганский разлом рвет эти морены, смещая их северо-восточные окончания на 30 м в юго-восточном направлении (фиг. 2, 10 и 11). Через верховья правого истока р. Кенинбель разлом переходит в бассейн р. Капкаташ и пересекает ее левые притоки. Водоразделы между этими притоками также смещены вдоль линии разлома (фиг. 2, 12).

Далее Таласо-Ферганский разлом проходит мимо западного окончания озера Капкаташ, через оз. Карасу и затем на протяжении 10 км — вдоль дна долины р. Карасу-восточной. На этом участке широко распространены обвальные массы. Особенно крупные завалы голоценового возраста подпруживают озера (Кыдыров, 1961). В одном километре выше устья р. Шалдырак линия разлома переходит на левый борт долины р. Карасу-восточной, по глубокой ложбине проходит к р. Шалдырак и на протяжении почти 2 км следует по дну ее долины. Затем разлом вновь выходит в долину р. Карасу-восточной и на широте перевала Каргыш переходит на ее правый борт. Далее Таласо-Ферганский разлом прослеживается по дну долины р. Карасу-восточной и по ее правому борту — к перевалу Кокбель в горах Кочкартобе.

От восточного окончания хребта Сарыджен до гор Кочкартобе — III участок Таласо-Ферганского разлома. Его протяженность 96 км (фиг. 2, III—IV). В южной части этого участка, в междуречье Колдомы и Кызылсу, плоскость разлома отделяет нижнекаменноугольные отложения, развитые к востоку от нее, от среднекаменноугольных и пермских, распространенных западнее. Восточное крыло разлома на отрезке от р. Кызылсу до озера Капкаташ сложено гранитоидами, а далее на север — нижнепалеозойскими породами. В западном крыле Таласо-Ферганского разлома к северо-западу от р. Кызылсу развиты силурийские

отложения. На меридиане перевала Куровес их сменяют верхнепалеозойские образования, а в бассейне р. Кенинбель — девонские породы. На водоразделе рек Кенинбель и Капкаташ к разлому с запада подходят юрские отложения. Далее на северо-запад, на западном крыле разлома, залегают породы девонской системы, из-под которых у западного окончания оз. Капкаташ, на юго-западном берегу оз. Карасу и в бассейне р. Карасу-восточной выходят силурийские отложения.

Общее простирание Таласо-Ферганского разлома на III участок СЗ — 306°. Проведем вдоль линии разлома прямую линию с указанным простиранием и проследим отклонения линии разлома от этой прямой. Наибольшие отклонения, перечисляя с юга на север, следующие (фиг. 2): *ж* — в долине р. Кызылсу — 500 м на ЮЗ; *з* — на водоразделе рек Урумбаш и Куровес — 300 м на СВ; *и* — на левом борту долины р. Куровес — 500 м на ЮЗ; *к* — в бассейне правых притоков р. Кекликбель — 300 м на СВ; *л* — в верховьях правого притока р. Кенинбель — 200 м на ЮЗ. От верховьев р. Кенинбель до пересечения разломом р. Карасу-восточной на меридиане перевала Каргыш на протяжении почти 40 км линия Таласо-Ферганского разлома близка к прямой. Далее эта линия отклоняется к западу.

На северном склоне гор Кочкартобе Таласо-Ферганский разлом подходит к границе каледонид — Главной структурной линии Тянь-Шаня и далее на северо-запад следует вдоль нее вплоть до западной оконечности Таласского Алатау. От долины р. Нарын до долины р. Аксай в западной части Таласского Алатау — IV участок Таласо-Ферганского разлома. Общее простирание его линии на этом участке СЗ 295—296°. Протяженность участка 190 км. Западное крыло разлома от южной границы участка до среднего течения р. Атойнок образовано каменноугольными и девонскими породами. На меридиане оз. Коль эти породы сменяются нижнепалеозойскими отложениями, а в верховьях р. Атойнок — гранитоидами, вдоль которых линия разлома проходит на протяжении более 100 км. Восточное крыло Таласо-Ферганского разлома сложено на рассматриваемом участке докембрийскими породами.

При выходе Таласо-Ферганского разлома в долину р. Нарын вдоль разлома на протяжении 2 км протягиваются уступы в верхнечетвертичных и современных конусах выноса р. Кудасай и ее притоков. В южной части этого участка уступ обращен на юго-запад. Двигаясь на север вдоль линии разлома, можно наблюдать, как этот уступ постепенно сглаживается, а затем появляется уступ, обращенный в другую сторону. На правом борту долины р. Нарын вдоль линии разлома проходит узкая прямолинейная ложбина, отделяющая кайнозойские образования Кетмень-Тюбинской впадины от каменноугольных пород западного крыла разлома. Далее Таласо-Ферганский разлом прослеживается по северному склону Атойнского хребта. В междуречье Джанарыкская и Сарыбулака (фиг. 2, 13) видны правые смещения по разлому (примерно на 30 м) и изгибы русел небольших потоков, прорезающих склон перпендикулярно линии разлома и имеющих сток на северо-восток. В бассейне р. Устасай разлом входит в коренные породы. Он пересекает долину Акбулака в 1 км от ее устья, а несколько ниже устья Джергызхана — р. Атойнок. На этом участке к разлому приурочены большие обрывы на правом борту долины р. Атойнок, а в междуречье Акбулака и Атойнока у его линии наблюдается оползень шириной около 250 м.

Линия Таласо-Ферганского разлома проходит затем вдоль подножия левого склона долины Атойнока, а потом — по дну этой долины к устью р. Коль. Северо-западнее р. Коль разлом выходит на левый борт долины Атойнока и прослеживается на расстоянии 0,5—2 км от русла этой реки к перевалу Каракульджа в ее верховьях. На водоразделах между левыми притоками р. Атойнок по линии разлома наблюдаются глубокие седло-

вины. В 1 км к северо-западу от устья р. Иралги виден правый сдвиг по разлому русел временных потоков, спускающихся с левого борта долины Атойнока. Амплитуда смещения 30—35 м (фиг. 2, 14). Аналогичные смещения встречены в междуречье Намансу и Торпока (фиг. 2, 15), северо-западнее р. Намансу (фиг. 2, 16 и 17), и в истоках Атойнока (фиг. 2, 18).

В районе перевала Каракульджа Таласо-Ферганский разлом пересекает верхнечетвертичную морену. Разлом выражен трещиной, которая далее на северо-запад прослеживается в пролювиальных конусах выноса на левом борту долины Каракульджи. Здесь на протяжении почти 5 км (фиг. 2, от 19 до 20) вдоль разлома наблюдаются правые смещения русел временных потоков, спускающихся по склону указанной долины. Амплитуда сдвига до 50 м.

Линия Таласо-Ферганского разлома подходит к руслу Каракульджи ниже устья р. Чимташ, вскоре переходит на правый борт долины Каракульджи и прослеживается южнее перевалов Акташ и Малый Кураматор в бассейн р. Каракасмат. Юго-западнее перевала Малый Кураматор разлом сечет морену современного оледенения, изгибая (в плане) и смещая «морщины» на ее бугристой поверхности.

Через перевал Карабура Таласо-Ферганский разлом переходит на северный склон Таласского Алатау и прослеживается по северному склону этого хребта до р. Аксай, где скрывается под четвертичными отложениями Арысской депрессии. Волнистость линии разлома на IV участке очень пологая и длина «волн» большая. Так, на стокилометровом интервале от р. Нарын до р. Карабуры (фиг. 2, IV—V) наблюдаются лишь три «волны». Максимальные отклонения от прямой, имеющей простирание СЗ 296°, в вершинах этих «волн» составляют (фиг. 2): *м* — в бассейне р. Сарыбулак, правого притока р. Атойнок, — на 800 м к СВ; *н* — в долине р. Торпок — на 800 м к ЮЗ; *о* — в долине р. Каракульджа 550 м к СВ.

В приведенном описании Таласо-Ферганский разлом был разделен на четыре участка, отличающихся простиранием его плоскости.

I участок (около 60 км). Простирание разлома изменчивое. Разлом ограничивает с востока юрскую впадину.

II участок (61 км). Простирание разлома СЗ — 320°. Линия разлома волнистая. Оба крыла разлома сложены среднепалеозойскими отложениями.

III участок (96 км). Простирание разлома СЗ 306°. Линия разлома в южной части участка волнистая, в северной — прямолинейная. На юге участка разлом проходит среди среднепалеозойских пород, на севере — разделяет средне- и нижнепалеозойские отложения.

IV участок (190 км). Простирание разлома СЗ 295—296°. Линия разлома пологоволнистая. Разлом отделяет докембрийские толщи Северного Тянь-Шаня от палеозойских пород.

Волнистость линии Таласо-Ферганского разлома (в плане) не связана с рельефом территории, по которой проходит разлом, несмотря на резко расчлененный характер рельефа. Линия разлома прямо пересекает горные хребты, многочисленные горные гряды и долины, что указывает на вертикальное положение плоскости разлома. О вертикальном положении зоны Таласо-Ферганского разлома и о большой глубине ее заложения свидетельствуют и сейсмологические данные (Крестников, Нересов, 1962).

Хотя волнистость линии разлома не зависит от макроформ рельефа, в некоторых случаях устанавливается связь небольших изгибов указанной линии с мелкими формами. Так, в левом борту долины Джилангача линия разлома «вписывается» в некоторые из неглубоких (десятки метров) долин, указывая на наклон плоскости разлома на северо-восток

под углом 30—40°. Аналогичные явления наблюдаются местами на левобережье Пчана и в других пунктах. Это явление распространено на нескольких сотен метров, можно видеть, что в одной из них плоскость разлома полого наклонена, а в другой — вертикальна. По-видимому, в таких случаях наблюдается приповерхностный, вторичный наклон плоскости сместителя разлома, связанный, возможно, с оползанием (оплыванием) склонов долины.

Сместитель Таласо-Ферганского разлома удается наблюдать лишь в исключительных случаях. На исследованной автором территории Ферганского хребта коренные выходы пород расположены, как правило, не ближе, чем в нескольких метрах, а в Атойнокском хребте — в нескольких десятках метров от разлома. На значительных отрезках разлом перекрыт аллювием приуроченных к его линии речных долин. Сведения о морфологии разлома, таким образом, отрывочны. Тектоническая брекчия по Таласо-Ферганскому разлому наблюдалась в ряде пунктов в долине Атойнока, в междуречье Атойнока и Устасая и в бассейне Пчана. Ширина полосы тектонической брекчии не превышает нескольких метров или первых десятков метров. Породы около разлома брекчированы, окварцованы, пронизаны многочисленными жилками кальцита и ожелезнены. На восточном склоне Ферганского хребта, в бассейнах рек Пчан и Джилангач, на значительном протяжении непосредственно около линии разлома, можно видеть, как с одной стороны к ней подходят силурийские, а с другой — каменноугольные породы. Их разделяет лишь задернованная ложбина шириной в несколько метров. Породы с обеих сторон ложбины раздроблены, в них наблюдаются зеркала скольжения (с горизонтальной и наклонной штриховкой), но в целом текстура породы сохраняется. В долине Атойнока, в междуречье Акбулака и Устасая (Атойнокский хребет) и в долине р. Кылдау на восточном склоне Ферганского хребта также были отмечены зеркала скольжения. Штриховка на их поверхности горизонтальна или слабо наклонена (до 20—25°) на юго-восток. Катаклиз гранитов у Таласо-Ферганского разлома прослеживается на расстоянии до 100 м от его линии. Вместе с тем вдоль Таласо-Ферганского разлома протягивается широкая зона новообразованных и переработанных структурных форм. Эта зона будет рассмотрена в следующих главах.

При описании линии Таласо-Ферганского разлома были приведены материалы о горизонтальных смещениях вдоль нее горных гряд, долин и русел водотоков. На основании этих материалов можно сделать вывод, что в современную эпоху по Таласо-Ферганскому разлому произошел правый сдвиг, с амплитудой 30—50 м, распространившийся на значительную часть разлома. Сдвиги мелких форм рельефа указывают на совсем молодой возраст этого перемещения. Обратим внимание на смещение небольших долин временных потоков, стекающих к Джилангачу (фиг. 4). Нижние части этих долин, сдвинутые по разлому, отчетливы, не размыты, не «размазаны» в направлении, обратном смещению, как можно было бы ожидать, если бы это смещение было длительным. Следовательно, 30-метровая амплитуда сдвига — не результат накопления в течение тысячелетий медленных движений, а следствие быстрого процесса, может быть даже одноактного (для каждого определенного участка разлома). В современную эпоху такие явления известны лишь в связи с землетрясениями. По данным Е. А. Розовой (Розова и Чернявкина, 1949; Розова и Грин, 1955), вдоль Таласо-Ферганского разлома расположена эпицентральная зона землетрясений, а А. В. Введенская (1951) указывает на возможную приуроченность к этому разлому гипоцентра девятибалльного Чаткальского землетрясения 1946 г.

Глава II

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СРЕДНЕГО-ВЕРХНЕГО ДЕВОНА И НИЖНЕГО КАРБОНА НА ТЕРРИТОРИИ, ПРИЛЕГАЮЩЕЙ К ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОМУ РАЗЛОМУ

Наиболее широко на обоих крыльях Таласо-Ферганского разлома — в Срединном Тянь-Шане и на прилегающих к нему участках Южного Тянь-Шаня распространены отложения второй половины девонского периода и нижнего карбона. Они образуют непрерывную трансгрессивную серию осадков, залегающую на разновозрастных породах, до эйфельских включительно. В распределении девонских и нижнекаменноугольных отложений в Тянь-Шане Д. В. Наливкин (1926, 1930, 1936) установил следующую закономерность. В раннем девоне и в первой половине среднего. территория Северных дуг Тянь-Шаня (т. е. Северного и Срединного Тянь-Шаня) представляла собой сушу. В живетское время начинается трансгрессия моря, достигшая максимума в конце девона. При этом море покрыло Срединный Тянь-Шань, а Северный Тянь-Шань остался областью континентального осадконакопления. Южный Тянь-Шань на протяжении всего девонского периода был покрыт морем. В фаненских отложениях Д. В. Наливкиным выделены известняки с фауной ферганского типа и темные слоистые глинистые известняки с фауной каратауского типа. Последняя отличается бедностью видов при обилии особей, что характерно для обособленных бассейнов. Д. В. Наливкин (1926) указывал на широкое распространение отложений с каратауской фауной, кроме Каратау, в бассейнах рек Чаткал, Пскем, Ангрэн и в Нарынском крае.

В каменноугольных отложениях Средней Азии Д. В. Наливкиным (1926) выделены три типа разрезов — северный, центральный и южный, из которых на рассматриваемой нами территории распространены отложения двух первых типов. Для северного типа характерно преобладание лагунных и континентальных осадков — песчаников, конгломератов, аргиллитов с подчиненными им известняками. Эти породы распространены на северо-восточном склоне Каратау, в Кыргызском хребте, Кындыктае, Джунгарском Алатау, Кетменьском хребте, Терсей-Алатау, Кокшаале. Разрез центрального типа, начиная с верхнего девона до среднего карбона, сложен непрерывной толщей морских осадков, главным образом известняков и глинистых сланцев. Область распространения отложений центрального типа охватывает юго-западный Каратау, Таласские и Чаткальские горы, Фергану и бассейн оз. Сонкуль. Трансгрессия моря в северных дугах Тянь-Шаня достигла максимума в конце нижнего карбона.

Картина распространения девонских и нижнекаменноугольных отложений, нарисованная Д. В. Наливкиным, остается верной и сейчас. На

рассматриваемой нами территории мы детализируем и уточним эту картину, не меняя ее основы.

Приводимое ниже описание средне-верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений основано на результатах среднемасштабной геологической съемки Тянь-Шаня. В процессе этой съемки, а также при более ранних исследованиях, разными авторами в рассматриваемых отложениях было выделено значительное число свит. Часть этих свит прослежена на очень небольших участках, другие получили широкое распространение, но их объем нередко различен даже на соседних листах карты, составленных разными исследователями. Произведенное нами сопоставление и анализ более 350 стратиграфических разрезов¹ (фиг. 9, 11—17, 19—23)² показали возможность перехода от местных подразделений (свит, серий) к общим (провинциальным), при сохранении детальности стратиграфического расчленения.

СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ ДЕВОН

Живетский и франский ярусы

Выявление точного положения границы между живетским и франским ярусами в значительном числе разрезов, ввиду бедности их фауной, оказывается невозможным, и оба яруса рассматриваются совместно. В живетско-франских отложениях могут быть выделены четыре типа разрезов и соответственно четыре литологических комплекса (фиг. 8), замещающие друг друга на территории рассматриваемой части Среднего и Южного Тянь-Шаня.

I. Таялмышский литологический комплекс образован существенно кварцевыми песчаниками. Эта группа пород состоит из полимиктовых, с преобладанием кварцевых зерен, и кварцевых олигомиктовых песчаников. Породы имеют кварцитовидный облик. Кварцевые зерна в песчаниках нередко регенерированные и сросшиеся; количество цементирующего материала обычно невелико. Преобладает мелкозернистая структура пород, нередко присутствует рассеянная талька кварца и кремней. Окраска отложений светлая и, как правило, монотонная — зелено-серая, розовая, буровато-серая. Слоистость толстая, часто неясная, нередко породы массивны.

II. Аккапчигайский литологический комплекс. Нижняя часть его сложена грубообломочными породами, верхняя — существенно кварцевыми песчаниками, аналогичными песчаникам, образующим таялмышский комплекс. Группу грубообломочных пород образуют красноцветные и пестроцветные конгломераты, пуддинги, гравелиты и песчаники. Песчаники преимущественно полимиктовые, чаще крупно- или неравнозернистые. В ряде районов в породах имеется примесь туфогенного материала. Преобладающая окраска отложений коричнево-красная (темно-красная), иногда встречаются и другие оттенки красного цвета, а также зеленый и серый цвета. Слоистость пород четкая, изредка — косая; наблюдаются ископаемые трещины усыхания, знаки ряби, следы перемыва и взмучивания осадка.

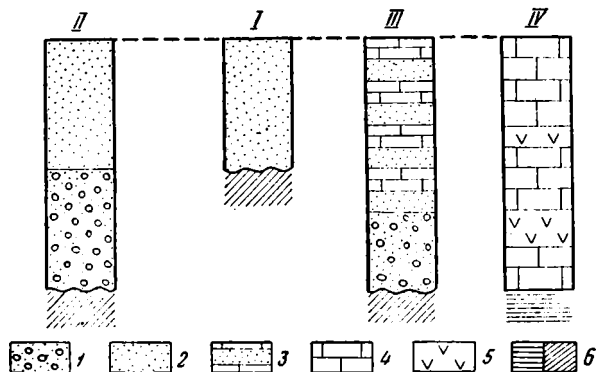
III. Алабукинский литологический комплекс. Определяющим признаком этого комплекса является присутствие пород карбонатно-терригенной группы. Обычно разрез двучленный: нижнюю его часть слагают грубообломочные, верхнюю — карбонатно-терригенные отложения. Реже он трехчленный — снизу вверх расположены: грубообломочные отложения, существенно кварцевые песчаники, карбонатно-тер-

¹ Стратиграфические разрезы приводятся в обобщенном виде; лишь для типовых разрезов в ряде случаев дано более детальное описание. Все описания составлены снизу вверх по разрезу.

² Фиг. 11—16 см. в конверте.

ригенные отложения. Карбонатно-терригенная группа пород представляет собой чередование известняков с песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мергелями. Цемент обломочных пород в этой группе нередко карбонатный.

IV. Бозбутауский литологический комплекс образован известняками, доломитами и эффузивными породами¹.



Фиг. 8. Типы разрезов живетско-франских отложений
I — таялмышский; II — аккапчигайский; III — алабукинский; IV — бозбутауский. 1 — группа грубообломочных пород; 2 — группа существенно кварцевых песчаников; 3 — карбонатно-терригенная группа пород; 4 — группа известняков и доломитов; 5 — эффузивные породы; 6 — подстилающие отложения

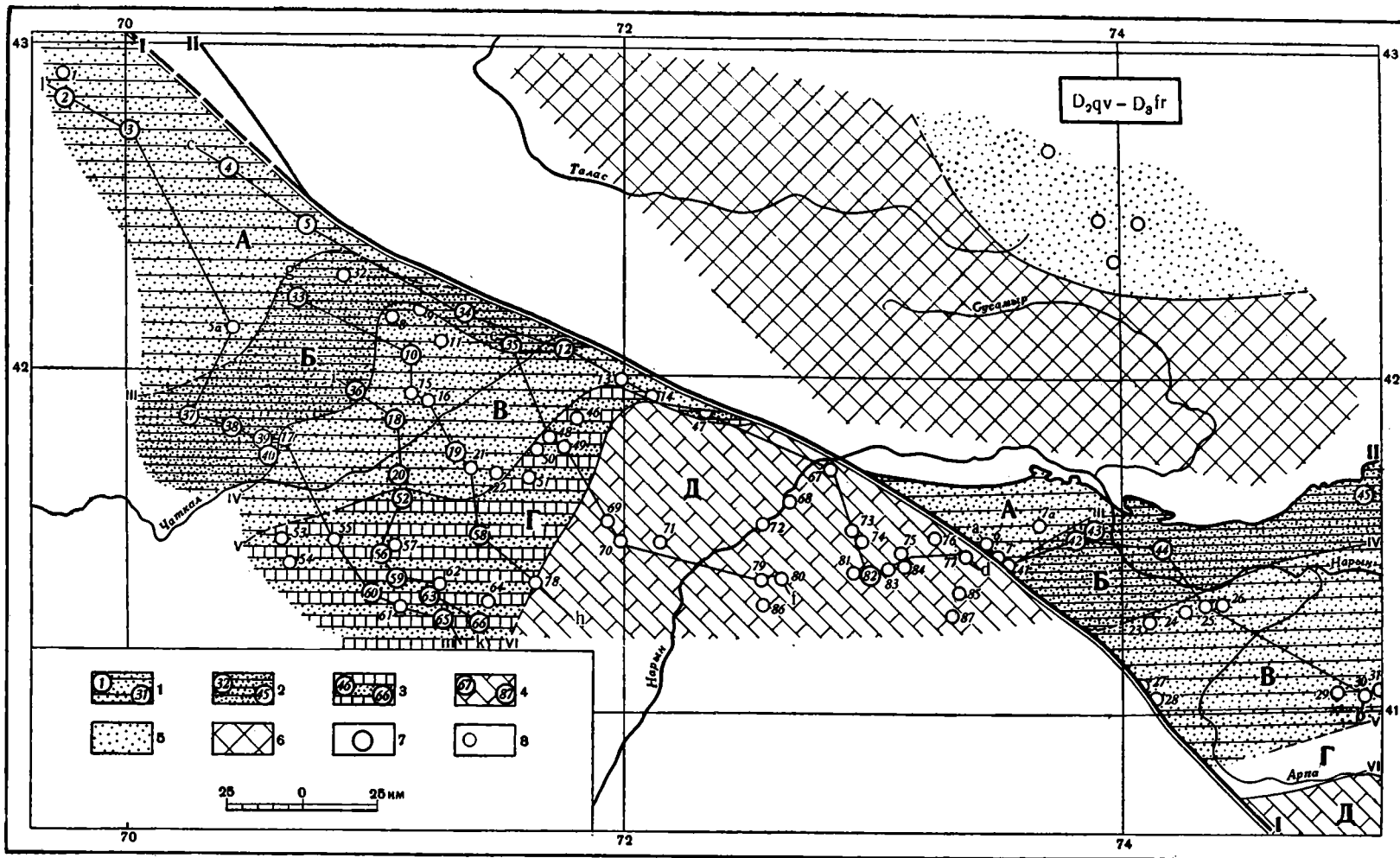
Таялмышский, аккапчигайский и алабукинский литологические комплексы налегают трансгрессивно на различные более древние породы. Соотношение бозбутауского комплекса с подстилающими эйфельскими отложениями местами согласное. Распространение перечисленных литологических комплексов на территории, прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому, показано на фиг. 9.

Таялмышский литологический комплекс

Для таялмышского литологического комплекса (фиг. 9, Б) типовым является разрез, описанный автором в верховьях р. Таялмыш (34)², в районе сочленения Пскемского хребта с Таласским Алатау. В основании разреза находится трехметровый слой брекчии, состоящей из мелких (до 2 см) обломков подстилающих пород, скрепленных кремневым цементом. Насыщенность брекчии обломками небольшая — до 50%; заполнитель — мелкозернистый кварцевый олигомиктовый песчаник. Вверх по разрезу количество обломков постепенно уменьшается, и брекчия сменяется мелкозернистыми песчаниками. Песчаники зеленовато-серого цвета кварцитовидные, представляют собой агрегат кварцевых зерен (60%) и кремней (25%) с «впаянными» в них зернами полевых шпатов. Цемент песчаников кремневый, количество его очень небольшое. Наблюдается регенерация кварцевых зерен. Мощность кварцитовидных песчаников в верховьях Таялмыша около 700 м.

¹ Наличие в разрезе эффузивных пород и их состав не зависят от состава осадочных отложений, так как обусловлены иными причинами. Мы выделяем типы разрезов по строению осадочных толщ. Поэтому, независимо от состава и мощности эффузивов в разрезе, относим его к тому типу, который характеризуется осадочными породами, содержащимися в этом разрезе.

² Номера стратиграфических разрезов живетско-франских отложений соответствуют номерам на фиг. 9 и 11—16.



Фиг. 9. Карта литологических комплексов живетско-франкских отложений (составил В. С. Буртман в 1960 г.)

1—4— литологические комплексы: 1— аккапчигайский, 2— таялмышский, 3— алабукинский, 4— бозбутауский; 5— терригенные отложения в Северном Тянь-Шане; 6— область денудации. Местоположение стратиграфических разрезов: 7— полных, 8— неполных.
 I—I—Таласо-Ферганский разлом; II—II—Главная структурная линия Тянь-Шаня, по В. А. Николаеву. Буквы и цифры объяснены в тексте

В Чаткальском секторе Срединного Тянь-Шаня область распространения разрезов таялмышского типа занимает часть территории Угамского, Пскемского и Сандалашского хребтов, южного склона Таласского Алатау и Майдантальский хребет. Недалеко от Таласо-Ферганского разлома, в бассейне Каракаσμαка (35), на восточном склоне Сандалашского хребта на кембро-ордовикские отложения несогласно налегают:

	Мощность, м
1. Брекчия осадочная с обломками кремней, филлитовых сланцев, песчаников и алевролитов	1
2. Песчаники кварцитовидные, мелкозернистые, серого и бурого цвета, со струйками гальки и гравия	230
3. Песчаники кварцитовидные, серого и розовато-серого цвета с редкими линзами сургучно-красных песчаников	440

На песчаниках залегают известняки с фауной, переходной от фаменского яруса к турне, так что верхняя часть толщи песчаников относится уже к фаменскому ярусу.

В бассейне р. Майдантал (33) на нижнепалеозойских отложениях с разрывом залегают трехметровый слой мелкогалечного конгломерата, содержащего угловатую гальку кремней, песчаников и сланцев. Вверх конгломерат с постепенным переходом сменяется кварцитовидными мелко- и среднезернистыми песчаниками серого, розовато-серого и малинового цвета, мощностью до 400 м. В пачке, непосредственно налегающей на кварцитовидные песчаники и представляющей собой чередование песчаников с известняками, у Майдантальского перевала (32) Х. Х. Урмановым собрана фауна фаменского яруса: *Cyrtospirifer archiaci* Murch., *C. brodi* Wen., *C. calcaratus* Sow., *Theodossia katavensis* Nal.

На южном склоне Пскемского хребта, в долине Ачикташа (36) на нижнепалеозойских породах залегают 950-метровая толща мелкозернистых кварцитовидных полимиктовых и кварцевых олигомиктовых песчаников. В более западной части Пскемского хребта А. С. Аделунгом описаны разрезы, образованные существенно кварцевыми песчаниками, в междуречье Коруч-Кургана и Испарасая (40) и в верховьях р. Коксу (39). Мощность первого из них 600 м, второго — 450 м. В бассейне нижнего течения р. Коксу, в 300 м от кровли песчаников, обнаружены остатки рыбы *Botriolepis* sp., встречающейся в породах франского яруса (Аделунг, 1940). В верховьях Бодакская (38) известен разрез таялмышского типа, мощностью 200 м; по р. Теперсай на южном склоне Угамского хребта (37) видимая мощность кварцитовидных песчаников составляет 700 м.

В Нарынском секторе область распространения таялмышского литологического комплекса охватывает часть гор Кокиримтау и Кавактау. В долине Кенинбея (41) в непосредственной близости от Таласо-Ферганского разлома разрез этих отложений следующий:

	Мощность, м
1. Конгломерат среднегалечный с галькой кварца и кремней. Видимая мощность	2
2. Песчаники кварцевые, мелкозернистые и среднезернистые, серого и светло-серого цвета, содержат два полуметровых прослоя конгломерата с галькой кварца и кремней	363
3. Песчаники существенно кварцевые, крупнозернистые, серовато-бурого цвета, с редкой рассеянной галькой кварца	65
4. Песчаники существенно кварцевые, преимущественно мелкозернистые, серого цвета	232
5. Песчаники полевошпатово-кварцевые, светло-, буровато- и желтовато-серые, частью кварцитовидные	230

Выше залегают отложения с фауной фаменского яруса. Приведенный разрез можно рассматривать как переходный от таялмышского к аккапчигайскому литологическому комплексу.

Разрез таялмышского типа, мощностью более 1000 м, описан Е. И. Зубцовым и Е. И. Зубцовой (1956) в долине р. Казыка (42) на южном склоне гор Кокиримтау. На живетско-франские отложения здесь согласно налегают известняки с фауной фаменского яруса. Восточнее мощный (1,5—2 км) разрез живетского и франского ярусов, сложенный светлыми существенно кварцевыми песчаниками, известен на южном склоне гор Кавактау (44).

Аккапчигайский литологический комплекс

Для аккапчигайского литологического комплекса типичен описанный автором разрез (10), в долине р. Аккапчигай на южном склоне Пскемского хребта. Девонские отложения залегают здесь трансгрессивно на породах кембро-ордовикского возраста, образуя синклиналию складку. Разрез живетско-франских отложений на южном крыле этой синклиналии имеет следующее строение.

I. Толща зеленых конгломератов и песчаников

	Мощность, м
1. Конгломераты средне- и мелкогалечные, зеленого цвета	160
2. Конгломераты среднегалечные, фиолетово-зеленого и фиолетово-красного цвета	110
3. Конгломераты среднегалечные, зеленого цвета	40
4. Конгломераты средне- и мелкогалечные, зеленого цвета	10
5. Песчаники мелко- и среднезернистые, зелено-серого цвета, с включениями гальки	20

Мощность толщи зеленых пород 340 м. Конгломераты содержат плохо окатанную гальку и нередко переходят в конгломератобречкию. В гальке преобладают зеленые мелкозернистые песчаники и серицитово-кварцевые сланцы, присутствует кварц, в нижней части толщи встречены обломки эффузивов. Цементируется конгломерат мелкообломочным материалом, скрепленным железисто-карбонатным цементом. Насыщенность породы обломочным материалом достигает 90%. Зеленый цвет обломков придает всей породе зеленую окраску. Песчаники, присутствующие в верхней части толщи, состоят из зерен кварца (80%), полевых шпатов (15%) и кремнистых пород, скрепленных кремневым корродирующим цементом. На поверхности напластования песчаников встречены трещины усыхания.

II. Толща красноцветных песчаников и конгломератов

	Мощность, м
6. Конгломераты среднегалечные, красного цвета, состоят из гальки кремней и хлорит-серицито-кварцевых сланцев, скрепленной карбонатным сильно железистым и песчаным цементом. Среди конгломератов встречаются небольшой мощности (до 5 см) прослои коричнево-красных мелкозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников	15
7. Переслаивание алевролитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность слоев алевролита до 25 см, конгломерата — до 15 см. Окраска пород коричнево-красная. Алевролиты кварцевые, олигомиктовые, с кремневым железистым цементом. Кроме кварца, в обломочных зернах присутствуют полевые шпаты и микрозернистые кремнистые породы. Вблизи контакта с конгломератами алевролиты переходят в песчаники, содержащие мелкую гальку черных и красных кремней	45
8. Конгломераты зеленовато-серые, мелкогалечные, переходящие местами в гравелиты. В составе гальки — большое количество зеленых кремней. Цемент кремневый, слабожелезистый, алевритистый	55
9. Переслаивание песчаников и конгломератов. Мощность слоев тех и других пород 15—25 см, окраска серовато-красная. Песчаники в этой пачке средне- и крупнозернистые, алевритистые. Вблизи границы со слоями конгломератов в них появляются гравийные зерна и мелкая галька. Породы полимиктовые, состоят из зерен кремнистых пород (50—60%); кварца (30%), плагиоклазов, кислых эффузивов. Цемент песчаников карбонатно-кремневый, выполняет поры. Гидроокислы железа присутствуют в цементе, в обломках кремнистых пород и образуют оболочки вокруг большинства обломочных зерен. Конгломераты мелкогалечные, сильно песчаные, с карбонатным цементом. Они содержат гальку алевритистых известняков, известняковитых алевролитов, кремней и кварца	35

10. Песчаники средне- и мелкозернистые, полевошпатово-кварцевые, с характерным пятнистым распределением в породе красной окраски 30
11. Песчаники мелкозернистые, с прослоями средне- и мелкогалечных конгломератов. Песчаники тонко-слоистые, серого цвета, состоят из зерен кварца (60—70%) и кремней, скрепленных кремневым, глинистым и местами известковистым цементом. Конгломераты красновато- и буровато-серого цвета, песчаные. В гальке преобладают разноцветные кремни (красные, зеленые, черные), в песчаных зернах — кварц (до 90%), кремни, полевые шпаты. Цемент карбонатный, составляет до 25% объема породы. Гидроокислы железа распределены неравномерно — пятнами 60
12. Песчаники мелкозернистые, сильноалевритистые, коричнево-серого цвета, толстослоистые. В составе зерен: кварц (80%), кремнистые породы, злагноклазы. Цемент кремневый, глинистый. Гидроокислы железа обильны как в цементе, так и в обломках кремнистых пород, а также образуют оболочки вокруг обломочных зерен 50
- Общая мощность толщи красноцветных песчаников и конгломератов 290 м.

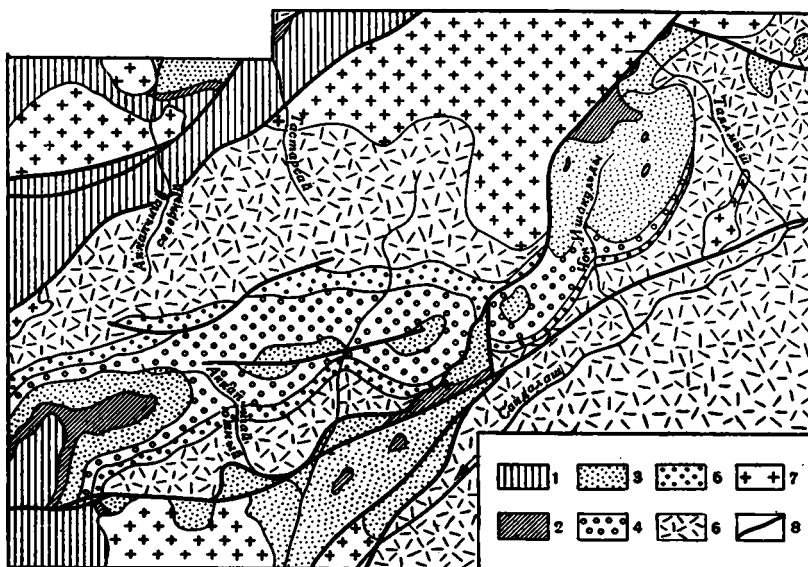
III. Толща светлых кварцитовидных песчаников

13. Песчаники крупнозернистые, пудинговые, розовато-серого цвета, кварцитовидные, с прослоями мелкогалечного конгломерата. В песчаных зернах преобладает кварц (70%), в значительном количестве содержатся кремни, встречаются зерна порфиритов. Цемент кремневый, на отдельных участках — с пятнами карбоната. Мелкая галька и гравийные зерна состоят в основном из кремней 20
14. Песчаники крупно- и среднезернистые, полимиктовые, существенно кварцевые, с кварцитовидные, буровато-серого цвета. Участки, сложенные исключительно регенерированными обломочными зернами, чередуются в породе с участками, в которых присутствует карбонатный цемент. К участкам карбонатного цемента приурочены гидроокислы железа 80
15. Песчаники средне- и мелкозернистые, полимиктовые, существенно кварцевые, кварцитовидные, буровато-серого цвета 270
16. Песчаники мелкозернистые, с короткими линзами гравелистого песчаника. Породы существенно кварцевые, кварцитовидные, буровато-серого цвета 330
- Общая мощность разреза по р. Аккапчигай-южный 1230 м. Выше согласно залегают известняки с фаменской и этренской фауной.

Переход между аккапчигайским и таялмышским литологическими комплексами постепенный. Его можно увидеть, двигаясь от р. Аккапчигай-южный вдоль правого борта долины Сандалаша вверх по течению (фиг. 10). Мощность грубообломочных отложений постепенно сокращается: по р. Чон-Ишак-Ульды (фиг. 9, 11), притоку Сандалаша, мощность толщи зеленых конгломератов и песчаников составляет уже лишь 25—30 м, толщи красноцветных песчаников и конгломератов — несколько более 100 м. В ледниковых цирках на правом борту долины Таялмышша можно наблюдать дальнейшее уменьшение мощности грубообломочных пород до нескольких метров. При этом мощность лежащих выше кварцитовидных песчаников остается прежней. Аналогичные изменения наблюдаются и к северу от р. Аккапчигай-южный; в верховьях р. Шавурсай (9) и в соседней к западу долине р. Тастарсай (8) мощность грубообломочных пород не превышает 200 м. Переход от аккапчигайского разреза к таялмышскому происходит путем выклинивания нижних горизонтов, и можно полагать, что в разрезе таялмышского типа живецкие отложения отсутствуют. Переходы между другими литологическими комплексами происходят главным образом за счет замещения по простиранию одних пород другими.

Аккапчигайский литологический комплекс на рассматриваемой территории имеет две области развития — северную и южную, расположенные соответственно к северо-западу и юго-востоку от области распространения таялмышского комплекса.

Северная область развития аккапчигайского литологического комплекса (фиг. 9, А) в Чаткальском секторе охватывает часть северного



Фиг. 10. Схема распространения девонских отложений в северо-восточной части Пскемского хребта (составил В. С. Буртман в 1956 г.)

- 1 — нижнекаменноугольные отложения; 2 — фаменские отложения; 3—5 — франские и живетские отложения: 3 — толща светлых кварцитовидных песчаников, 4 — толща красноцветных песчаников и конгломератов, 5 — толща зеленых конгломератов и песчаников; 6 — нижнепалеозойские отложения; 7 — варисские интрузии; 8 — разрывы

склона Угамского хребта, горы Каракус и распространяется на север, в хребет Боролдай. На северном склоне Угамского хребта в верховьях р. Сайрам (5а), в основании видимого разреза находится пачка чередующихся песчаников и конгломератов, мощностью 80 м. Выше залегает 800-метровая толща песчаников. В нижней части толщи песчаники среднезернистые, полимиктовые, тонкослоистые, розовато-серые, содержат прослой аргиллитов. Выше — песчаники кварцитовидные, зеленовато- и розовато-серого цвета. На них налегают известняки фаменского яруса.

В юго-восточной части хребта Боролдай, в горах Кулантау (4), живетско-франские отложения трансгрессивно налегают на верхнеордовикские породы. В основании разреза залегают красно-бурые крупнозернистые полимиктовые песчаники (до 100 м), содержащие линзы конгломератов. Вверх по разрезу крупнозернистые песчаники замещаются среднезернистыми, состоящими на 50% из зерен кварца, а затем — мелкозернистыми, существенно кварцевыми песчаниками. Мощность разреза около 700 м. Северо-западнее, в бассейне р. Каиршақты (3) разрез живетско-франских отложений имеет большое сходство с типовым разрезом по р. Аккапчиғай. На верхнеордовикских породах здесь несогласно залегают:

	Мощность, м
1. Песчаники крупнозернистые и среднезернистые, полимиктовые, зеленовато-серые, содержащие прослой и линзы гравелитов и конгломератов, а также рассеянную гальку	200—1000
2. Песчаники крупнозернистые, полимиктовые, красноцветные, с линзами конгломератов мощностью до 2 м.	60—200
3. Песчаники кварцевые, розовато-серые, красно-бурые и зеленовато-серые	650
4. Алевролиты красно-бурого и зеленовато-серого цвета	180
На алевролиты налегают известняки с фауной фаменского яруса.	

В северо-западной части хребта Боролдай, в долине одноименной реки (2), рассматриваемые отложения имеют следующее строение:

1. Конгломераты и песчаники красноцветные, залегают несогласно на ордовикских отложениях	250
2. Песчаники полимиктовые, среднезернистые, розовато-серого цвета, с прослоями крупнозернистых песчаников в нижней части пачки	350
3. Алевролиты кварцевые, красно-бурые, с прослоями песчаников	300
4. Песчаники разнозернистые, частью косослоистые, розового и малинового цвета. В песчаных зернах преобладает кварц (50—60%)	250
5. Алевролиты и аргиллиты красно-бурого и зеленовато-серого цвета	230

В Центральном Каратау в верхней части разреза рассматриваемых отложений были найдены брюшные створки раковины *Cyrtospirifer*, напоминающие, по определению А. И. Золкиной, *Cyrtospirifer subanosofi* Rzon, который известен во франских отложениях Кузбасса. В северо-западной части Каратау в толще алевролитов Н. Л. Бубличенко найдена пеллеципода из рода *Leptodesma*, также указывающая на верхнедевонский возраст. В Центральном Каратау в основании лежащих ниже песчаников М. С. Потаповой собрана псилофитовая флора, просмотренная М. Ф. Нейбург. Вследствие плохой сохранности флора не была определена точно, но по общему облику она, видимо, среднедевонская. В северо-западном Каратау в этих песчаниках Г. И. Макарычевым найден слепок внутренней полости каламита, позволивший отнести эти песчаники к франскому ярусу (Бронгулеев, 1961).

В Нарынском секторе Срединного Тянь-Шаня северная область распространения отложений аккапчигайского типа расположена на территории хребта Тахталык и западной части гор Кокиримтау. Эти отложения у перевала Кенинбель (7) вблизи Таласо-Ферганского разлома описаны Е. И. Зубцовым (1956). На верхнеордовикских породах здесь залегают:

1. Конгломераты мелко-, средне- и крупногалечные, буровато-серые, с редкими прослоями крупнозернистых песчаников. В составе гальки — кварциты, граниты, различные сланцы и эффузивные породы	220
2. Песчаники крупнозернистые, содержащие рассеянную гальку кварца и кремней и прослой конгломератов. Окраска песчаников буровато-серая, светлая	192
3. Песчаники существенно кварцевые, кварцитовидные, палевого цвета. В нижней части пачки песчаники крупнозернистые и содержат прослой конгломератов, сверху — мелко- и среднезернистые, с рассеянной мелкой галькой кремней	295
4. Песчаники мелкозернистые, существенно кварцевые, кварцитовидные, содержащие редкие прослой известковистых алевролитов	30

Выше лежат известняки с фауной фаменского яруса.

К северо-западу мощность живетско-франских отложений увеличивается и на левобережье р. Капкаташ (6) достигает 1300—1500 м. Нижняя половина этого разреза образована конгломератами, выше залегают песчаники. В долине Байдамтала (7а) в горах Кокиримтау, согласно К. Сагындыкову (1961), живетско-франские отложения имеют следующее строение. В нижней части разреза залегают коричневато-серые, светло-серые и грязно-зеленые кварцевые крупнозернистые и гравелистые песчаники. Выше они сменяются толщей зеленовато-серых и темно-серых грубозернистых песчаников и гравелитов, содержащих рассеянную гальку, а также горизонты конгломератов мощностью до 10 м. В гальке содержатся кварциты, кварц, алевролиты. Верхнюю часть разреза в долине Байдамтала образуют розовые и коричневато-бурые песчаники и конгломераты с галькой цветных кремней. Видимая мощность разреза более 1000 м.

Граница между областью распространения таялмышского литологического комплекса и северной областью развития отложений аккапчи-

гайского типа (фиг. 9, III) в Чаткальском секторе устанавливается на территории Угамского хребта. В Нарынском секторе она отходит от Таласо-Ферганского разлома в верховьях р. Кенинбель, протягиваясь в северо-восточном направлении — в горы Кокиримтау.

Южная область распространения аккапчигайского литологического комплекса (фиг. 9, В) в Чаткальском секторе находится на территории Пскемского, Сандалашского и Чаткальского хребтов, заходя на южный склон Таласского Алатау и в хребет Атойнокский. Разрезы, приведенные выше, при общей характеристике аккапчигайского комплекса, находятся в северо-восточной части Пскемского хребта. К востоку от них, в верхнем течении Чаткала, у перевала Кокуйбель (12), живетско-франские отложения имеют строение, переходное от аккапчигайского к таялмышскому комплексу. На вулканогенных породах нижнего-среднего девона здесь с разрывом залегают гравелиты с зернами, состоящими из туфолов, порфиритов и песчаников (35 м). Выше расположена толща песчаников мощностью 500 м. Песчаники мелко- и среднезернистые, кварцевые олигомиктовые, кварцитовидные, светло-розового и буровато-серого цвета, частью косослоистые, с рассеянной галькой кремней в верхней половине пачки. Венчает разрез пачка чередующихся мелкозернистых светлых кварцевых песчаников и алевролитов, мощностью 90 м, которые согласно перекрываются известняками с фауной фаменского яруса и этренских слоев.

Далее к юго-востоку отложения аккапчигайского типа прослеживаются в Атойнокский хребет. Здесь, в долине р. Окум (14), наблюдается следующий разрез:

	Мощность, м
1. Переслаивание красноцветных, преимущественно мелкогалечных конгломератов с разнозернистыми полимиктовыми песчаниками. Породы частью туфогенные. Видимая мощность	500
2. Песчаники кварцевые олигомиктовые, кварцитовидные, розового цвета и зеленовато-серые, в нижней части пачки чередующиеся с известковистыми аргиллитами	400
Выше залегают известняки с фауной фаменского яруса.	

В Сандалашском хребте отложения аккапчигайского типа можно наблюдать в юго-западной части хребта. В основании видимого разреза в долине Кумбельташа (15) залегают бордовые мелкогалечные конгломераты, гравелиты и аргиллиты, чередующиеся с розовато-серыми среднезернистыми кварцитовидными песчаниками. Мощность этой пачки 140 м. Выше лежат кварцитовидные песчаники светло-серого, зеленовато-серого, розовато-серого, бордового и малинового цвета — 239 м. На них согласно налегают породы фаменского яруса. Несколько южнее, по р. Курусай (18), описан полный разрез рассматриваемых отложений, характеризующийся небольшой мощностью грубообломочных пород. На верхнеордовикских породах несогласно лежат мелкогалечные темно-малиновые и темно-серые конгломераты — 25 м. Выше расположены мелкозернистые кварцитовидные песчаники светло-серого, светло-коричневого и зеленовато-серого цвета, содержащие в средней части прослойки алевролитов и углисто-глинистых сланцев — 467 м. На них налегают известняки с фауной фаменского яруса.

На южном склоне Пскемского хребта (17) нижнюю часть разреза живетско-франских отложений слагают мелкогалечные конгломераты и гравелиты, мощностью 125 м. Выше залегают буровато-розовые, розовато-серые и серые мелкозернистые полимиктовые и кварцевые кварцитовидные песчаники. Полная мощность разреза 400 м. В Чаткальском хребте область распространения аккапчигайского комплекса расположена на территории северо-восточной части хребта, охватывая его се-

верный склон и приводораздельный район. В западной части этого участка, в долине Канышкисяя (20), на силурийских породах залегают:

	Мощность, м
1. Конгломераты разногальчатые и гравелиты буровато-красного, серовато-бурого и зеленовато-серого цвета	300
2. Чередующиеся полимиктовые песчаники, гравелиты и мелкогальчатые конгломераты бурого, красно-коричневого, серого и зеленовато-серого цвета	400—450
3. Аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников. Цвет отложений серый, серовато-зеленый и сиреневый	300
4. Чередующиеся конгломераты, гравелиты и песчаники, окрашенные в красный, розовый, серый и зеленовато-серый цвет	250
5. Песчаники мелкозернистые, с прослоями алевролитов. Окраска розовая, малиновая и красная	500

На песчаниках согласно залегают известняки фаменского яруса.

Восточнее, в долине Чанача-северного (19), на нижнепалеозойские отложения налегает мощная (323 м) пачка разногальчатых полимиктовых коричнево-серых конгломератов. Вверх по разрезу конгломераты сменяются чередующимися песчаниками (главным образом, мелкозернистыми) и алевролитами. Окраска пород светло-коричневая и коричневая, мощность верхней пачки — 358 м. Выше лежат известняки с фаменской фауной.

В Нарынском секторе южная область распространения отложений аккапчигайского типа охватывает территорию хребтов Чаарташ и Акшайряк, частично восточный склон Ферганского хребта и заходит в хребты Молдотау и Джаман-Даван. В западной части хребта Акшайряк, по данным А. А. Луйка, в долинах рек Ачикбакаы (25) и Зындансай (26) в основании видимого разреза обнажаются конгломераты. В нижней части они крупногальчатые, с валунами, выше — размер гальки уменьшается и появляются грубозернистые песчаники. Мощность толщи конгломератов превышает 1000 м. На ней залегают 500-метровая толща кварц-полевошпатовых песчаников, в верхней части разреза имеющих мелкозернистую структуру. Западнее, в верховьях р. Курттерека (24) и в хребте Чаарташ (23), А. А. Луйком наблюдались неполные разрезы живетско-франских отложений, представленных чередованием конгломератов и песчаников бордового и зеленого цветов.

На восточном склоне Ферганского хребта, к югу от хребта Чаарташ, имеются лишь два выхода пород рассматриваемого возраста — по рекам Босого и Четынды (27, 28). Они были описаны автором. Отложения имеют небольшую видимую мощность и на р. Босого представлены буровато-серыми мелкозернистыми песчаниками, содержащими в рассеянном виде или в виде гнезд гравийные зерна кремней. В бассейне среднего течения р. Четынды, по ее правым притокам выходят буровато-серые массивные кварцевые кварцитовидные песчаники видимой мощностью 65 м. В долине левого притока р. Четынды обнажаются более низкие горизонты живетско-франских отложений, представленные красноцветными грубозернистыми песчаниками.

В хребте Джаман-Даван отложения живетского и франского ярусов выходят на поверхность на его северном склоне. На склоне горы Тюекуйрук (30) обнажается толща, состоящая из туфо-конгломератов и туфо-брекчий кварцевых порфиров и порфиритов, гравелитов и песчаников, окрашенных в зеленый и бурый цвета, видимой мощностью 270 м. Выше согласно лежат красноцветные песчаники. На р. Турасу (31), по данным А. А. Луйка, видимая мощность песчаников достигает 550 м. На них залегают известняки, относимые к фаменскому ярусу. Полоса выходов живетских и франских отложений (29) прослеживается несколько западнее, в северных предгорьях хребта Джаман-Даван. С юга

эти отложения срезаны разломом, а на севере уходят под покров кайнозойских образований. Разрез сложен кварцевыми и аркозовыми песчаниками, грубозернистыми в нижней части и мелкозернистыми в верхней. Окраска их светлая розовато-серая, видимая мощность около 400 м.

Граница между южной областью распространения аккапчигайского литологического комплекса и областью развития таялмышского комплекса (фиг. 9, IV) в Чаткальском секторе проходит от перевала Кокуйбель, где описан разрез промежуточного характера (12), вначале в западном направлении в пределы Сандалашского хребта. Западнее р. Каракасмак направление границы меняется на северо-западное, и она почти параллельно Таласо-Ферганскому разлому протягивается в верховья Сандалаша и далее, пересекая водораздел Пскемского хребта, в бассейн р. Шавурсай. Затем простираение границы резко изменяется на южное, и она вновь переходит на южный склон Пскемского хребта, огибая выходы живетско-франских отложений в долине Ачикташа (36). Эта граница протягивается на юго-запад к истокам р. Каратюбе и уходит за пределы рассматриваемой территории. В Нарынском секторе прослеживаемая граница проходит по Тогузторауской котловине — между хребтами Чаарташ и Акшийряк, с одной стороны, и горами Кокиримтау и Кавактау — с другой.

Алабукинский литологический комплекс

Типовые разрезы алабукинского комплекса расположены в среднем течении р. Алабука (58) на южном склоне Чаткальского хребта. На нижнепалеозойских отложениях здесь залегают:

	Мощность, м
1. Чередующиеся туфогенные конгломераты и гравелиты лилово-бордового цвета	50
2. Чередующиеся красноцветные песчаники и гравелиты, среди которых встречаются прослой известняков	100
3. Чередующиеся серые и розовые известняки и среднезернистые красноцветные песчаники	130
4. Чередующиеся пестроцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты (частью заглипсованные) и известняки	70
5. Чередующиеся серые известняки, малиновые мелкозернистые песчаники и алевролиты. В нижней части пачки найден <i>Stringocephalus burtini</i> Defg., указывающий на живетский возраст вмещающих отложений	100
На пачке с живетской фауной, несколько выше по течению р. Алабука, согласно залегают:	
6. Переслаивающиеся малиновые песчаники, алевролиты и известняки	106
7. Алевролиты красные, серые и зеленовато-серые, содержащие прослой мелкозернистых песчаников, мергелей и известняков	34
8. Чередующиеся среднезернистые, розовато-серые песчаники, зеленовато-серые и серые алевролиты и известняки, содержащие <i>Productella subaculeata</i> Murch.	80
9. Песчаники разнозернистые малинового цвета	75
Выше лежат известняки фаменского яруса. Суммарная мощность живетско-франских отложений в среднем течении р. Алабука	около 750

В Чаткальском секторе область развития алабукинского литологического комплекса (фиг. 9, Г) располагается к югу от южной области распространения отложений аккапчигайского типа — на территории Чаткальского и Атойнокского хребтов.

В Нарынском секторе непосредственно к югу от области развития аккапчигайского комплекса живетско-франские отложения перекрыты более молодыми образованиями и на дневную поверхность не выходят.

Вблизи Таласо-Ферганского разлома неполный разрез алабукинского комплекса (47) описан на водораздельной гряде между р. Атойнок с правыми притоками р. Коль:

	Мощность, м
1. Известняки светло-серые в нижней части разреза и темно-серые вверху, с горизонтом гипса в кровле пачки. Видимая мощность	около 150
2. Чередующиеся желтовато-серые песчаники, глинистые тонкослоистые известняки и зеленые и фиолетовые песчаные аргиллиты. Породы интенсивно загипсованы	70—80
3. Песчаники существенно кварцевые, с карбонатным цементом, темно-красные и бордовые, содержат прослои зеленовато-серых известковистых аргиллитов	60—70
4. Известняки серые и желтовато-серые, в верхней части пачки глинистые	примерно 75
5. Песчаники существенно кварцевые, розовые	около 50

Выше залегают глинистые известняки фаменского яруса с *Cyrtospirifer aquilinus* Rom.

На северном склоне того же водораздела в ущелье небольшого ручья, впадающего в р. Атойнок, в 1,5 км выше устья р. Коль, в основании видимого разреза наблюдался 40-метровый пласт гипсов. Выше следуют известняки, на которые налегает интенсивно загипсованная толща красноватых обломочных пород.

На южном склоне Чаткальского хребта, в среднем течении р. Афлатун (46), в основании видимого разреза живетско-франских отложений, описанного Н. В. Ивановым, залегают пачка чередующихся известняков, известковистых песчаников, кварцитовидных песчаников и алевролитов. Выше следуют:

	Мощность, м
1. Известняки тонкослоистые с <i>Emanuella</i> aff. <i>takwanensis</i> Kays.	65
2. Тонко переслаивающиеся известняки, известковистые песчаники и кварцитовидные песчаники серого и розового цвета	449
3. Песчаники кварцитовидные, розовые, серые и коричневые, содержащие прослои бордовых алевролитов и аргиллитов	около 500

Выше залегают известняки с фауной фаменского яруса.

В северном направлении происходит замещение карбонатно-терригенной группы пород кварцитовидными песчаниками, и в верховьях р. Афлатун разрез слагают:

	Мощность, м
1. Песчаники существенно кварцевые, кварцитовидные, содержащие несколько горизонтов известняков. Окраска песчаников фиолетовая, малиновая, коричневая, серая, видимая мощность	1300
2. Известняки серого цвета	40
3. Песчаники и алевролиты коричневого и зеленого цвета с прослоями известняков в верхней части пачки	35

Выше лежат известняки фаменского яруса.

Аналогична картина в бассейне р. Утур. Сравнение разрезов в его среднем течении (49) и в верховьях (48) показывает, что по направлению к водоразделу Чаткальского хребта удельный вес кварцитовидных песчаников в составе отложений увеличивается. Полоса выходов алабукинского литологического комплекса прослеживается в приводораздельной части Чаткальского хребта от верховьев р. Утура на юго-запад к истокам р. Итокаро (50). На этом последнем участке, по данным Н. В. Иванова, разрез слагают кварцитовидные и полимиктовые песчаники, видимой мощностью 1200—1300 м, содержащие прослои алевролитов. По-видимому, здесь следует проводить границу между областями распространения аккапчигайского и алабукинского комплексов.

Далее на запад выходы отложений алабукинского типа известны в бассейне р. Падшаата. Их разрез, описанный Н. В. Ивановым в долине Джалбакана (51), имеет следующее строение:

	Мощность, м
1. Чередующиеся известняки и полимиктовые кварцитовидные и известковистые песчаники видимой мощностью	300
2. Известняки с нижнефранской фауной <i>Theodossia schülkei</i> Kays. и др.	100
3. Чередующиеся известняки, кварцитовидные песчаники, алевролиты, известковистые песчаники и аргиллиты	825—875
4. Песчаники кварцитовидные мелкозернистые, с прослоями алевролитов	500—600

Выше залегают известняки фаменского яруса.

К западу от Падшааты область распространения алабукинского литологического комплекса расширяется, охватывая в пределах рассматриваемой территории бассейны рек Кассансай, Сумсар и Коксарек. На севере этого района, в приводораздельной части Чаткальского хребта, по Акбалтыргансаю (52) на силурийских отложениях трансгрессивно залегают мелко- и среднегалечные конгломераты, большей частью туфогенные, лилово-коричневые и лилово-серые, содержащие прослои песчаников. Мощность конгломератов 127 м. На них налегает пачка чередующихся мелко- и среднезернистых песчаников, красноцветных алевролитов и известняков — 173 м. Выше лежат известняки фаменского яруса с *Cyrtospirifer archiaci* Murch.

В верховьях р. Кассансая (55) в основании видимого разреза залегает пачка песчаников. Выше следуют известняки с *Emanuella* sp. (14 м), на которые налегает мощная (486 м) толща светлых мелко- и среднезернистых песчаников. В средней части этой толщи содержатся горизонты песчаных известняков. На песчаниках лежат известняки с обильной фауной фаменского яруса.

Западнее область развития алабукинского комплекса распространяется на северный склон Чаткальского хребта, где по р. Чон-Булак (53), правому притоку Терса, обнажаются:

	Мощность, м
1. Песчаники существенно кварцевые, мелкозернистые, зеленовато-серого и бордово-коричневого цвета, с прослоями конгломератов	153
2. Конгломераты бордово-коричневые, с галькой порфиритов и кремнистых пород. В верхней части пачки конгломераты сменяются пуддингами и содержат горизонты песчаников	300
3. Песчаники мелко- и среднезернистые, коричневого цвета	342
4. Чередующиеся известняки с темно-коричневыми и розовыми, мелкозернистыми, существенно кварцевыми песчаниками. В известняках содержатся <i>Emanuella</i> sp., <i>Stringocephalus burtini</i> Defr.	152
5. Песчаники существенно кварцевые, кварцитовидные, коричневые и розовые	247
6. Известняки видимой мощностью	10

Несколько южнее этого разреза, описанного Н. В. Ивановым, уже на южном склоне Чаткальского хребта, в верховьях Раватсая и Куюксая (54), можно наблюдать подошву разреза рассматриваемых отложений. На вулканогенные отложения нижнего-среднего девона, по данным А. С. Аделунга, несогласно налегают:

	Мощность, м
1. Конгломераты с плохо окатанной галькой и валунами	40
2. Песчаники малинового и буровато-серого цвета со знаками ряби	405
3. Известняки желтовато-бурые с криноидеями	20
4. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, красноцветные	100
5. Известняки темно-серые со <i>Stringocephalus burtini</i> Defr.	20
6. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, розовые с прослоями известняков. Видимая мощность	115

В средней части южного склона Чаткальского хребта живетские и франские отложения описаны в многочисленных разрезах и хорошо фаунистически охарактеризованы. На севере, по р. Арыкбулак (56), на эффузивах нижнего-среднего девона залегают туфогенные неравногалеchnые красноцветные конгломераты и гравелиты, чередующиеся с мелкозернистыми песчаниками, — 30 м. Выше грубообломочные породы исчезают и в разрезе чередуются красноцветные мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты, среди которых появляются редкие прослои известняков. Мощность этой пачки 60 м. Ее перекрывает 165-метровая пачка переслаивающихся известняков и песчаников, в основании которой залегают 26-метровый пласт известняка с *Emanuella takwanensis* Kays. Выше описанных пород лежат известняки с фауной фаменского яруса.

По р. Туюксу (57) в живетско-франских отложениях Л. И. Турбиным отмечены мощные пласты гипсов. Южнее, в междуречье Сумсара и Касанса, по рекам Доулбайсай и Катта-Аирмасай (59) на вулканогенных отложениях нижнего-среднего девона с размывом залегают:

	Мощность, м
1. Конгломераты туфогенные, мелкогалеchnые, лилово-бордового цвета, переходящие вверх в песчаники	23
2. Чередующиеся известняки и мелкозернистые, красноцветные песчаники	138
3. Известняки, частью глинистые, с брахиоподами живетского яруса <i>Stringocephalus burtini</i> Defr.	118
4. Чередующиеся известняки и песчаники	200
5. Известняки с франской фауной <i>Theodossia anossofi</i> Vern., <i>Productella subaculeata</i> Murch. и др.	50
6. Чередующиеся известняки и песчаники	70
Выше залегают известняки фаменского яруса с <i>Cyrtospirifer archiaci</i> Murch.	

Далее на юго-запад, в разрезе горы Чонкул (63), на вулканогенных нижнего-среднего девона с размывом лежат:

	Мощность, м
1. Конгломераты	50
2. Чередующиеся известняки и песчаники. В 150 м от кровли пачки найдена живетская фауна <i>Emanuella takwanensis transversa</i> Kays.	425
3. Известняки с франской фауной: <i>Theodossia anossofi</i> Vern., <i>Atrypa bifidaeformis</i> Tchern. и др.	170
4. Песчаники	около 100
Выше лежат известняки с фауной фаменского яруса.	

В бассейне верхнего течения р. Сумсар (60) на размытой поверхности отложений нижнего-среднего девона залегают пачка туфогенных красноцветных конгломератов и песчаников, мощностью 139 м. Выше следует пачка переслаивающихся мелкозернистых светло-малиновых песчаников с известняками — 250 м. В 50 м от ее кровли собраны *Theodossia schülkei* Kays., *Productella subaculeata* Murch., *Stropheodonta interstrealis* Phill. Венчает разрез 75-метровая пачка песчаников, на которых залегают известняки фаменского яруса. Ниже по течению Сумсара, у пос. Мончактепе (65), на порфиритах нижнего-среднего девона залегают:

	Мощность, м
1. Конгломераты с галькой порфиритов и песчаники бордово-серого цвета	160
2. Чередующиеся известняки и красноцветные песчаники	135
3. Песчаники среднезернистые бордового, зеленого и бурого цвета	115
4. Известняки с прослоями известковистых песчаников, содержащие в нижней части пачки <i>Stringocephalus burtini</i> Defr. и <i>Uncites gryphus</i> Schlot.	300
5. Песчаники среднезернистые бордовые и серые	более 200
Выше залегают известняки с <i>Cyrtospirifer cf. archiaci</i> Murch.	

Разрезы алабукинского типа описаны также в юго-восточных предгорьях Чаткальского хребта: между реками Сумсар и Кассансай (66) — З. П. Румянцевой и в устье р. Алабуки (64) — Л. И. Турбиным.

Граница между областями распространения алабукинского и аккап-чигайского литологических комплексов (фиг. 9, V) на западе — в Атойнокском хребте — прослеживается вдоль разрывного нарушения. Этот разрыв отходит от Таласо-Ферганского разлома в районе устья р. Коль, протягиваясь на запад в долину р. Иралги, и в ее верхнем течении подходит к Чаткала-Атойнокскому разлому¹. Далее эта граница проходит вдоль Чаткало-Атойнокского разлома в бассейн р. Окум, откуда следует вдоль отходящего от этого разлома разрывного нарушения вначале на северо-запад, а затем, в верховьях р. Карасу, круто поворачивает на юго-запад и прослеживается в юго-западном направлении вдоль приводораздельной части южного склона Чаткальского хребта в район нижнего течения р. Мынжилки. Западнее направление границы меняется на близкое к широтному, в верховьях р. Терека она переходит на северный склон Чаткальского хребта и продолжается, по-видимому, в бассейн р. Терс.

Бозбутауский литологический комплекс

На западном крыле Таласо-Ферганского разлома бозбутауский литологический комплекс развит непосредственно юго-восточнее алабукинского комплекса (фиг. 9, Д). В горах Бозбутау подошва живетско-франских отложений не обнажена. В основании видимого разреза залегает мощная толща эффузивных пород. На р. Карасу (71) в западной части гор Бозбутау эту толщу, мощностью 1000—1200 м, по данным Н. В. Иванова и Л. И. Турбина, слагают кварцевые порфиры, полево-шлатовые порфиры и фельзит-порфиры, содержащие прослои альбитофиринов, туфобрекчий и порфиринов. Выше по разрезу эффузивные породы переслаиваются с известняками и затем сменяются толщей известняков, содержащей в нижней части фауну: *Anatrypa kadzielniae* Gürich, *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *A. aspera* Schl., *Thamnopora reticulata* Blein. Мощность известняков по р. Кокъянгах (69) и на горе Шильбе (70) составляет 560—570 м. Выше согласно залегают известняки фаменского яруса.

Юго-западнее гор Бозбутау рассматриваемые отложения распространены в горах Туюташ (78). Отличие этого разреза — присутствие среди известняков горизонтов песчаников, что сближает его с разрезами южного склона Чаткальского хребта. На эффузивах, имеющих небольшую видимую мощность, здесь залегают:

	Мощность м
1. Известняки	247
2. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, коричневатого и розовато-серого цвета с прослоями известняков	47
3. Известняки с <i>Atrypa</i> ex gr. <i>reticularis</i> L.	69
4. Песчаники мелкозернистые серые и желтовато-серые	30
5. Известняки с горизонтами мелкозернистых песчаников в нижней части пачки	около 200

Восточнее гор Бозбутау кислые эффузивные породы в живетско-франских отложениях замещаются средними и основными. В горах Кочкартобе на водоразделе Нарына и Карасу-восточной, вблизи Таласо-

¹ Название «Чаткала-Атойнокский» предложено Н. В. Ивановым (1937). Д. П. Рев-чвой (1959) называет этот разлом Северо-Ферганским.

Ферганского разлома (67 и 68), можно наблюдать следующий разрез. На карбонатных отложениях нижнего-среднего девона с перерывом залегает мощная (1500 м) толща основных эффузивов и вулканических брекчий, в средней части которой содержатся прослои известняков с *Archaeosphaera minima devonica* Pojark. и др. На эффузивы налегает толща известняков и доломитов, мощностью 500—600 м, в нижней части которой найдены *Amphipora ramosa* Phill. Соотношение карбонатных и вулканогенных пород в разрезе рассматриваемых отложений сильно колеблется. В бассейне р. Каинды (73) на карбонатные породы нижнего-среднего девона трансгрессивно налегают:

	Мощность, м
1. Туфобрекчии и лавобрекчии с обломками подстилающих известняков	70—100
2. Спилиты, диабазовые порфиристы, миндалекаменные базальты, кварцевые долериты и пикритовые порфиристы с прослоями кварцевых порфиритов, альбитофиров, туфобрекчий, туфоконгломератов, лавобрекчий, туфов, гравелитов, глинистых сланцев и известняков. Мощность меняется . . .	100—350
3. Андезитовые порфиристы с прослоями диабазовых порфиритов, лавобрекчий и линзами известняков с <i>Actinostroma clathratum</i> Nich., <i>Amphipora rudis</i> Lic., <i>A. koivensis</i> Riab.	100—350
4. Известняки и доломиты с <i>Amphipora ramosa</i> Phill.	50—600
5. Спилиты, андезитовые порфиристы и туфобрекчии с прослоями известняков. В западном направлении основные породы замещаются кварцевыми порфиритами, а затем появляются фельзит-порфиры и альбитофиры . .	200—1000
Суммарная мощность разреза 1500—1700 м. В долине р. Боссоготаш (74) на этих отложениях трансгрессивно залегают нижнекаменноугольные породы.	

В горах Баубашата разрез почти целиком образован карбонатными породами. В бассейне Керей-западного, по данным Л. И. Турбина, нижнюю и среднюю часть разреза (81) живецкого яруса слагает 1,5-километровая толща серых известняков. Выше расположена пачка спилитов, диабазовых и андезитовых порфиритов, содержащих прослои известняков. В нижней части этой пачки, имеющей мощность 300—450 м, обнаружен *Stringocephalus burtini* Defr. Несколько восточнее, в разрезе по р. Аккурган (82), сложенном карбонатными породами, присутствуют и франские отложения. В верхней части этого разреза найдены *Septatournella cf. lebedevae* Pojark., известная в фаменских отложениях западных отрогов Тянь-Шаня, *Archaeosphaera minima crassa* Lip., *A. aff. magna* Sul.

На западном склоне хребта Кенкол, в долине р. Караужкур (83), на известняки эйфельского яруса налегают известняки с *Amphipora ramosa* Phill., мощностью около 100 м. Выше по разрезу следует толща основных эффузивов (350—400 м), на которой вновь залегают известняки с *Amphipora ramosa* Phill. и *Stringocephalus burtini* Defr., видимой мощностью 200—250 м. В нескольких километрах восточнее в правом борту долины р. Кумышу (84) эйфельские известняки перекрывает эффузивно-туфогенная толща, почти не содержащая горизонтов известняков. Видимая мощность этой толщи, описанной Т. А. Додоновой; более 1000 м. Здесь же, несколько севернее, в разрезе Керейской синклинали (75) мощность отложений, по данным того же исследователя, достигает 2500 м. В основании разреза залегают известняки видимой мощностью 300 м. Выше следует толща эффузивных пород 1,5-километровой мощности, затем опять пачка известняков мощностью около 700 м. На них трансгрессивно налегают нижнекаменноугольные породы.

На водоразделе хребта Кенкол у перевала Кумышбель (76) вблизи Таласо-Ферганского разлома рассматриваемые отложения, описанные Т. А. Додоновой, представлены известняками, имеющими 1000-метровую видимую мощность. В районе перевала Мончак (77) на известняках с эйфельской фауной согласно залегает толща спилитов, видимой мощ-

ностью около 1000 м. В верхней части этой толщи содержится 200-метровый горизонт известняков с *Amphipora ramosa* Phill. Южнее, по р. Куровезу (85), видимая мощность рассматриваемых отложений, по данным В. Н. Огнева и Т. А. Додоновой, равна 3500—4000 м. Большую часть разреза слагают основные эффузивы — диабазы, спилиты, авгитовые порфириты, среди которых находятся линзы известняка до 1000 м мощности и 50—100-метровые линзы кремней. В известняках содержится обильная фауна: *Amphipora ramosa* Phill. и др. Далее на юг рассматриваемые отложения, по данным Н. В. Иванова, распространены в горах Суганташ. В разрезе, описанном им на западной оконечности этих гор (87), известняки с *Amphipora ramosa* Phill. и *Favosites polymorphus cronigerus* Obg. согласно залегают на сланцевой толще эйфельского возраста. Верхнюю часть разреза, видимой мощностью в 1500—1800 м, слагают спилиты.

Определяя положение границы между областями распределения алабукинского и бозбутауского комплексов, необходимо отметить, что породы этих двух комплексов выходят на дневную поверхность на значительном удалении друг от друга. К северу от гор Бозбутау, вплоть до водораздела Атойнокского хребта, девонские породы в разрезе отсутствуют, непосредственно на силурийских залегают каменноугольные отложения. К северо-западу от Бозбутау между областями с разрезами алабукинского и бозбутауского типов расположена депрессия, выполненная мезокайнозойскими отложениями. Лишь к западу от Заркента выходы пород алабукинского и бозбутауского комплексов относительно сближены, и в горах Туяташ (78), как указывалось, можно видеть разрез переходного характера.

Юго-восточная граница распространения алабукинского литологического комплекса (фиг. 9, VI) проходит по Чаткало-Атойнокскому разлому. Этот разлом отходит от Таласо-Ферганского разлома в междуречье Атойнока и Устасая и протягивается по северному склону Атойнокского хребта в запад-северо-западном направлении к оз. Коль и далее, через перевал Аирбель, в верховья р. Окум. В бассейне Окума происходит его расщепление на несколько разрывных нарушений. Основная ветвь поворачивает на 50° и уходит на юго-запад южнее перевала Окум к оз. Карасу и далее к южной оконечности оз. Сарычелек. От оз. Сарычелек граница распространения алабукинского литологического комплекса, сохраняя в целом юго-западное простирание, протягивается под покровом мезокайнозойских отложений к горам Туяташ. К востоку от Таласо-Ферганского разлома карбонатные породы образуют разрез живетско-франских отложений в Джангджирской структурно-фациальной зоне (Довжиков, 1956; Волкова, 1961), непосредственно к югу от Нарынского сектора.

Живетско-франский возраст рассмотренных литологических комплексов обосновывается следующими данными. В бозбутауском комплексе фауна живетского яруса найдена во многих районах (разрезы на фиг. 9, 70, 73, 74, 77, 79, 81—83). Верхнедевонская фауна собрана в верхней части разрезов комплекса в горах Бозбутау (70) и в хребте Баубашата (82). В алабукинском комплексе фауна живетского яруса — главным образом *Stringocephalus burtini* Defr., *Emanuella takwanensis* Kays. и др. известны в разрезах 56, 58, 59, 62, 63, 65. Во многих разрезах — 58—60, 63, 66 и др. собрана фауна франского яруса: *Theodossia schülkei* Kays., *T. anossofi* Vern., *Cyrtospirifer murchisonianus* Kop. и др. Верхняя граница франского яруса в большинстве разрезов отчетливо выявляется по появлению *Cyrtospirifer archiaci* Murch. и других фаменских брахиопод.

Возраст аккапчидайского и таялмышского комплексов устанавливается по стратиграфическому положению — согласному залеганию на этих отложениях пород с нижнефаменской фауной, по франской фауне *Botrio-*

lepis sp., найденной в существенно кварцевых песчаниках в Пскемском хребте и по флоре и фауне в хребте Каратау. Верхняя граница франского яруса в большинстве разрезов четко устанавливается по смене обломочных пород известняками, содержащими фауну фаменского яруса. Нижний контакт живетско-франских отложений в пределах Срединного Тянь-Шаня имеет трансгрессивный характер и не является синхронным в разных разрезах.

Фаменский ярус

Соотношение фаменских отложений с породами франского яруса согласное. На рассматриваемой территории Срединного и Южного Тянь-Шаня среди фаменских отложений можно выделить три литологических комплекса. Один из них слагает карбонатно-терригенная группа пород, другой — группа глинистых и песчаных известняков, третий — известняки и доломиты, не содержащие терригенного материала¹. Карбонатно-терригенные отложения как в Чаткальском, так и в Нарынском секторах имеют две области распространения — северную и южную. В направлении с северо-запада на юго-восток Таласо-Ферганский разлом последовательно пересекает (фиг. 17):

- А. Северную область развития карбонатно-терригенных отложений.
- Б. Область развития глинистых и песчаных известняков.
- В. Южную область развития карбонатно-терригенных отложений.
- Г. Область развития известняков и доломитов.

Северная область развития карбонатно-терригенных отложений (фиг. 17, А)

В Чаткальском секторе эта область охватывает часть территории хребта Боролдай и Угамское хребта. В хребте Боролдай в верховьях р. Каиршақты разрез (1)² фаменского яруса имеет следующее строение.

Мощность, м

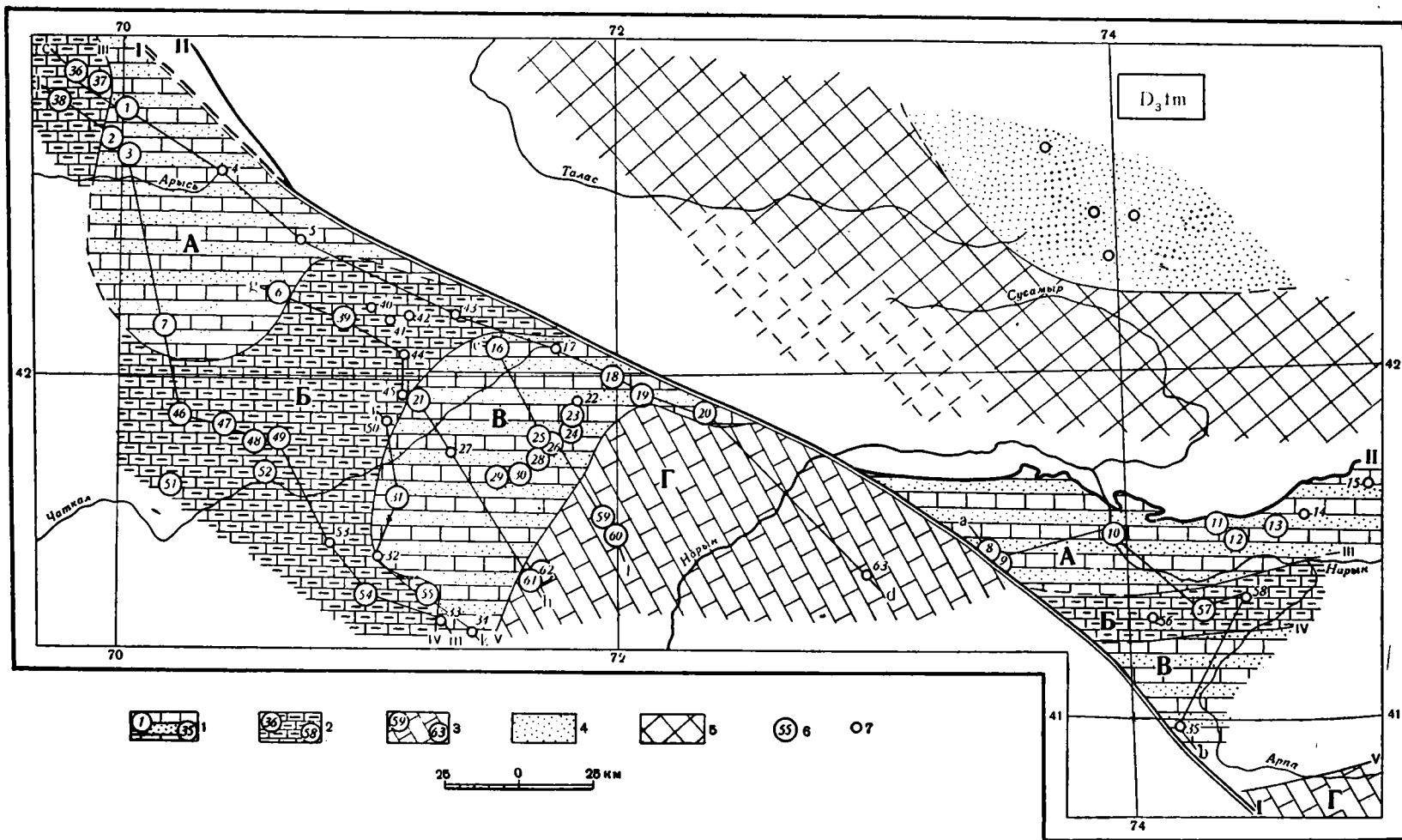
- | | |
|---|-----------|
| 1. Известняки алевритистые и песчаные серого цвета, комковатые, с прослоями псевдоолитовых, водорослевых и органогенно-обломочных известняков, содержат <i>Samarotoechia</i> cf. <i>turanica</i> Rom. и др. | около 65 |
| 2. Алевролиты зеленовато-серого и буровато-серого цвета, чередующиеся с органогенно-обломочными известняками | 25 |
| 3. Известняки алевритистые, темно-серые, с редкими прослоями зеленовато-серых полимиктовых песчаников | более 200 |

В бассейне Караунгура (2) в разрезе фаменского яруса преобладают алевритистые органогенно-обломочные известняки, содержащие прослойки аргиллитов и глинистых известняков и имеющие мощность 800 м. В районе устья р. Каиршақты (3) мощность этих отложений достигает 900 м. В горах Кулантау (4) фаменский ярус представлен чередующимися темно-серыми комковатыми известняками, зеленовато-серыми алевролитами и глинистыми сланцами видимой мощностью примерно 300 м (Арсовски, 1957).

В горах Джебаглы (5), по данным В. А. Николаева (1954), нижнюю часть разреза фаменского яруса слагают известняково-песчаные сланцы мощностью 100 м. Выше лежит мощная толща глинистых и песчаных известняков и мергелей, в которой содержатся *Samarotoechia turanica* Rom., *S. deprati* Mansuy, *S. livonica* Buch., *Cyrtospirifer aquilinus* Rom., *S. murchisonianus* Kop. и др. В Угамском хребте у перевала

¹ Литологические комплексы в фаменских отложениях образованы каждый одной группой пород, что позволяет избежать присвоения этим комплексам собственных названий.

² Номера стратиграфических разрезов фаменских отложений соответствуют номерам на фиг. 11—17.



Фиг. 17. Карта литологических комплексов фамениских отложений (составил В. С. Буртман в 1960 г.)

1 — карбонатно-терригенная группа пород; 2 — глинистые и песчаные известняки; 3 — известняки и доломиты; 4 — терригенные отложения в Северном Тянь-Шане; 5 — область денудации. Местоположение стратиграфических разрезов: 6 — полных, 7 — неполных

I — I — Таласо-Ферганский разлом; II — II — Главная структурная линия Тянь-Шаня, по В. А. Николаеву. Буквы и цифры объяснены в тексте

Кыз-Улды (6) в основании фаменского разреза залегает пачка чередующихся известняков, известковистых алевролитов и кварцевых известковистых мелкозернистых песчаников (50 м), на которой лежат черные и геммо-серые битуминозные известняки с *Cyrtospirifer brodi* Wen., *Camarotoechia deprati* Mans., *C. turanica* Rom.—270—300 м. Выше залегают известняки турне. Западнее, по р. Донгузтау (7), разрез фаменского яруса слагают темно-серые и черные известняки, среди которых встречены прослой красно-бурых мелкозернистых песчаников. Фауна, собранная по всему разрезу, представлена фаменскими формами: *Cyrtospirifer romanowskii* Nal., *C. brodi* Wen., *Camarotoechia turanica* Rom. и др. Мощность отложений 740 м.

В Нарынском секторе северная область распространения карбонатно-терригенных отложений занимает часть территории хребта Тахталык, горы Кокиримтау и Кавактау. В хребте Тахталык по р. Кенинбелю (8) разрез фаменских отложений начинается темно-серыми известняками (50 м), выше залегают переслаивающиеся известняки и зеленовато-серые известковистые аргиллиты (300 м), среди которых встречены прослой алевролитов. В известняках содержатся *Cyrtospirifer* cf. *archiaci* Murch., *C. aff. brodi* Wen., *C. aff. aquilinus* Rom. Выше расположены известняки турне. Восточнее, на меридиональном участке долины Нарына (10), отложения фаменского яруса имеют аналогичный состав и мощность 450—500 м. Далее на восток, в горах Кавактау, разрез фаменских отложений представляет собой чередование глинистых известняков с глинисто-известковистыми сланцами и содержит обильную фауну. Мощность отложений, по данным В. Г. Королева, составляет по р. Ирису (12) около 100 м, в верховьях р. Дунгруме (11) — 200 м, по р. Какыр-Курган (14) видимая мощность разреза превышает 500 м, по р. Сулу-Куртка (15) она равна 400 м. В долине Чон-Киндыка (13) мощность фаменских отложений превышает 700 м. В этом разрезе среди известняков и аргиллитов встречен 18-метровый пласт песчаника. В известняках собрана фауна: *Plicatifera simplicior* Whidd., *Cyrtospirifer aquilinus* Rom. и другие фаменские формы.

Область развития глинистых и песчаных известняков
(фиг. 17, Б)

В Чаткальском секторе область развития литологического комплекса, образованного глинистыми и песчаными известняками, охватывает территорию Пскемского и Майдантальского хребтов и частично хребты Боролдай, Угамский и Чаткальский. В хребте Боролдай в долине одноименной реки у пос. Каратас (38) разрез фаменского яруса образуют:

	Мощность, м
1. Известняки глинистые, комковатые тонко- и среднеслоистые темно-серого цвета, с <i>Cyrtospirifer aperturatus</i> Schl., <i>Archaesphaera minima</i> Sul., <i>Capidoides bikovae</i> Reittl.	400
2. Мергели темно-серые и зеленовато-серые, с <i>Plicatifera praelonga</i> Sow., <i>Cyrtospirifer romanowskii</i> Nal., <i>C. brodi</i> Wen.	375
3. Известняки темно-серые, комковатые, с прослоями глинистых известняков, мергелей и фауной: <i>Plicatifera praelonga</i> Sow., <i>Camarotoechia turanica</i> Rom. и др.	425

Восточнее, в бассейне р. Кошкарат (36), нижнюю часть (240 м) фаменского разреза слагают темно-серые известняки. Выше лежат мергели, чередующиеся с комковатыми глинистыми известняками, содержащими *Cyrtospirifer brodi* Wen., *C. sulcifer* Н. С., *C. aquilinus* Rom. и др.—300 м. В Угамском хребте рассматриваемые породы распространены на его юго-восточном склоне. Разрез фаменских отложений по

р. Тепарсай (46) образуют темно-серые и черные глинистые битуминозные известняки с *Cyrtospirifer brodi* Wen. (275 м), выше которых расположена пачка светло-серых сахаровидных известняков (75 м), а затем — известняки турне. В юго-западной части Пскемского хребта (47, 51) мощность глинистых известняков фаменского яруса составляет 200—275 м. Восточнее, на южном склоне этого хребта, в бассейнах рек Каратюбе, Ипарасай и Коручкурман (48, 49, 52), она равна 300—375 м. В приустьевой части долины р. Коручкурман (52) и других местах в известняках собрана фауна: *Cyrtospirifer* cf. *archiaci* Murch., *Camarotoechia turanica* Rom., *Plicatifera simplicior* Whidb. и др.

В северо-восточной части Пскемского хребта на толще кварцитовидных песчаников залегает горизонт темно-серых плитчатых глинистых биодетритусовых известняков. В междуречье Аккапчигай-северного и Тастарсай (41) в этом горизонте, имеющем мощность около 100 м, автором и Н. Г. Кисляковой собрана фауна брахиопод, среди которой присутствуют как фаменские формы (*Cyrtospirifer* aff. *archiaci* Murch., *C. calcaratus* Sow., *C. sulcifer* Н. С. и др.), так и формы, характерные для основания нижнего карбона: *Hypothyris actolla* Nall., *Spirifer* aff. *tornacensis* Кош. Подобные разрезы наблюдались автором и на других участках северо-восточной части Пскемского хребта — в верховьях р. Шавурсай (42), в долине р. Аккапчигай-северный (40). Возможно, что в северо-восточной части Пскемского хребта к фаменскому ярусу относится и верхняя часть кварцитовидных песчаников, подстилающих известняки.

В долине Ойгаинга, разделяющей Пскемский и Майдантальский хребты, — у устья Баркрака (39) развиты буровато-серые и желтовато-серые известняки, в нижней части разреза песчанистые, выше глинистые, с *Cyrtospirifer romanowskii* Nal., *C. aperturatus* Schl., мощностью 450 м. В Сандалашском хребте рассматриваемые породы распространены в долине р. Кумбельташ (45). В основании их разреза находится пачка чередующихся желтовато-бурых глинистых известняков и известковистых песчаников (17 м), сменяющаяся выше чередующимися серыми и черными узловатыми глинистыми и песчанистыми известняками, содержащими прослой и включения кремней. В известняках найдены *Cyrtospirifer archiaci* Murch. и др. Видимая мощность этого разреза — 100 м. Его можно рассматривать как переходный к литологическому комплексу, образованному карбонатно-терригенными отложениями.

В Чаткальском хребте район развития глинистых и песчанистых известняков охватывает бассейн Коксарека и протягивается вдоль северных подножий Чаткальского хребта на северо-восток до Угадейсая. На горе Чонкул (55) мощность известняков составляет 190 м. В нижней части их разреза собраны *Cyrtospirifer archiaci* Murch., *Camarotoechia turanica* Rom. и др., в верхней — *Cyrtospirifer* aff. *sulcifer* Н. С., *C. aff. semisbugensis* Nal. В долине Кугаласая (54) мощность известняков фаменского яруса составляет 70 м, в верховьях Кассансая (53) их видимая мощность превышает 270 м. В обоих разрезах содержатся брахиоподы фаменского яруса.

В Нарынском секторе рассматриваемый литологический комплекс развит в хребтах Чаарташ и Акшийряк. Нижнюю часть разрезов образуют известняки — частью песчанистые, желтовато-серого, зеленовато-серого, розовато-серого и серого цвета. Верхняя часть сложена темно-серыми глинистыми известняками, имеющими на выветренной поверхности желтовато-бурую окраску. В долинах рек Мынжилки (58) и Каралык (56) среди известняков присутствуют пласты гипса. Мощность известняков фаменского яруса на р. Киндыктобе (57) составляет 400 м, в верховьях р. Мынжилки их видимая мощность около 500 м. По всему разрезу известняков собраны многочисленные фаменские брахиоподы, а в его верхней части найдены формы, характерные для переходных сло-

ев между фаменским ярусом и турне — *Cyrtospirifer kichkinensis* Serg.

Граница между областью развития глинистых и песчаных известняков и северной областью распространения карбонатно-терригенных отложений (фиг. 17, III) в хребте Боролдай проходит в южном направлении, потом поворачивает вначале на восток, а затем на северо-восток, пересекает Угамский хребет, прослеживается в хребте Майдантальский и подходит к гранитной интрузии, расположенной у Таласо-Ферганского разлома. В Нарынском секторе эта граница проходит севернее хребтов Чаарташ и Акшийряк — по территории Тогузторауской депрессии.

Южная область развития карбонатно-терригенных отложений
(фиг. 17, B)

В Чаткальском секторе эта область охватывает часть территории Сандалашского хребта и южного склона Таласского Алатау, восточную часть Чаткальского и северный склон Атойнокского хребтов. В верховьях Чаткала в районе перевала Кокуйбель на подстилающих кварцитовидных песчаниках согласно залегает горизонт (мощностью около 100 м) переслаивающихся кварцевых известковистых песчаников и песчаных детритусовых известняков. Песчаники мелко- и среднезернистые светло-серого и розовато-серого цвета. Известняки серые и желтовато-серые, с *Cyrtospirifer* ex gr. *archiaci* Murch., *Paryphorynchus gonthieri* Goss., *Camarotoechia turanica* Rom., *C. boloniensis* Orb. и др. Наряду с фаменской фауной, в горизонте найдены формы, характерные для этренских слоев: *Plicatifera praelonga simplicior* Whidb., *Gürichella* sp. Юго-восточнее — на западном окончании Атойнокского хребта (18) на толще кварцитовидных песчаников залегают:

Мощность, м

1. Известняки серого цвета, с прослоями существенно кварцевых песчаников, алевролитов и известковистых аргиллитов. В верхней части пачки найдены *Cyrtospirifer archiaci* Murch. и *Camarotoechia turanica* Rom. около 100
 2. Известняки серого цвета более 150
- Выше лежат известняки с кремнями, содержащие фауну нижнего турне.

Восточнее, в долине Окума (19), разрез фаменских отложений имеет следующее строение:

Мощность, м

1. Известняки глинистые и песчаные, с прослоями розовато-серых существенно кварцевых песчаников около 40
2. Чередующиеся известняки и известковистые аргиллиты. В верхней части пачки, по данным В. Н. Гавриловой, встречаются *Cyrtospirifer brodi* Wen. и *Spirifer aperturatus* Schlot. 120

Еще далее на восток, в долине р. Коль (20), нижнюю часть разреза фаменских отложений образуют переслаивающиеся известковистые песчаники и песчаные известняки с *Cyrtospirifer aguilinus* Rom. (50 м). Выше лежат известняки (210 м), частью песчаные и глинистые, содержащие в нижней части прослой известковистых аргиллитов и фауну *Camarotoechia pleurodon* Phill.

На южном склоне Сандалашского хребта, в бассейне Каракалмака (16), на франских песчаниках залегает пачка чередующихся серых и темно-серых сильно песчаных известняков со светло-серыми и красноцветными мелкозернистыми кварцевыми песчаниками и алевролитами (70 м), на которую налегают песчаные, частью детритусовые известняки мощностью 50 м. Выше лежат известняки турне. По р. Шедвигсай в бассейне Кумбеля (21) на мелкозернистые существенно кварцевые песчаники франского яруса налегают серые, в отдельных прослоях песчаные известняки с *Camarotoechia omaliusi* Goss. и *Cyrtospirifer* cf. *aguilinus*

Ром.— 236 м. Выше переслаиваются известняки с песчаниками (23 м), и затем следуют вновь известняки, частью песчанистые, мощностью 186 м. Последний разрез можно рассматривать как переходный между рассматриваемым литологическим комплексом и комплексом, сложенным глинистыми и песчанистыми известняками.

В Чаткальском хребте карбонатно-терригенные отложения распространены на обоих склонах хребта. В долине Арыкбулака (32) в разрезе фаменских отложений среди известняков с *Cyrtospirifer archiaci* Murch. содержится лишь один пласт песчаника мощностью 6 м. Видимая мощность этого разреза 130 м. Его также нужно рассматривать как переходный. В долине Утура (26) на южном склоне хребта нижняя часть разреза фаменских отложений представляет собой чередование серых известковистых и полимиктовых песчаников, глинистых и известковистых сланцев и известняков (более 750 м). В 300 м от их подошвы найден *Cyrtospirifer* cf. *aquilinus* Rom., а в 200 м выше — *Cyrtospirifer archiaci* Murch. На этой толще залегают серые и темно-серые известняки с обильной фауной брахиопод — 370 м.

На северо-запад, к истокам Утура (25), мощность фаменских отложений уменьшается вдвое. Такая же картина наблюдается в бассейнах рек Афлатун и Падшаата (22—24).

В долине Джалбакана (30), по данным Н. В. Иванова, нижнюю часть (700 м) разреза фаменского яруса образуют переслаивающиеся известковистые песчаники, кварцитовидные песчаники и известняки, содержащие *Cyrtospirifer archiaci* Murch., *C. brodi* Wen., *Camaroteochia turantica* Rom. и др. Выше лежат массивные известняки — 400 м. Аналогичным строением и 1000-метровой мощностью обладают фаменские отложения в долине Итокара (28). В бассейне Падшааты по р. Мынжилкы (29) Н. В. Ивановым описан сокращенный разрез. Нижняя пачка — чередующиеся серые известковистые песчаники, темно-серые и черные известняки — имеет в этом разрезе мощность 65 м. Выше расположены массивные, частью узловатые известняки, содержащие обильную фауну: *Cyrtospirifer archiaci* Murch., *C. romanowskii* Nal., *Plicatifera simplicior* Whidb., *P. praelonga* Sow. и др. — 175—200 м.

На юге рассматриваемого района, в долине Сумсара, у пос. Мончактепе (33), в основании фаменских отложений залегают черные известняки с *Cyrtospirifer archiaci* Murch. (50 м). На них лежит пачка переслаивающихся известняков и песчаников (150 м), и затем — песчанистые известняки розового цвета видимой мощностью более 80 м. Восточнее разрез этого типа можно наблюдать по р. Хрозминсай (34):

Мощность, м

1. Известняки серые и черные, с <i>Cyrtospirifer murchisonianus</i> Kop., <i>C. calcaratus</i> Sow., <i>Atrypa tubaecostata</i> Paeck., <i>Thamnopora cervicornis</i> Blain.	
2. Песчаники мелкозернистые розового и светло-зеленого цвета, с прослоями известняков	217
3. Известняки серого и черного цвета, частью песчанистые, с <i>Cyrtospirifer calcaratus</i> Sow., <i>Atrypa tubaecostata</i> Paeck., <i>A. reticularis</i> Lin., <i>Chonetipustula lachrymosa stigmata</i> Nal.	240
4. Чередующиеся серые известняки с серыми буровато-серыми и розовыми мелкозернистыми песчаниками. В известняках содержатся <i>Atrypa tenuistriata</i> Sow., <i>A. tubaecostata</i> Paeck., <i>Platyschisma uchtensis</i> Keys.	200
5. Песчаники розового, бурого и серого цвета, с прослоями известняков в верхней части пачки. Видимая мощность	более 300

В Нарынском секторе южнее хребта Акшийряк, в котором рассматриваемые отложения представлены глинистыми и песчанистыми известняками, известен лишь один выход фаменских отложений. Он расположен в районе сочленения Ферганского хребта с хребтом Джаман-Даван — в бассейне Пчана (35). В тектонической блоке здесь в нижней

части разреза залегают чередующиеся известковистые алевролиты, известковистые аргиллиты и глинистые известняки видимой мощностью 135 м. Выше — известняки темно-серого цвета глинистые, комковатые, биодетритусовые и биоморфные брахиоподовые, с *Cyrtospirifer aquilinus* Rom. и *Camarotoechia turanica* Rom., видимой мощностью 40 м.

Граница между южной областью распространения карбонатно-терригенной группы пород и областью развития глинистых и песчаных известняков (фиг. 17, IV) в Чаткальском секторе проходит из среднего течения Сумсара на север к водоразделу Сумсара и Кассансая, откуда следует в северо-западном направлении в верховья Кассансая. Затем она протягивается на северо-северо-восток в бассейн р. Кумбель на Сандалашском хребте и далее на северо-восток вдоль приводораздельной части этого хребта до Таласского Алатау. В Нарынском секторе эта граница проходит южнее хребта Акшийряк — в пределах Алабуга-Нарынской впадины.

*Область развития известняков и доломитов
(фиг. 17, Г)*

Литологический комплекс, образованный известняками и доломитами, к западу от Таласо-Ферганского разлома распространен в горах Бозбутау и в хребте Баубашата. На западном окончании гор Бозбутау в разрезе горы Унгартобе (62) разрез фаменского яруса имеет следующее строение:

	Мощность, м
1. Известняки серого и светло-серого цвета, с прослоями брекчированных известняков	275
2. Известняки черные, темно-серые, серые, с <i>Plicatifera praelonga simplicior</i> Whidd., <i>Cyrtospirifer aquilinus</i> Rom., <i>Amphipora</i> cf. <i>patokensis</i> Riab. и др.	142
3. Известняки темно-серого и серого цвета	177
Выше залегают известняки турне.	

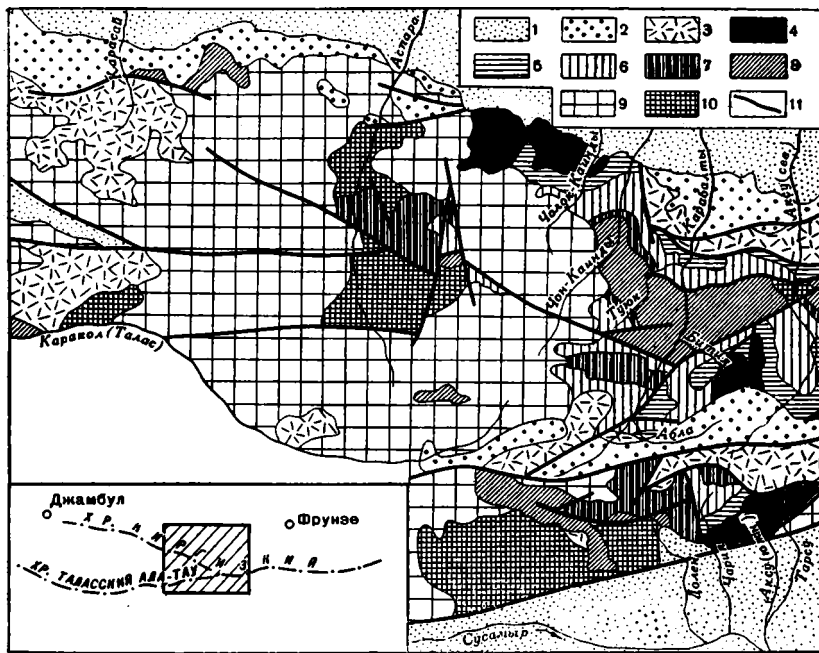
Северо-восточнее, в долине р. Кокьянкак (59) и на горе Шильбе (60), мощность известняков фаменского яруса составляет примерно 800 м. В них содержатся *Camarotoechia boloniensis* Orb., *Elytha* ex gr. *undifera* Roem. и др. В хребте Баубашата (63) к фаменскому ярусу относятся известняки с *Septatourneyella* cf. *lebedevae* Rojark.

Граница области развития известняков и доломитов с областью карбонатно-терригенных пород протягивается в северо-западном направлении между горами Бозбутау и Чаткальским хребтом. Далее на восток она, вероятно, проходит вдоль Чаткало-Атойнокского разлома. Восточнее Таласо-Ферганского разлома известняки и доломиты образуют разрезы фаменского яруса в Джангджирской структурно-фациальной зоне (Решения совещания, 1959; Волкова, 1961).

Девонские отложения в Северном Тянь-Шане

По распространенным представлениям о геологии Северного Тянь-Шаня, девонские отложения в его западной части развиты лишь в хребте Малый Каратау, где представлены маломощной терригенной толщей среднего-верхнего девона. Однако автором в 1956 г. в центральной части Киргизского хребта (фиг. 18) была описана мощная серия осадочных пород, в верхней части которой содержится флора верхнего девона. Эти отложения подразделяются на три свиты¹, связанные между собой в

¹ Мы сохраняем здесь деление на свиты, так как для этих отложений не определен точный стратиграфический интервал.



Фиг. 18. Схема распространения среднепалеозойских отложений в центральной части Киргизского хребта (составил В. С. Буртман в 1957 г.)

1 — кайнозойские отложения; 2 — башкирские и намюрские отложения; 3 — турнейские вулканогенные отложения; 4 — тарсуйская свита; 5 — джарташская свита; 6—7 — чарийская свита: 6—верхняя толща; 7 — нижняя толща; 8 — нижнепалеозойские отложения; 9 — среднепалеозойские интрузии; 10 — нижнепалеозойские интрузии; 11 — разрывы. (На врезке показано местоположение схемы)

разрезе постепенными переходами: чарийскую, джарташскую и тарсуйскую.

Чарийская свита впервые описана по р. Чария (фиг. 18) в 1950 г. И. И. Бессоновым, который, однако, отнес эту свиту к нижнему палеозою. Как удалось установить, породы чарийской свиты трансгрессивно налегают на различные образования нижнего палеозоя. В долине р. Чон-Каинды, на северном склоне Киргизского хребта, чарийская свита несогласно залегает на песчаниках и глинистых сланцах, в которых в 20 м ниже контакта с чарийской свитой содержатся среднеордовикские брахиоподы *Pseudolingula sculptata* Cooper (Буртман, 1960). Западнее, в бассейне Аспары, породы чарийской свиты налегают на гранитоиды, прорывающие среднеордовикские отложения, а на южном склоне Киргизского хребта, по р. Долен, чарийская свита несогласно залегает на нижнепалеозойских вулканогенных породах. По составу отложений чарийская свита может быть разделена на две толщи. Нижняя толща сложена крупнообломочными породами. Наиболее грубый материал и наибольшая мощность грубообломочных пород наблюдается на южном склоне Киргизского хребта и в бассейне Аспары на его северном склоне. Вверх по разрезу крупность обломков уменьшается.

Основание разреза нижней толщи в бассейнах рек Долен и Чария на южном склоне Киргизского хребта слагают валунные конгломераты, выше постепенно переходящие в средне-мелкогалечные конгломераты, содержащие прослой песчаников и гравелитов. В составе гальки кварциты и кремни составляют 37%, гранитоиды — 20%, эффузивы, преимущественно кислые — 20%, песчаники и алевролиты — 23%. Мощность конгломератов 450 м. Выше залегает 350-метровая пачка переслаиваю-

щихся песчаников, гравелитов и пуддингов. В верхней ее части гравелиты и пуддинги исчезают и появляются горизонты алевролитов. Окраска пород в нижней толще пестрая: зелено-серая, розовато-серая, светло-серая, лиловая. Песчаники преимущественно аркозовые. Повсеместно в отложениях наблюдаются многочисленные следы перемыва и взмучивания осадка; в отдельных пачках встречаются знаки ряби, косая слоистость, ископаемые трещины усыхания. Общая мощность разреза нижней толщи на южном склоне Киргизского хребта — 800 м.

На северном склоне хребта значительную мощность нижняя толща имеет лишь в бассейне Аспары. Большую часть разреза здесь также слагают конгломераты. В северо-восточном направлении грубость отложений и их мощность убывают: до 400 м в долине р. Чон-Каинды и до 200—275 м в среднем течении Туюка. Конгломераты образуют на этом участке лишь самое основание разреза, выше главная роль принадлежит среднезернистым песчаникам.

В верхней толще резко преобладают лилово-красные алевролиты. В разрезе чарийской свиты по долине Чарии эту толщу слагают:

Мощность, м

1. Алевролиты. В разрезе чередуются пачки листоватослоистых и массивных пород. Слоистость часто волнистая, встречаются косослоистые пачки, волновые знаки	715
2. Песчаники крупно- и разнозернистые аркозовые, с прослоями мелкозернистых песчаников	215
3. Алевролиты	200
4. Песчаники различной зернистости, аркозовые	60

Мощность верхней толщи в приведенном разрезе около 1200 м. К северу количество песчаников в составе толщи убывает и мощность ее увеличивается. В бассейне р. Чон-Каинды она составляет 2000 м, по р. Туюк — 2050 м. Увеличение мощности верхней толщи происходит в значительной мере за счет замещения алевролитами грубообломочных пород нижней толщи. Общая мощность чарийской свиты на южном склоне Киргизского хребта — 2000 м; на северном склоне в разрезе по Чон-Каинды и Чолок-Каинды она равна 2300 м.

Джарташская свита представлена аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. На южном склоне Киргизского хребта и в бассейне р. Чолок-Каинды, на его северном склоне, в разрезе свиты преобладают алевролиты и мелкозернистые песчаники. На северо-востоке рассматриваемой площади (фиг. 18) джарташская свита сложена в основном аргиллитами. В отличие от верхней толщи чарийской свиты для джарташской свиты характерно присутствие пород зеленого цвета. Появление последних в разрезе в значительном количестве фиксирует нижнюю границу джарташской свиты. На южном склоне Киргизского хребта количество пород зеленого и лилово-красного цветов (иногда переходящего в фиолетовый) в описываемой свите примерно одинаково, в разрезах на северном склоне зеленоокрашенные породы преобладают, на отдельных участках (бассейн Битии и др.) почти совсем вытесняя фиолетовые и лилово-красные. В долине р. Карабалты, близ устья Туюка, в верхней половине разреза свиты появляются маломощные пачки черных аргиллитов. В восточном направлении этими породами замещается вся верхняя часть свиты.

Помимо перечисленных пород, в разрезе свиты присутствуют известняки. Наиболее выдержанный и мощный пласт известняка протягивается из долины р. Чон-Каинды в среднее течение р. Чолок-Каинды, имея здесь мощность более 20 м. На остальных участках наблюдаются лишь линзы известняков, нередко водорослевых. Мощность джарташской свиты на южном склоне Киргизского хребта 500 м, в разрезе по р. Чолок-Каинды на северном склоне — 750 м; восточнее она еще больше.

Тарсуйскую свиту, слагают аркозовые песчаники, преимущественно средне- и крупнозернистые, содержащие прослойки аргиллитов, алевролитов, гравелитов и конгломератов. На южном склоне Киргизского хребта породы тарсуйской свиты распространены в бассейнах рек Тарсу, Аксу-южная и в междуречье Аксу-южной и Чарии. На северном склоне хребта эти породы развиты в междуречье Чолок-Каинды и Джарды-Каинды, в верховьях р. Битии и на водоразделе Битии и Аксу-северной (фиг. 18). Разрез тарсуйской свиты на южном склоне Киргизского хребта, составленный по левому борту долины р. Аксу-южной и в междуречье Аксу-южной и Тарсу, имеет следующее строение.

Мощность, м.

1. Конгломераты неравногалечные, с валунами, зеленовато-серого и лилово-зеленого цвета, массивные. Галька в конгломератах состоит из кислых эффузивов (61%), песчаников и алевролитов (31%), гранитоидов (6%), кремней и кварца (2%) 65
2. Песчаники различной зернистости, аркозовые. Среди песчаников содержатся пласты конгломератов, гравелитов, алевролитов, аргиллитов. Преобладающая окраска пород серая, с различными оттенками 710
3. Песчаники гравелитистые, чередующиеся со среднезернистыми песчаниками. Преобладающая окраска пород зеленовато-серая, состав — аркозовый. Встречаются прослойки гравелитов, мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов 340
4. Переслаивающиеся средне- и мелкозернистые аркозовые песчаники, алевролиты и алевролитистые известковистые аргиллиты. В нижней части пачки преобладают лиловые песчаники, в верхней — лилово-зеленые и зеленые аргиллиты. Встречено несколько тонких прослоев кислых туфов. Породы нередко косослоисты, со знаками ряби и следами взмучивания осадка; обильны ископаемые трещины усыхания. В междуречье Тарсу и Аксу-южной в этой пачке автором был найден отпечаток стебля лепидофита, определенного М. Ф. Нейбург, как *Leptophloeum cf. rhombicum* Dawson верхнедевонского возраста 165
5. Алевролиты известковистые, переходящие в алевролитистые аргиллиты. Характерны: однотонная зеленая окраска и массивная текстура пород, резко отличающие эту толщу от других частей рассматриваемого разреза. Лишь изредка в средней и верхней частях толщи встречаются пачки, представляющие собой переслаивание алевролитов с мелкозернистыми аркозовыми песчаниками. В этих пачках встречены ископаемые трещины усыхания, косая слоистость 255
6. Гравелиты и аркозовые песчаники зеленовато-серого и серого цвета. В основании пачки на зеленых алевролитах согласно, местами с небольшим разрывом, залегает 4-метровый пласт гравелитов. Карманы в подстилающих алевролитах, заполненные гравийным материалом, имеют на отдельных участках глубину до 2,5 м, на других участках они отсутствуют. Вверх по разрезу гравелиты сменяются песчаниками, в которых встречены прослойки алевролитов. В верхней части пачки содержится еще один пласт гравелитов мощностью 5 м, залегающий с резкой границей на песчаниках. В гравелитах прослеживаются струйки гальки светло-серых мелкозернистых гранитов. В песчаниках на плоскостях напластования отмечены ископаемые трещины усыхания 55
7. Чередующиеся мелкозернистые аркозовые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Породы лилового, лилово-серого, розовато-серого и зеленовато-серого цвета, тонко- и микрослоистые, нередко косослоистые, с ископаемыми трещинами усыхания на поверхностях напластования слоев 280
8. Песчаники неравнозернистые, аркозовые, переходящие вверх в гравелитистые песчаники, а затем в гравелиты. Окраска пород зелено-серая, видимая мощность 150

Общая мощность тарсуйской свиты в описанном разрезе превышает 2000 м. На северном склоне Киргизского хребта видимая мощность свиты меньшая (Буртман, 1962).

Возраст отложений, образующих тарсуйскую свиту, определяется по флоре как позднедевонский. В чарийской и джарташской свитах из органических остатков обнаружены лишь строматолиты, онколиты и плохой сохранности мшанки, не поддающиеся точному определению. Однако чарийская, джарташская и содержащая верхнедевонскую флору

тарсуйская свиты связаны между собой постепенными переходами, слабая единую серию осадков. Непрерывные разрезы этой серии можно наблюдать по рекам Чария и Аксу-южная на южном склоне Киргизского хребта и в бассейне р. Аксу-северной и по рекам Чон-Каинды и Чолок-Каинды на северном склоне (фиг. 18). Наиболее вероятен девонский возраст всей серии. Необходимо указать на значительное литологическое сходство образующих ее отложений с аккапчигайским литологическим комплексом средне-верхнедевонских отложений Срединного Тянь-Шаня.

НИЖНИЙ КАРБОН

Для рассматриваемой территории было предложено несколько стратиграфических схем нижнекаменноугольных отложений, значительно отличающихся друг от друга. Исследователи, работавшие в Нарынском секторе Срединного Тянь-Шаня, придерживались главным образом схем М. С. Швецова, А. Д. Смирнова (1940), а в последние годы — стратиграфической схемы А. Я. Галицкой (1957—1961). В работах по территории Чаткальского сектора наибольшее распространение получили представления О. И. Сергуньковой (1933, 1957, 1960, и др.), О. И. Сергунькова, однако, несколько раз изменяла свою стратиграфическую схему, в результате чего синхронные отложения в разрезах, составленных в разные годы, отнесены к разным стратиграфическим подразделениям. Значительные разногласия в понимании стратиграфического положения фаунистических комплексов существуют и в Северном Тянь-Шане. Так, например, один и тот же комплекс фауны из центральной части Киргизского хребта относился к разным стратиграфическим подразделениям от среднего визе до среднего карбона.

Разногласия в стратиграфии нижнекаменноугольных отложений описываемой части Тянь-Шаня вызваны двумя причинами. Первая из них — общего порядка — различное понимание объема стратиграфических подразделений нижнего карбона. Вторая — состоит в том, что стратиграфическое расчленение нижнекаменноугольных разрезов на рассматриваемой территории произведено главным образом на фауне брахиопод, по микрофауне и, в меньшей мере, по фауне кораллов, а стратиграфическая шкала нижнего карбона основана на фауне гониатитов. Находки гониатитов в этих отложениях немногочисленны, и сопоставление выделяемых в них слоев с брахиоподами и гониатитовых зон Западной Европы вызывает в ряде случаев разногласия. Следует подчеркнуть, однако, что разноречивые толкования возраста описываемых отложений вызваны не бедностью в них фауны, а различиями в сопоставлении местных фаунистических комплексов с западноевропейскими и общими преобразованиями стратиграфической шкалы. Увязка же приводимых нами разрезов нижнего карбона, расположенных в пределах одной провинции, по имеющейся в них фауне может быть сделана достаточно точно.

Эту работу по сопоставлению стратиграфических разрезов, описанных разными исследователями, было необходимо провести автору прежде, чем заниматься литофациальным анализом. Мы приняли стратиграфическую схему, предложенную А. Я. Галицкой (1958, 1960) и впоследствии утвержденную Среднеазиатским стратиграфическим совещанием (Решения совещания, 1959). Все разрезы, приводимые ниже, привязаны нами по содержащейся в них фауне к этой стратиграфической схеме.

В нижнекаменноугольных отложениях на рассматриваемой территории Срединного и Южного Тянь-Шаня можно выделить два литологических комплекса, замещающих друг друга в латеральном направлении. Один из них образован карбонатными породами — разнообразными известняками и доломитами, другой — карбонатно-терригенными отложе-

ниями. Разрезы этого последнего комплекса представляют собой чередование карбонатных пород с обломочными породами и аргиллитами. В Северном Тянь-Шане нижний карбон образован существенно грубообломочными и вулканогенными образованиями.

Турнейский ярус

Отложения турнейского яруса подразделяются на два подъяруса. К нижнему турне отнесена сонкульская свита микро- и тонкослоистых известняков и ее стратиграфические аналоги, к верхнему турне — катунарыкская свита массивных известняков и акчешашская свита известняков с кремнями и их стратиграфические аналоги. Нижняя граница турне проводится по появлению *Camarotoechia panderi* Sem. et Möll., *Cyrtospirifer kichkinensis* Serg., рода *Cürichella* и др. Граница нижнего и верхнего турне проводится по появлению *Spirifer desinuatatus* Lis.

Нижнетурнейские отложения на всей территории Срединного Тянь-Шаня представлены карбонатными отложениями. Разделить их на регионально выдержанные литологические комплексы не удается.

Верхнее турне

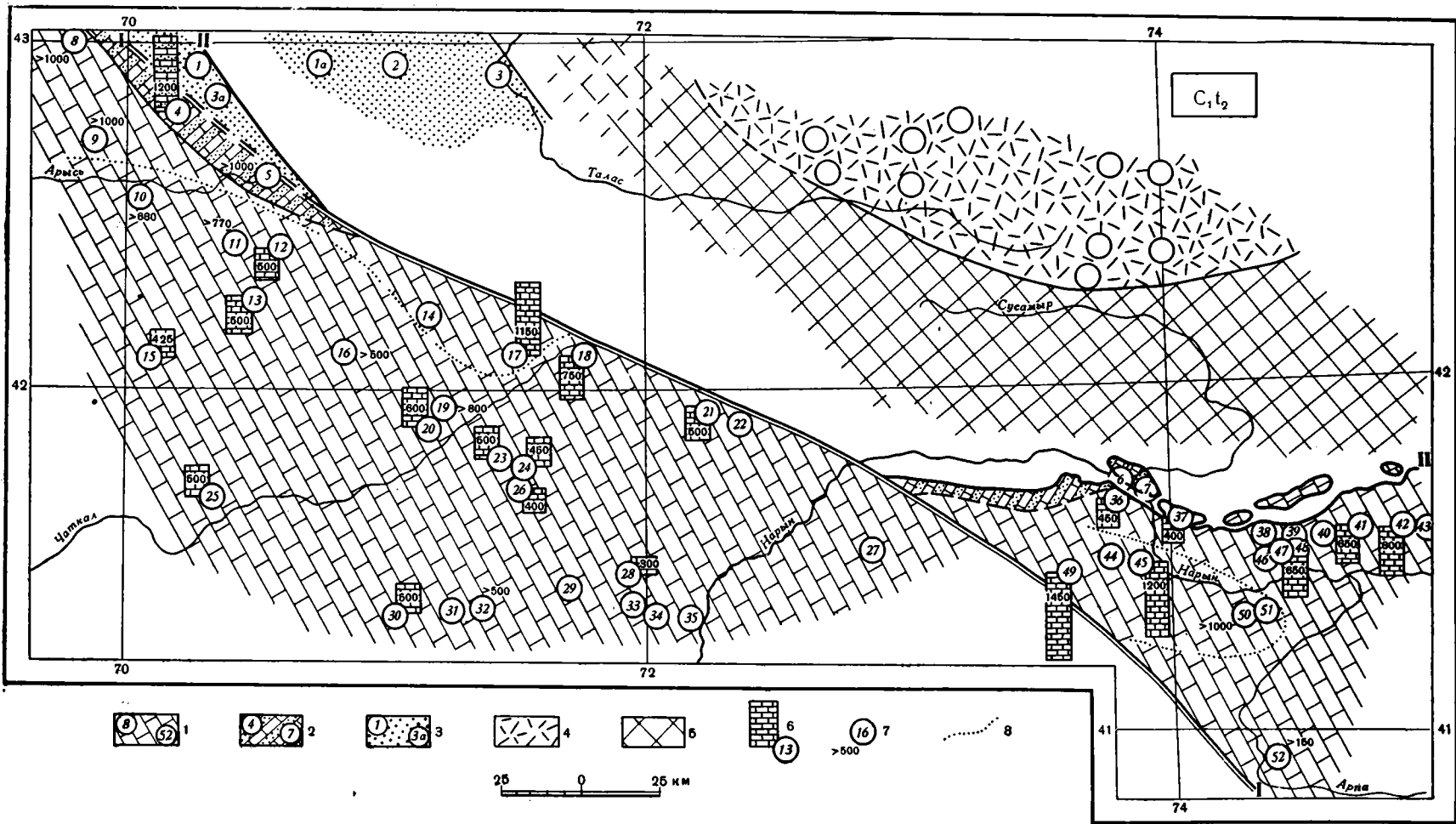
Породы верхнего турне согласно залегают на нижнетурнейских. Среди верхнетурнейских отложений в Срединном Тянь-Шане и в прилегающей части Ферганского сектора Южного Тянь-Шаня выделяются оба, указанные выше, литологических комплекса, образованные один — карбонатными, другой — карбонатно-терригенными отложениями.

Карбонатные отложения

Карбонатные отложения верхнетурнейского возраста развиты на большей части рассматриваемого района (фиг. 19). К западу от Таласо-Ферганского разлома они распространены на левобережье Нарына и в горах Бозбутау, в Чаткальском, Атойнокском, Таласском, Сандаляшском, Пскемском и Угамском хребтах и частично в хребте Боролдай. В горах Бозбутау верхнее турне представлено темно-серыми и черными массивными известняками, в нижней части разреза которых в долине Ренджита (28) ¹ Н. В. Ивановым найден *Amplexus* sp., а в перекрывающих известняках собраны нижневизейские *Caninia* aff. *sputosa* Gorsky. Мощность верхнего турне в этом разрезе около 300 м. На западном окончании гор Бозбутау (29) видимая мощность верхнетурнейских отложений превышает 400 м. На левобережье Нарына к западу от Таласо-Ферганского разлома верхнее турне также представлено известняками. На водоразделе рек Каинды и Кенколь (27) В. А. Клишевичем в них найден *Spirifer* cf. *chatkalicus* Dik.

В Срединном Тянь-Шане большинство карбонатных разрезов верхнего турне отчетливо разделяется на две толщи: верхняя отличается широким развитием кремнистых стяжений, отсутствующих в нижней. На южном склоне Чаткальского хребта в разрезе горы Акташ (30), описанном Л. И. Турбиным, на черных тонкослоистых известняках нижнего турне лежат серые известняки с *Leptaena analoga* Phill. и др. — 300 м. Над ними находятся темно-серые и черные известняки с кремнистыми стяжениями, содержащие *Dictyoclostus burligtonensis* Hall, и др. — 207 м. Выше залегают известняки нижнего визе с *Dictyoclostus deruptus* Rom. Такова же мощность известняков верхнего турне в неполном

¹ Номера стратиграфических разрезов верхнего турне соответствуют номерам на фиг. 19.



Фиг. 19. Карта литологических комплексов верхнетурнейских отложений (составил В. С. Буртман в 1960 г.)

1 — карбонатные отложения; 2 — карбонатно-терригенные отложения; 3 — грубообломочные отложения в Северном Тянь-Шане; 4 — вулканогенные отложения в Северном Тянь-Шане; 5 — область денудации. Местоположение стратиграфических разрезов: 6 — полных; 7 — неполных; 8 — изопахита «1000 м».

I — I — Таласо-Ферганский разлом; II — II — Главная структурная линия Тянь-Шаня, по В. А. Николаеву. Цифры объяснены в тексте

разрезу по р. Эчкилик (32). В северо-восточной части Чаткальского хребта в бассейне верхнего течения Падшааты (24) нижняя пачка известняков, по данным Н. В. Иванова, имеет мощность 150—300 м. Выше лежат известняки с кремнями, содержащие *Spirifer tornacensis* Коп.— 250 м. Аналогичное строение верхнетурнейский разрез имеет в долине р. Мынжилкы (26). Мощность нижней пачки составляет 55 м, верхней — 300—350 м.

На северном склоне Чаткальского хребта, в бассейне р. Аксу (23), на тонкослоистые известняки, содержащие фауну нижнего турне, по данным Л. И. Турбина, налегают серые известняки с *Plectogira latispiralis grandis* Lip.— 35 м. На них лежат светло-серые известняки с кремнистыми стяжениями (150 м) и еще выше — темно-серые известняки с прослоями кремней, содержащие *Archaeosphaera minima* Sul.— 310 м.

В Атойнокском хребте (21, 22) на микрослоистых и тонкослоистых известняках нижнего турне, по данным В. Н. Гавриловой и наблюдениям автора, залегают светло-серые массивные и брекчиевидные известняки. Наибольшая мощность этой пачки (300—350 м) отмечена в правом борту долины р. Коль (22). Выше по разрезу следуют серые слоистые известняки с кремнистыми стяжениями, содержащие *Spirifer* cf. *tornacensis* Коп. (200 м), а на них лежат известняки визе с *Dictyoclostus deruptus* Rom.

На юго-западном склоне Таласского Алатау в верховьях р. Чаткал (18) разрез верхнего турне, описанный Н. В. Житковой, имеет следующее строение.

	Мощность, м
1. Известняки массивные, содержащие линзы и прослои известняковой брекчии. Фауна: <i>Baituganella chernyshinensis</i> Lip., <i>Parathuramina suleimanov</i> Lip., <i>Vicinisphaera angulata</i> Ant. и др.	более 100
2. Известняки серые, в верхней части пачки песчанистые, содержащие <i>Endothyra</i> aff. <i>inflata</i> Lip., <i>E.</i> aff. <i>staffellaeformis</i> Tchern., <i>Chernyshinella</i> ex gr. <i>glomiformis</i> Lip., <i>Spiroplectamina mirabilis</i> Lip. и др.	около 200
3. Известняки серые с прослоями кремней, содержат <i>Endothyra parakosvensis</i> Lip., <i>E. evoluta</i> Leb. и др.	около 150
4. Известняки светло-серые массивные	50
5. Известняки серого цвета, с прослоями кремней. Фауна <i>Chernyshinella glomiformis</i> Lip., <i>Endothyra rjauzakensis</i> Tchern., <i>E. staffellaeformis</i> Tchern., <i>E. latispiralis</i> Lip., <i>E.</i> cf. <i>chomatica</i> Dain. и др.	около 250

В северо-восточной части Сандаляшского хребта в долине Богулыбулака (17), по данным того же исследователя, разрез верхнего турне образуют:

	Мощность, м
1. Известняки серые массивные с линзами известняковой брекчии	480
2. Известняки темно-серые с линзами кремней, содержащие брахиоподы и кораллы	160
3. Известняки серые массивные с кораллами	380
4. Известняки серого цвета, слоистые, с кремнями	140
Общая мощность разреза 1160 м.	

Юго-западнее, по данным Н. В. Иванова и Л. И. Турбина, в бассейне р. Кумбель (19), видимая мощность верхнетурнейских отложений превышает 800 м, а далее на юго-запад (20) полная мощность известняков верхнего турне составляет 600 м. В северо-восточной части Пскемского хребта, в междуречье Тастарсая и Шавурсая (14), разрез верхнего турне описан автором и Н. Г. Кисляковой. На тонкослоистых известняках нижнего турне здесь залегают:

	Мощность, м
1. Чередующиеся черные и серые мелко- и среднезернистые битуминозные доломиты. Мощность слоев 0,5—5 м. В прослоях черного известняка обнаружены <i>Vicinisphaera squalida</i> Ant., <i>Archaeosphaera crassa</i> Lip.	около 200

2. Известняки мелкозернистые черные битуминозные массивные, содержащие брахиоподы <i>Spirifer</i> aff. <i>desinuatus</i> Lis., <i>Sp. tornacensis</i> Kop., <i>Sp. cinctus</i> Keys. и фораминиферы <i>Endothyra staffellaeformis</i> Tchern.	60
3. Известняки мелкозернистые тонкоплитчатые черного цвета	40
4. Известняки мелкозернистые массивные черные (битуминозные) и серые, видимой мощностью	120

В юго-западной части Пскемского хребта разрез в долине Айрыкская (25), по данным П. Н. Подкопаева, сложен массивными серыми известняками, содержащими *Spirifer çatkalicus* Dik., *Chonetes glenparkensis* Well., *Ch. multicosatus* Winch.— 500 м. Выше залегают известняки нижнего визе с *Dictyoclostus deruptus* Rom. В западной части Угамского хребта, в верховьях р. Улучура (15) рассматриваемые отложения описаны А. С. Макаровым. Нижнюю часть их разреза образуют серые известняки, содержащие прослой известняковой брекчии (315 м). В верхней части этой пачки отмечены редкие конкреции кремней. На ней лежат серые сгустково-детритусовые и органогенные известняки, со *Spirifer* cf. *çatkalicus* Dik., и *Sp. ex gr. tornacensis* Kop.,— 110 м. Аналогичное строение и мощность около 500 м имеет разрез верхнего турне в верхнем течении р. Балдабрек (13). В бассейне р. Джебаглы (12), по данным О. И. Сергуньковой (1957, 1960), верхнетурнейские отложения образуют следующий разрез. На тонкослоистых известняках нижнего турне согласно залегают:

Мощность, м

1. Известняки темно-серого цвета, детритусо-афанитовые и шламмово-детритусовые с железисто-кремнистыми включениями, содержащие <i>Spirifer desinuatus</i> Lis., <i>Sp. çatkalicus</i> Dik., <i>Spiroplectamina tchernyshinensis</i> Lip., <i>Hyperrammmina minima</i> Bir. и др.	189
2. Известняки темно-серые криноидные и детритусовые	167
3. Известняки светло-серого цвета афанитовые, содержащие обильную фауну: гоннатиты, трилобиты, пелециподы, гастроподы и многочисленные виды брахиопод, среди которых <i>Productus temirensis</i> Serg., <i>Dictyoclostus burlingtonensis</i> Hall и др.	103
4. Известняки светло-серого цвета, детритусово-криноидные	30
Выше лежат известняки визе с <i>Caninia spumosa</i> Gorsky	

В горах Каракус, по данным М. И. Арсовского (1957), нижнюю часть разрезов верхнетурнейских отложений (10 и 11) слагают серые массивные известняки и доломиты с *Endothyra rjausakensis* Tchern., *Bisphaera minima* Lip., *B. compressa* Reitl., *Parathurammmina suleimanovi* Lip. и др. На эти породы, видимая мощность которых 300 м, налегают известняки с кремнистыми стяжениями (400—500 м), согласно перекрытые известняками визе. В восточной части гор Каракус (11) в разрезе верхнего турне содержатся прослой глинистых и песчаных известняков. Севернее количество их в разрезе увеличивается, и в бассейне р. Сарыбулака (9) рассматриваемые отложения имеют следующее строение.

Мощность, м

1. Известняки серые и светло-серые, массивные	300—500
2. Известняки глинистые, тонкослоистые, серого цвета, с прослоями мергелей	150
3. Известняки с прослоями и конкрециями кремней	210
4. Известняки темно-серые и серые с обильной фауной: <i>Spirifer tornacensis</i> Kop., <i>Sp. maycuducensis</i> Sim., <i>Schizophoria</i> cf. <i>resupinata</i> Mart., <i>Rhipidomella michelini</i> Eveill., <i>Caninia cornicopiae</i> Mich., <i>Cyathoclisia tabernaculum</i> Ding., <i>Zaphrentis constrictus</i> Sörg. Видимая мощность	280

Близкий по строению разрез видимой мощностью около 1000 м описан М. И. Арсовским (1957) в долине р. Улькен-Бугунь (8), в хребте Боролдай. Его особенностью является появление прослоев алевролитов среди известняков.

В Нарынском секторе Срединного Тянь-Шаня карбонатные породы верхнего турне распространены в хребтах Молдотау, Акшийряк, Джаман-Даван, на южном склоне Тахталыкского хребта и в горах Кокиримтау. В разрезе рассматриваемых отложений отчетливо выделяются две толщи, аналогичные описанным в Чаткальском секторе. На южном склоне гор Кокиримтау, в долине Кокчо (45), нижняя толща, по данным Ю. К. Алексеева, образована серыми массивными известняками со *Spirifer desinuatus* Lis., *Buxtonia antiquissima* Lis., *Spiroplectamina tchernyshinensis* Lip. и др.—400 м. Верхняя толща сложена известняками с линзами и включениями кремней, содержащими обильную фауну: *Dictyoclostus burlingtonensis* Hall, *Spirifer tornacensis* Kon., *Sp. catkalicus* Dik. и других брахиопод, многочисленные фораминиферы,—770 м. В бассейне верхнего течения р. Кокирим (49), по данным Т. А. Додоновой, нижняя толща имеет мощность 750 м, верхняя — 700—750 м. В ней найдены *Dictyoclostus burlingtonensis* Hall, *D. teres* M. W., *Spirifer cf. tornacensis* Kon., *Leptaena analoga* Phill., *Schizophoria resupinata* Mart., *Plicatifera kadralensis* Glad. и др.

К северу и востоку от приведенных разрезов, согласно данным А. Я. Галицкой, Е. И. Зубцова и В. С. Королева, мощность отложений верхнего турне уменьшается. В долине Джуантерека, на северном склоне гор Кокиримтау (36), мощность нижней толщи равна 100 м, верхней — 300—350 м. В западной части Кавактау у перевала Чаули (37) мощность этих толщ составляет соответственно 150—200 м и 200—250 м. В средней части хребта Молдотау, на его южном склоне, в разрезах, составленных по рекам Ирису (47), Дюдюмель (46), Каинды (39), Кенконуш (48), Чон-Кандык (40), мощность нижней толщи около 150 м. Верхняя толща в долине р. Ирису (41) имеет мощность 500 м, а у перевала Чеманды (38), в хребте Молдотау,—200 м. У восточной границы рассматриваемой территории, в нижнем течении р. Коргон (42), мощность нижней толщи равна 200—250 м, верхней — около 600 м.

В хребте Акшийряк верхнетурнейские отложения наблюдаются лишь в неполных разрезах. Видимая мощность этих отложений, описанных А. А. Луйком, на р. Ачикбакы (50) превышает 1000 м. Южнее, в западной части хребта Джаман-Даван на р. Арпанын-Кашкасу (52), верхнетурнейские отложения описаны А. Я. Галицкой. Это светлые массивные известняки, частью записованные, со *Spirifer tornacensis* Kon., *Leptaena analoga* Phill., *Dictyoclostus burlingtonensis* Hall и др., видимой мощностью 100—150 м. Выше залегают известняки с фауной нижнего визе.

Карбонатно-терригенные отложения

Разрезы верхнего турне, образованные карбонатно-терригенными отложениями, известны западнее Таласо-Ферганского разлома в хребте Боролдай, а к востоку от этого разлома — на северном склоне гор Кокиримтау. В верховьях р. Боролдай (4), по данным М. И. Арсовски (1957), разрез верхнетурнейских отложений имеет следующее строение:

	Мощность, м
1. Сланцы глинисто-алевритовые, темно-серые	280
2. Известняки алевритистые серые, буровато-серые и зеленовато-серые, с прослоями кремнистых известняков	520
3. Известняки кремнистые алевритистые серого цвета, с горизонтами известняковой брекчии. В известняках содержатся <i>Endothyra cf. rjausakensis magna</i> Lip., указывающие на верхнетурнейский возраст вмещающих отложений	400

В горах Кулантау среди отложений, относимых к верхнему турне, содержатся конгломераты. В верховьях Кулана (5) видимая мощность верхнетурнейских отложений составляет 1000 м. В основании этого раз-

реза залегают конгломераты мощностью около 200 м, выше — песчаные алевролиты и глинистые известняки — 100 м. Остальная его часть сложена песчаниками. В этих отложениях М. В. Тащниной и И. И. Халтуриной были найдены отпечатки флоры *Sphenophyllum* sp. и *Rachiopteris* sp. (Арсовски, 1957).

В Нарынском секторе карбонатно-терригенные отложения верхнего турне известны на северном склоне гор Кокиримтау. В устье Джуантерека (6), по данным А. Я. Галицкой, они представлены толщей известняков, частью глинистых и песчаных, содержащих горизонты мелкогалечных конгломератов с галькой известняков и песчаников. Видимая мощность этих отложений 500 м. В долине р. Бардамбота, на западной оконечности гор Кавактау, разрез верхнего турне видимой мощностью 700 м образован бурыми песчаниками, содержащими прослой известняков. В обоих разрезах на описанные породы налегают отложения с нижневизейской фауной. Карбонатно-терригенная толща верхнего турне отмечена также Ю. К. Алексеевым в устье Кармантюза (7).

Граница между областями распространения карбонатных и карбонатно-терригенных отложений к западу от Таласо-Ферганского разлома проходит в северо-западном направлении по территории хребта Боролдай между разрезами 4 и 5, с одной стороны, и 8—12 — с другой. В Нарынском секторе эта граница находится на северном склоне гор Кокиримтау (фиг. 19).

В изменении мощности рассмотренных верхнетурнейских отложений, наряду с местными колебаниями, наблюдается региональная закономерность. На большей части территории Срединного Тянь-Шаня мощность верхнего турне изменяется от 400 до 700 м. На северо-востоке же Чаткальского сектора и в северо-западной части Нарынского сектора она резко увеличивается, достигая 1200—1400 м. В Чаткальском секторе область с мощностью верхнетурнейских отложений, превышающей 1000 м, охватывает хребет Боролдай, западный склон Таласского Алатау и северо-восточную часть Сандалашского хребта (разрезы 4, 5, 8, 9, 17). С северо-востока эта область ограничена Таласо-Ферганским разломом. В Нарынском секторе отложения верхнего турне с мощностью более 1000 м распространены в горах Кокиримтау и в хребте Акшийряк (разрезы 45, 49, 50).

Грубообломочные и вулканогенные отложения турне в Северном Тянь-Шане

В западной части Северного Тянь-Шаня распространены красочные грубообломочные отложения турне, трансгрессивно залегающие на нижнепалеозойских образованиях. На подъярус эти отложения не расчленены. Разрез турне на возвышенности Улькун-Бурул (2), описанный В. Ф. Козицким, начинается серовато-красными и бурыми конгломератами с галькой подстилающих пород (24 м), содержащими прослой кварцевых и аркозовых песчаников. Вверх конгломераты сменяются аркозовыми гравелитами (65 м), содержащими прослой песчаников и пласт песчанистого доломита. На гравелиты налегают зеленовато-серые и серые аркозовые и полимиктовые песчаники мощностью 80 м. Выше согласно лежат известняки нижнего визе с *Dictyoclostus deruptus* Rom. В верхней части этого разреза среди песчаников содержатся прослой углистых сланцев и углей с растительными остатками. Г. Д. Романовским в 1878 г. из сборов Д. Л. Иванова среди них были определены *Sphenopteris stricta* Sternb. и *Lepidodendron haidingeri* Etting., а позднее М. Д. Залесским из сборов В. Н. Вебера описаны новые формы: *Archaeopteris dissecta* Zal. sp. nov. и *Stymatodendron burulense* Zal. gen. et sp. nov.

На восток рассматриваемые отложения, уменьшаясь по мощности, распространяются до западного окончания Киргизского хребта. На воз-

вышенности Тектурмас (3) около г. Джамбула их мощность лишь 15—20 м. В западном направлении мощность турнейских отложений увеличивается и у подножья хребта Малого Каратау, по р. Алмалы (1а), достигает примерно 500 м (Вебер, 1925): Здесь в разрезе отмечено два пласта известняков мощностью до 20 м. Далее на запад, в долине р. Букал-сунги (1), турнейский ярус представлен 950-метровой толщей красноцветных конгломератов. На конгломератах залегают известняки нижнего визе с *Dictyoclostus deruptus* Rom. и др. (Вебер, 1935).

В Киргизском хребте к турнейскому ярусу относятся мощные вулканогенные образования. На территории центральной части хребта, где эти образования были описаны автором, они несогласно залегают на различных горизонтах нижележащих отложений. В бассейне левых притоков р. Карабалты они налегают на породы чарийской свиты, а в левом борту долины р. Аблы с резким угловым несогласием перекрывают алевролиты джарташской свиты девона (фиг. 18). В бассейне рек Карабалты и Аксу-северная вулканогенные отложения подразделяются на две толщи: породы нижней толщи имеют средний и основной состав, а верхней — кислый.

В основании разреза нижней толщи в верховьях р. Карабалты залегают туфогенные конгломераты с галькой подстилающих пород — лилово-красных и зеленовато-серых алевролитов, а также эффузивов и гранитов. Выше конгломераты сменяются переслаиванием бурых вулканических брекчий, туфов и порфиринов. Верхняя половина разреза толщи сложена темно-серыми, зелено-фиолетовыми и темно-бурыми порфиритами — преимущественно андезин-роговообманковыми, иногда миндалекаменными. Наибольшая мощность толщи отмечена в нижнем течении р. Аксу-северной, где она, по данным Ю. В. Жукова, равна 1300 м. Верхняя толща сложена различными порфирами, среди которых содержатся пачки кислых туфов и туффинов. Породы окрашены в светлые тона — розовый, зеленовато-серый, бурый. Максимальная видимая мощность верхней толщи 600 м. Западнее подошва разреза вулканогенных пород не обнажена. Видимую часть разреза свиты там слагают главным образом кислые вулканогенные породы.

На вулканогенные породы в бассейне р. Карабалты с размывом налегают конгломераты, песчаники и известняки с обильной фауной наюрских брахиопод. Органические остатки в рассмотренных вулканогенных отложениях на территории центральной части Киргизского хребта не обнаружены. На восточном окончании Киргизского хребта в этих породах Д. Н. Елютиным и И. Л. Захаровым найден трилобит *Proetus ex gr. pila convexa* Web., указывающий на турнейский возраст вмещающих отложений, а несколько западнее, в бассейне р. Туюк, на северном склоне хребта, известны сборы нижнекаменноугольной флоры (Кнауф, 1960).

Визейский ярус

Визейские отложения рассматриваемой территории разделяются на нижневизейские и средне-верхневизейские. Нижняя граница визе проводится по появлению *Dictyoclostus deruptus* Rom., *Caninia spumosa* Gorsky, *Spirifer plenus* Hall, фораминифер из рода *Tetrataxis*, гониатитов *Münsteroceras* и *Pericyclus*. Граница между нижним и средним визе маркирована появлением гигантопродуктусов, эоштаффел и параштаффел.

Как в нижневизейских, так и в средне-верхневизейских отложениях могут быть выделены два литологических комплекса. Один из них сложен карбонатными, другой — карбонатно-терригенными отложениями.

Карбонатные отложения

К западу от Таласо-Ферганского разлома карбонатные отложения раннего визе занимают обширную площадь от гор Баубашата на юго-востоке до Угамского хребта на севере (фиг. 20). В междуречье Каинды и Караколя (41)¹, к северу от Баубашатинских гор, отложения раннего визе входят в состав описанной Л. И. Турбиным толщи известняков, в нижней части разреза которой содержится фауна верхнего турне, в верхней части разреза — нижненамюрская фауна. В горах Бозбутау, в долине Ренджита (42), нижнее визе, по данным Н. В. Иванова, представлено серыми слоистыми известняками с *Caninia* aff. *spumosa* Gorsky, имеющими мощность 380 м.

На южном склоне Чаткальского хребта, на горе Акташ (43), разрез нижнего визе, составленный Л. И. Турбиным, имеет следующее строение. Его нижнюю часть (210 м) образуют серые известняки с *Dictyoclostus deruptus* Rom., *D. burlingtonensis* Hall и др., перекрытые пачкой темно-серых известняков с кремнями (40 м). Выше следуют светло-серые известняки с *Dictyoclostus deruptus* Rom., *Squamularia lineata* Mart. и др. — 56 м. На северном склоне Чаткальского хребта по р. Курпырды (38) известняки нижнего визе содержат обильные пласты кремней и микрофауну: в нижней части разреза — *Tetrataxis perfidus* Mal., а в верхней — *Tetrataxis* ex gr. *media* Viss. Видимая мощность этих отложений превышает 550 м.

В Атойнокском хребте в бассейне р. Иралги (35) разрез нижнего визе описан В. Н. Гавриловой. В основании этого разреза залегают темно-серые известняки с кремнистыми стяжениями и фауной: *Dictyoclostus deruptus* Rom. и *Spirifer tornacensis* Kon. (50—60 м), на которые налегает пачка розовато-серых известняков (20—30 м). Выше лежат черные известняки, содержащие кораллы *Kičichouphyllum* cf. *splendeus* Voln., *Carreinophyllum* sp., — 100—120 м.

В юго-западной части Пскемского хребта в бассейне р. Коксу (39) рассматриваемые отложения, по данным П. Н. Подкопаева, имеют следующее строение:

Мощность, м

1. Известняки светло-серого цвета с прослоями кремней и фауной <i>Dictyoclostus deruptus</i> Rom., <i>Spirifer tornacensis</i> Kon., <i>Sp. attenuatus</i> Sow. и др.	150
2. Известняки серого и черного цвета с прослоями и желваками кремней и фауной: <i>Dictyoclostus deruptus</i> Rom., <i>D. burlingtonensis</i> Hall, <i>Spirifer attenuatus</i> Sow., <i>Sp. grimesi</i> Hall	570

В северо-восточной части Пскемского хребта нижнее визе входит в состав нерасчлененной толщи мраморизованных известняков нижнего карбона, наблюдавшихся автором на левобережье Ойгаинга (31). В западной части Угамского хребта в долине Улучура (32) рассматриваемые отложения, по данным А. С. Макарова, представлены 500-метровой толщей известняков с кремнями, в нижней части которой содержатся *Dictyoclostus deruptus* Rom., *D. burlingtonensis* Hall и др., а в верхней части — *Spirifer tornacensis* Kon., *Lithostrotion caespitosum* Mart. и др. Выше залегают известняки среднего визе с *Gigantoproductus sarsimbaii* Serg. В северо-восточной части Угамского хребта, в бассейне р. Аксу (30), нижневизейские отложения представлены известняками с кремнями и с *Dictyoclostus deruptus* Rom. Мощности известняков оценивается Х. Х. Урмановым примерно в 1000 м.

¹ Номера стратиграфических разрезов нижнего визе соответствуют номерам на фиг. 20.

В Нарынском секторе карбонатные отложения нижнего визе распространены в хребте Джаман-Даван и на восточном склоне Ферганского хребта. На южном склоне хребта Джаман-Даван, в бассейне р. Арпанын-Кашкасу (47), разрез нижнего визе, по данным А. А. Луйка, слагают известняки в нижней части разреза светло-серые с *Dictyoclostus deruptus* Rom., выше — темно-серые, с кремнями. В районе перевала Караго в темно-серых известняках собрана фауна: *Spirifer plenus* Hall, *Sp. cf. grimesi* Hall, *Sp. attenuatus* Sow. Мощность нижнего визе в этом разрезе более 1000 м. На северном склоне хребта Джаман-Даван, на горе Акташ (46), аналогичные породы содержат *Caninia* aff. *spumosa* Gorsky и имеют видимую мощность около 1000 м. На восточном склоне Ферганского хребта известняки с фауной нижнего визе описаны на горе Актыке (45). Это темно-серые, частью кремнистые криноидные известняки видимой мощностью в 200 м.

Вблизи границы между областями распространения карбонатных и карбонатно-терригенных отложений нижнего визе распространены отложения промежуточного характера, в которых содержатся глинистые и алевролитистые известняки. В Чаткальском секторе такие отложения известны в Джебаглинских горах и в юго-восточной части гор Каракус. В Джебаглинских горах (10) разрез нижнего визе имеет следующее строение (Сергунькова, 1960).

Мощность, м

1. Конгломераты, состоящие из гальки и валунов известняков, содержащих верхнетурнейскую фауну	13
2. Известняки доломитизированные, темно-серого цвета, с желваками кремня и многочисленными <i>Caninia spumosa</i> Gorsky	106
3. Известняки глинистые, шламмово-детритусовые, темно-серые с кремнистыми желваками и фауной: <i>Caninia spumosa</i> Gorsky, <i>Tetrataxis</i> ex gr. <i>conica</i> Ehrenb. и др.	120
4. Известняки окремненные, детритусовые, мшанковые и мшанковокриноидные, с обильной фауной, в числе которой: <i>Caninia spumosa</i> Gorsky, <i>Dictyoclostus deruptus</i> Rom., <i>Spirifer plenus</i> Hall., <i>Sp. grimesi</i> Hall., <i>Sp. hassan</i> Nal. и др.	280
5. Спонгиалит с детритусом мшанок и криноидей, брахиоподами <i>Spirifer forbesi</i> N. P. и трилобитами <i>Griffithides seminiferis</i> Phill.	17

Выше залегают известняки среднего визе с *Gigantoproductus sarsimbai* Serg.

В юго-восточной части гор Каракус (7, 8) нижнее визе, по данным М. И. Арсовского (1957), представлено алевролитистыми известняками мощностью в 400 м. В Нарынском секторе глинистые известняки, по описанию А. А. Луйка, слагают разрез визейского яруса в отрогах хребта Акшийряк (29). Нижневизейские отложения в бассейне р. Кокирима (23, 28 — см. ниже) также образованы главным образом глинистыми известняками.

Карбонатно-терригенные отложения

В Чаткальском секторе карбонатно-терригенные отложения образуют разрезы нижнего визе в северо-западной части гор Каракус и в хребте Боролдай. В горах Каракус (5, 6) эти отложения представлены органогенно-обломочными известняками, чередующимися с аргиллитами и глинистыми известняками. Фауна обильна: *Schizophoria resupinata* Mart., *Dictyoclostus craffordsvillensis* Well., *Spirifer attenuatus* Kon., *Brachythyris* aff. *suborbicularis* Hall, *Athyris lamellosa* Eveill и др., микрофауна *Archaeodiscus spirillinoides* Raus., *Tetrataxis eominima* Raus., *T. minima* Lee et Chen., *T. conica* Ehrenb. и др. Мощность нижнего визе в горах Каракус колеблется от 400 до 800 м (Арсовски, 1957).

В хребте Боролдай нижневизейские отложения обнажаются в районе «Боролдайских ворот» и западнее пос. Леонтьевка. Нижняя часть разрезов (1, 2), по данным М. И. Арсовски (1957), сложена глини-

стыми органогенно-обломочными известняками, верхняя — песчаниками и алевролитами, содержащими прослой глинистых известняков. В известняках собрана нижневизейская фауна *Archaediscus spirillinoides* Raus. и др. Видимая мощность этих отложений достигает 400 м.

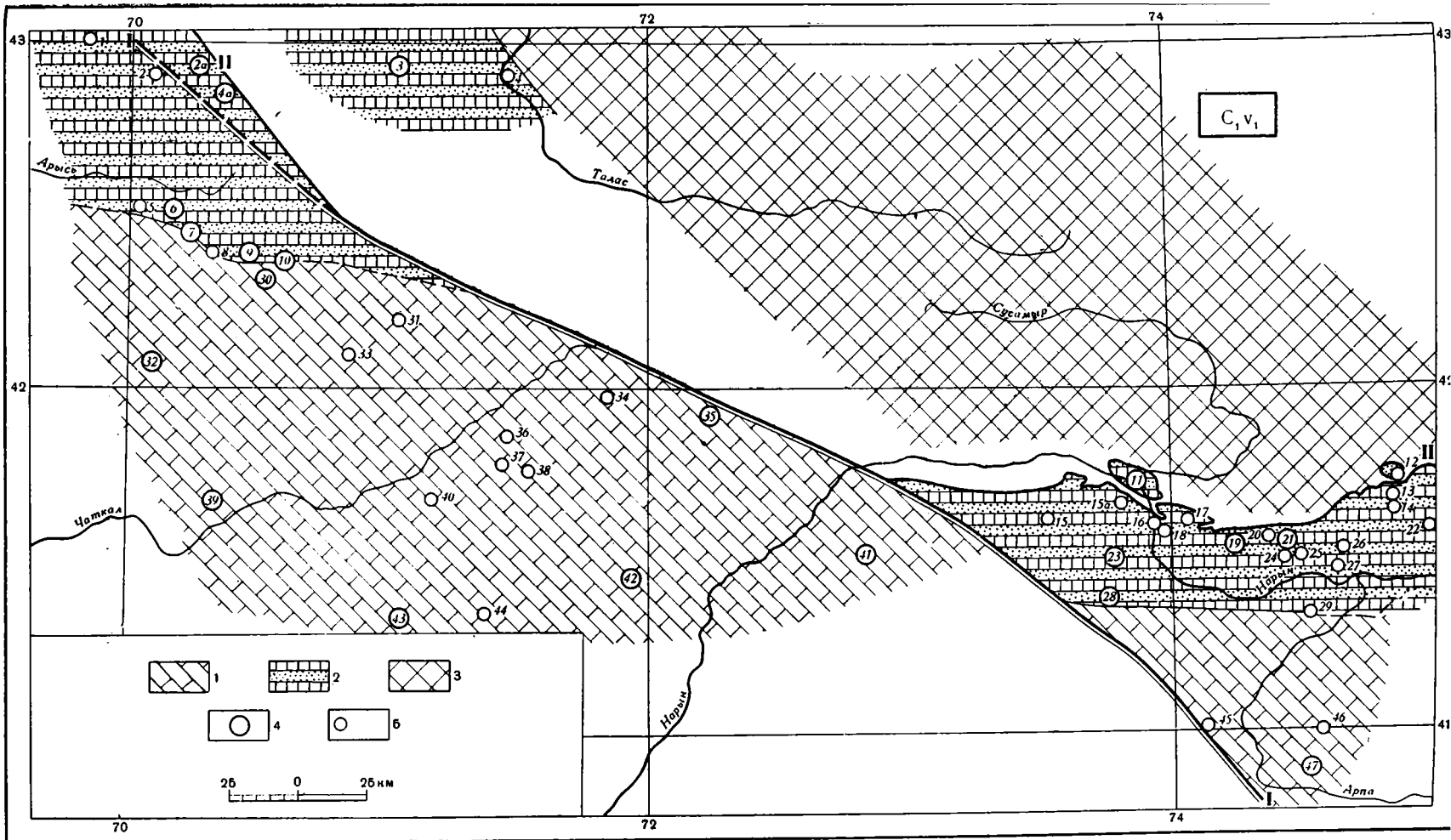
К востоку от Таласо-Ферганского разлома карбонатно-терригенные отложения нижнего визе развиты в западной части Северного Тянь-Шаня и на севере Нарынского сектора Срединного Тянь-Шаня. В Нарынском секторе эти отложения распространены в горах Кокиримтау и хребте Молдотау. На южном склоне гор Кокиримтау, в верховьях р. Кокчо (23), по данным А. Я. Галицкой, разрез нижнего визе (700 м) слагают глинистые известняки, частью доломитизированные, с кремнями, содержащие прослой аргиллитов и алевролитов, а в нижней части разреза и прослой гипса. В известняках собрана обильная фауна: *Dictyoclostus deruptus* Rom. и другие брахиоподы, мшанки, кораллы, фораминиферы. Аналогичен состав отложений раннего визе в бассейне Кекликбеля (28), на южном крыле кокиримской синклинали, отсутствуют лишь гипсы.

На северном склоне гор Кокиримтау в нижневизейских отложениях появляются песчаники и конгломераты. В бассейне среднего течения Джуантерека (15а) разрез нижнего визе составлен А. Я. Галицкой. Его образует толща серых песчаников и аргиллитов, среди которых встречены прослой известняков с *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *E. ex gr. beata* Mal., *Plectogira cf. sulcata* Gan., *P. cf. expressa* Gan., *Glomospirella* ex gr. *endothyroides* Dain, *G. cf. pulchra* Mik. В ущелье р. Нарын (16), по данным Ю. К. Алексеева, в тектоническом блоке заключены серые слоистые известняки, содержащие прослой бурых алевролитов, грубозернистых аркозовых песчаников, конгломератов и фауну: *Spirifer grimesi* Hall, *Sp. striatus* Mart., а также мшанки. А. Я. Галицкая указывает на находку здесь также *Dictyoclostus deruptus* Rom. Видимая мощность разреза 600—800 м. Севернее в аллохтоне тектонического покрова, расположенного у устья Кокомерена, разрез нижнего визе (11), по данным Т. А. Додоновой, имеет следующее строение:

Мощность, м

- | | |
|--|----------|
| 1. Известняки глинистые с гониатитами <i>Merocanites djaprakensis</i> Libr. и <i>Pericyclus tianshanicus</i> Libr. Мощность горизонта изменяется от 25 м в низовьях Джуантерека до 200 м в верховьях Карабулака. | |
| 2. Известняки песчанистые, буровато-серого цвета, с прослоями известковистых кварцевых песчаников, аргиллитов и мергелей | 150—200 |
| 3. Чередующиеся алевролитистые известняки, алевролиты и песчаники, среди которых встречаются прослой мелкогалечных конгломератов; окраска пород темно-серая, зеленовато-серая, буровато-серая. В известняках содержится нижневизейская фауна: <i>Dictyoclostus deruptus</i> Rom., <i>Spirifer grimesi</i> Hall и др. | 800—1000 |

В горах Кавактау нижнее визе также представлено карбонатно-терригенными отложениями. В верховьях р. Кашкасу (19), по данным В. Г. Королева, в основании разреза лежат бурые и серые глинистые комковатые известняки с гониатитами (20—25 м). Выше залегают черные глинистые и глинисто-известковистые сланцы, песчаники, глинистые известняки (200 м). В верхней части этого разреза содержатся пласты органогенных известняков с *Dictyoclostus deruptus* Rom., *Spirifer striatus* Mart. и др. Восточнее, в верховьях р. Каинды (21), на горизонт глинистых комковатых известняков с гониатитами, мощностью в несколько метров, налегают светло-серые грубозернистые песчаники мощностью 100 м. Верхнюю часть разреза (200 м) слагают черные известково-глинистые сланцы. Карбонатно-терригенные отложения нижнего визе описаны также В. Г. Королевым по рекам Ирису (24), Кенконуш (25) и в среднем течении р. Кичине-Киндык (26). Видимая мощность этих разрезов превышает 500 м.



Фиг. 20. Карта литологических комплексов нижнеферганских отложений (составил В. С. Буртман в 1960 г.)

1 — карбонатные отложения; 2 — карбонатно-терригенные отложения; 3 — область денудации. Местоположение стратиграфических разрезов: 4 — полных; 5 — неполных.
 I—I—Таласо-Ферганский разлом; II—II—главная структурная линия Тянь-Шаня, по В. А. Николаеву. Цифры объяснены в тексте

Еще более мощный разрез описан Е. И. Зубцовым у северной границы Нарынского сектора — в бассейне Базайгыра-западного на северном склоне хребта Молдотау (13). В тектоническом блоке здесь залегают серые глинистые и песчанистые известняки, содержащие прослои мелкогалечных конгломератов и песчаников — кварцевых, аркозовых и полимиктовых. В известняках собраны *Dictyoclostus deruptus* Rom., *D. burlingtonensis* Hall и др. Видимая мощность этой пачки 220 м. На ней лежат алевролиты и алевроито-глинистые сланцы, в верхней части известковистые, с *Tetrataxis* aff. *dentata* W., видимой мощностью 400 м.

В западной части Северного Тянь-Шаня карбонатно-терригенные отложения визе распространены на возвышенностях Тактурмас и Улькун-Бурул и в хребте Малый Каратау. На подъярусы эти отложения не расчленяются. В Малом Каратау (2а, 4а), по данным В. И. Вебера (1935), низы разреза визейского яруса образуют кремнистые, песчанистые и глинистые известняки с *Dictyoclostus deruptus* Rom. и др. Мощность известняков в долине Чонглака (4а) около 100 м, по р. Букан-сунги — 250 м. Выше залегает мощная толща красноцветных конгломератов и песчаников, нижняя часть которой, по-видимому, имеет визейский возраст. На возвышенности Улькун-Бурул (3), по данным В. Ф. Козицкого, разрез визе образуют:

Мощность, м

1. Известняки темно-серые, битуминозные, с <i>Dictyoclostus deruptus</i> Rom. и др.	16
2. Гипсы с тонкими прослоями кварцевых песчаников и известняков	38
3. Известняки серого цвета с редкими прослоями мелкозернистых песчаников и пластом гипса в кровле пачки. В известняках найден <i>Euomphalus elegans</i> Kon.	53
4. Известняки с <i>Dictyoclostus deruptus</i> Rom., <i>D. burlingtonensis</i> Hall, <i>Spirifer forbesi</i> Norw. et Pratt., <i>Sp. cinctus</i> Keys. и др.	40
5. Переслаивающиеся песчанистые известняки, кварцевые и полимиктовые песчаники, встречаются прослои глинистых сланцев и гипса. Фауна: <i>Dictyoclostus burlingtonensis</i> Hall, <i>Spirifer cinctus</i> Keys., <i>Archaeodiscus karrieri</i> Brady	52

Выше согласно залегают известняки намюра с *Productus concinnus* Sow.

На возвышенности Тактурмас (5) у западной оконечности Киргизского хребта видимая мощность визейских отложений равна 80 м. В. А. Николаев указывает на находку в этих отложениях *Dictyoclostus deruptus* Rom. и *D. burlingtonensis* Hall. Далее на восток, в западной и центральной части Киргизского хребта, нижневизейские породы в разрезе отсутствуют.

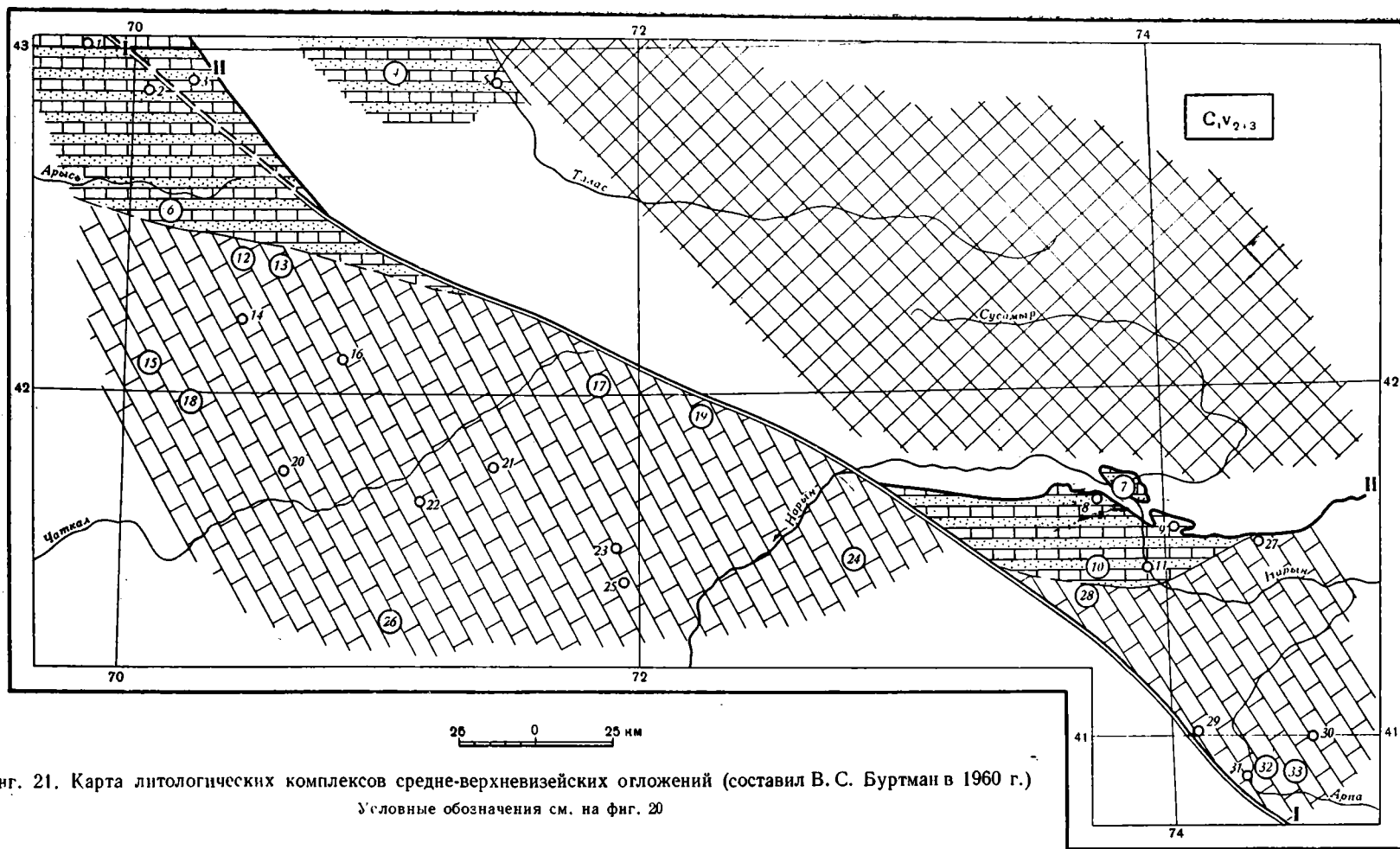
Граница между областями распространения карбонатных и карбонатно-терригенных отложений нижнего визе в Чаткальском секторе проходит в восток-юго-восточном направлении по территории гор Каракус и Джебаглы. Она отмечена разрезами 7, 8, 10. В Нарынском секторе эта граница расположена к югу от гор Кокиримтау. Далее на восток она проходит в хребет Акшийряк (фиг. 20).

Среднее и верхнее визе

Карбонатные отложения

К западу от Таласо-Ферганского разлома карбонатные породы среднего-верхнего визе занимают всю рассматриваемую территорию, расположенную южнее гор Каракус. На левобережье р. Нарын выходы отложений этого возраста известны в междуречье Каинды и Караколя (24)¹,

¹ Номера стратиграфических разрезов среднего и верхнего визе соответствуют номерам на фиг. 21.



Фиг. 21. Карта литологических комплексов средне-верхневизейских отложений (составил В. С. Буртман в 1960 г.)

Условные обозначения см. на фиг. 20

где, как уже указывалось, развита толща карбонатных пород. В нижней части непрерывного разреза этой толщи собрана верхнетурнейская, а в верхней части разреза — намюрская фауна. В горах Бозбутау известняки с фауной среднего-верхнего визе описаны Н. В. Ивановым в долинах рек Ренджит (25) и Кокъянгах (23).

На южном склоне Чаткальского хребта, на горе Акташ (26), в междуречье Сумсара и Коксарека, на известняки нижнего визе с *Dictyoctostus deruptus* Rom., по данным Л. И. Турбина, согласно налегают темно-серые и черные известняки с гигантопродуктусами мощностью 365 м. Выше также согласно залегают известняки намюра с *Gigantoproductus edelburgensis* Phill. На северном склоне этого хребта известняки с фауной среднего-верхнего визе описаны по р. Канышкиясай (22) и в верховьях Аксу (21). На северо-восточном окончании Чаткальского хребта в бассейне р. Коротого разрез (17) рассматриваемых отложений составлен Н. В. Житковой:

Мощность, м.

1. Известняки серые детритусово-криноидные массивные, с гигантопродуктусами и микрофауной <i>Eostaffella mosquensis</i> Viss., <i>E. parva</i> Moell. и др.	115
2. Известняки светло-серого цвета, тонкослоистые	30
3. Известняки серые массивные, с прослоями кремней в верхней части пачки. Содержат обильную микрофауну: <i>Eostaffella ikensis</i> Viss., <i>E. mosquensis sublata</i> Gan., <i>E. cf. postmosquensis</i> Kir., <i>E. prisca</i> Raus., <i>E. constricta</i> Gan., <i>Endothyra evoluta</i> Leb., <i>Archaediscus cf. rugosus</i> Raus.	125

Выше залегают известняки намюра с *Archaediscus bashkiricus* Krest. et Theod.

В Атойнокском хребте отложения среднего-верхнего визе были описаны В. Н. Гавриловой и наблюдались автором в бассейне р. Иралги (19). Они представлены светло-серыми и розовато-серыми известняками, содержащими прослойки темно-серых известняков и фауну: *Gigantoproductus sarsimбайi* Serg., *Productus weberi* Jon., *Striatifera striata* Fisch. и другие брахиоподы, а также кораллы: *Syringopora reticulata* Goldf., *Diphyphyllum approximatum* Thom., *Kieichouphyllum sineuse graeile* I. Мощность этих отложений 300—350 м. Выше залегают известняки намюра с *Gigantoproductus edelburgensis* Phill.

В средней части Пскемского хребта, на его обоих склонах (16, 20), известняки среднего-верхнего визе отмечены А. С. Аделунгом. В северо-восточной части Пскемского хребта они, по-видимому, входят в состав мощной нерасчлененной толщи мраморизованных известняков нижнего карбона, распространенной по левобережью р. Ойгаинга.

В западной части Угамского хребта, в верховьях Угама (18), рассматриваемые отложения, описанные П. Н. Подкопаевым, в нижней своей части представлены сахаровидными доломитами (от 20 до 40 м), а выше — известняками с *Gigantoproductus sarsimбайi* Serg., *Linoproductus corrugato-hemispaeiricus* Vaugh. — 250 м. В долине р. Улучура (15) разрез, описанный А. С. Макаровым, имеет следующее строение:

Мощность, м.

1. Известняки детритусовые серого цвета с <i>Gigantoproductus sarsimбайi</i> Serg.	140
2. Известняк сахаровидный	57
3. Доломит брекчированный	11
4. Известняк серого цвета со <i>Spirifer striatus</i> Mart. и <i>Striatifera striata</i> Fish.	123
5. Известняки черного цвета с <i>Gigantoproductus latissimus sergunkovae</i> Dik. et Kol., <i>G. sinuatus</i> Sar., <i>Productus productus</i> Mart., <i>Spirifer striatus</i> Mart.	125

Северо-восточнее, в долине Силбилися (14), тем же исследователем описан известняковый разрез среднего-верхнего визе видимой мощ-

ностью около 400 м. В Джебаглинских горах (13), по данным О. И. Сергуньковой (1960), разрез слагают афанитовые комковатые известняки с детритусом, макрофауной *Gigantoproductus sarsimbaii* Serg., *Dictyoclostus irsuensis* Serg., *Rhipidomella michelini* L'Ev., *Lithostrotion caespitosum* Mart. и фораминиферами *Eostaffella tujmasensis* Wiss. и др., — 220 м. Выше залегают пестроцветные мергели, в которых встречены нижненаюрские *Gigantoproductus edelburgensis grüberi* Sar. В горах Каракус рассматриваемые отложения представлены серыми и светло-серыми афанитовыми и органогенно-обломочными известняками с обильной фауной: *Dictyoclostus dicarevae* Serg., *Striatifera striata* Fisch., *Eostaffella prisca settella* Gan., *E. postmosquensis acutiformis* Kir., *Globoendothyra globulus* Eichw., *Plectogyra omphalata minima* Raus. et Reitl. и др. Мощность этих отложений в долине р. Ирису (12) составляет 200 м (Арсовски, 1957).

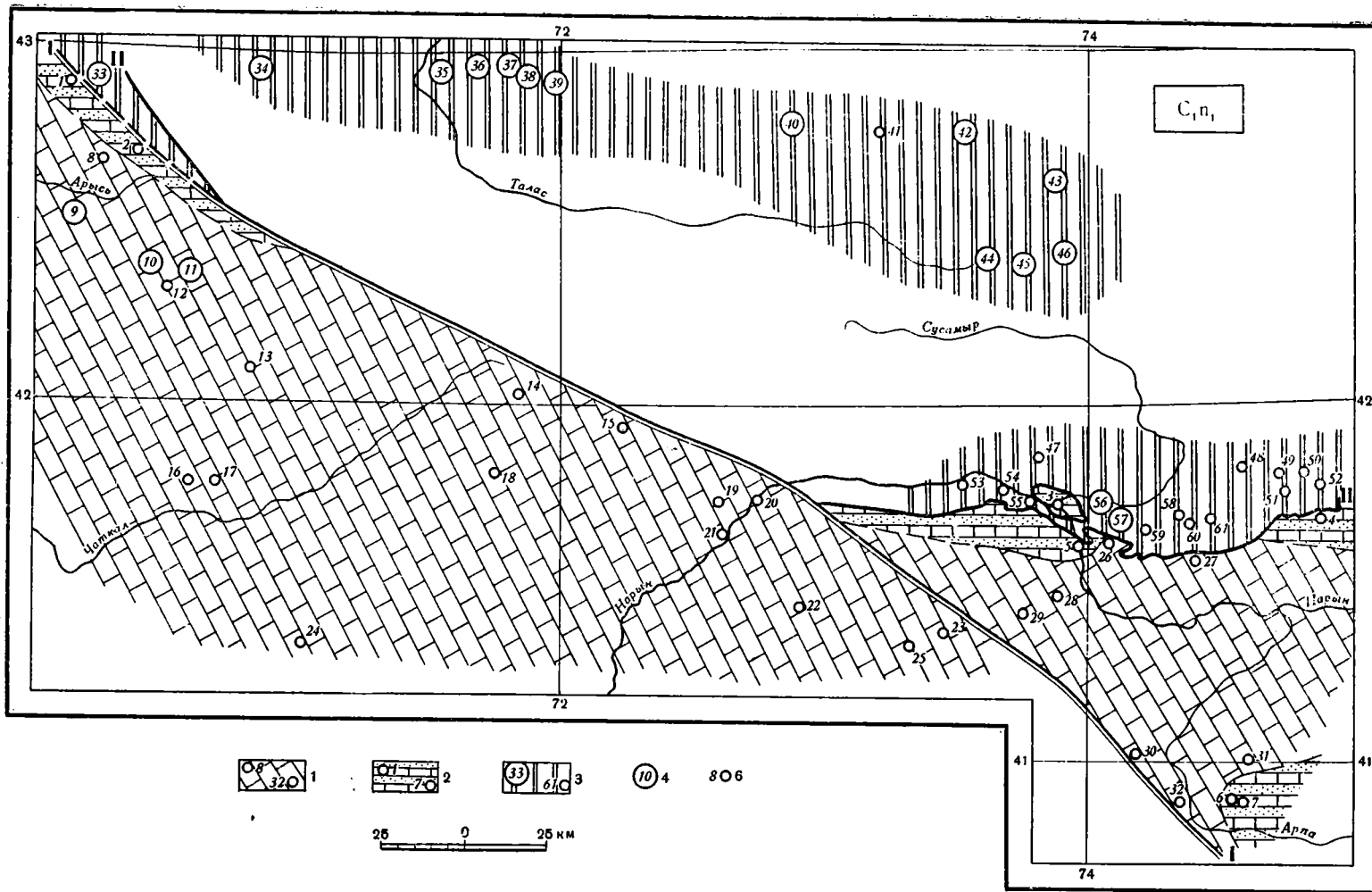
В Нарынском секторе карбонатные породы слагают разрезы среднего-верхнего визе в хребте Джаман-Даван, на восточном склоне Ферганского хребта и в горах Кавактау. В Джаман-Даване известняки с *Dictyoclostus sarsimbaii* Serg. глинистые, в отдельных слоях окремненные. Мощность их в бассейне р. Комансу-южной (33), по данным Е. И. Зубцова, превышает 500 м. В междуречье Комансу и Арпанын Кашкасу (32) среднее-верхнее визе, по данным А. Я. Галицкой, представлено серыми известняками с *Eostaffella* ex gr. *ikensis* Viss., *Archaeodiscus* ex gr. *moelleri* Raus., *A.* ex gr. *krestovnikovi* Raus., *Plectogyra omphalota* Raus. et Reitl. и др. (до 800 м). В западной части Джаман-Давана известняки брекчированы. На восточном склоне Ферганского хребта, в разрезе горы Актеке (29), средне-верхневизейские отложения входят в состав мощной толщи известняков, в нижней части которой А. А. Луйком собрана фауна нижнего визе, а в верхней — наюра.

В правом борту долины Кокирима (28), на южном крыле кокиримской синклинали, рассматриваемые отложения описаны А. Я. Галицкой. Нижнюю половину их разреза (150 м) образуют серые массивные известняки, верхнюю (160 м) — сильно окремненные доломитизированные черные известняки с *Eostaffella* sp., *Hyperammia elegans crassa* Pojark., *H. moderata* Mal., *Tuberitina magna* Pojark., *T. malachovae* Pojark., *Neotuberitina maljawkini* Mikh. и др. В горах Кавактау у перевала Чеманды (27) среднее-верхнее визе, по данным В. Г. Королева, сложено известняками с *Gigantoproductus sarsimbaii* Serg., имеющими мощность 150—200 м.

Карбонатно-терригенные отложения

Западнее Таласо-Ферганского разлома карбонатно-терригенные отложения среднего и верхнего визе описаны М. И. Арсовски (1957) в северо-западной части гор Каракус (6), где они представлены известняками, частично песчанистыми и содержащими прослой косослоистых песчаников. По данным М. И. Арсовски (1957) и С. Е. Колотухиной (1958), рассматриваемый литологический комплекс образует разрезы среднего-верхнего визе также в хребте Боролдай (1 и 2).

К востоку от Таласо-Ферганского разлома карбонатно-терригенные отложения распространены в северной части Нарынского сектора Среднего Тянь-Шаня и на западе Северного Тянь-Шаня. В Нарынском секторе они развиты в горах Кокиримтау и в западной части гор Кавактау. На южном склоне гор Кокиримтау, в разрезе по р. Кокчо (10), по данным Ю. А. Алексеева и А. Я. Галицкой, на нижневизейских известняках с кремнями залегают серые массивные известняки с *Gigantoproductus sarsimbaii* Serg., *G. mirus* Frcks. (100—150 м), а выше — черные тонкоплитчатые доломитизированные известняки и сланцы с прослоями



Фиг. 22. Карта литологических комплексов нижнеямурских отложений (составил В. С. Буртман в 1960 г.)

1 — карбонатные отложения; 2 — карбонатно-терригенные отложения; 3 — существенно грубообломочные отложения в Северном Тянь-Шане.
 Местоположение стратиграфических разрезов: 4 — полных, 5 — неполных.
 ; 1 — I — Таласо-Ферганский разлом; II — II — Главная структурная линия Тянь-Шаня, по В. А. Николаеву. Цифры объяснены в тексте

алевролитов — 150—200 м. В вышележащих известняках содержится фауна намюрского яруса *Gigantoproductus edelburgensis* Phill. и др. В ущелье р. Нарын (11) средне-верхневизейские отложения в нижней своей части представлены темно-серыми известняками с прослоями и линзами кремней и фауной *Gigantoproductus sarsimbaii* Serg., *G. mirus* Freks., *Eostaffella proikensis* Raus. и др. (250—300 м). Выше залегают черные известняки и алевролиты, видимой мощностью 115 м.

Севернее, в районе устья Кокомерена, в тектоническом покрове, разрез (7) рассматриваемых отложений, по данным А. А. Луйка, образован 600-метровой толщей известняков, содержащих горизонты песчаников и алевролитов. В западной части гор Кавактау, у перевала Чаули (9), эти отложения, описанные А. Я. Галицкой, представлены в нижней части серыми массивными известняками видимой мощностью 100 м, выше которых лежат черные алевролитистые известняки с прослоями алевролитов и фауной: *Gigantoproductus* sp., *Eostaffella* aff. *parva* Raus., *E. breviscula* Gan., *E. aff. proikensis* Raus. и др.

В западной части Северного Тянь-Шаня карбонатно-терригенные отложения среднего и верхнего визе распространены в горах Большой Бурул (4) и на возвышенности Тектурмас (5) у западного окончания Киргизского хребта. Они были описаны выше совместно с нижневизейскими породами. В горах Архарлы (3) средне-верхневизейские отложения представлены известняками, содержащими прослой алевритистых аргиллитов и алевролитов (Фалькова, 1928; Арсовски, 1957).

Граница между областями развития карбонатных и карбонатно-терригенных отложений среднего-верхнего визе в Чаткальском секторе прослеживается в районе гор Каракус. В Нарынском секторе эта граница проходит из бассейна Кокирима в горы Кавактау (фиг. 21).

Нижний намюр

В Срединном Тянь-Шане намюрские отложения согласно налегают на породы визе, а в Северном Тянь-Шане трансгрессивно лежат на разновозрастных образованиях. На большей части рассматриваемой территории сохранились лишь породы нижнего намюра, на которых несогласно залегают верхнепалеозойские или более молодые отложения. К нижнему намюру нами, вслед за А. Я. Галицкой (Галицкая — Гладченко, 1960), отнесены слои с *Gigantoproductus edelburgensis* Phill., *G. rectistrius* Gröb., *G. irregularis* Jan., *Productus concinnus* Sow., *Eostaffella protvae* Raus., *Archaediscus bashkiricus* Krest. et Theod. Граница нижнего и верхнего намюра проводится по исчезновению гигантопродуктусов и стриаифер. В Срединном Тянь-Шане нижний намюр представлен карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями, в Северном Тянь-Шане разрез в значительной своей части образован грубообломочными породами (фиг. 22).

Карбонатные отложения

В рассматриваемой части Ферганского сектора Южного Тянь-Шаня нижний намюр представлен серыми и светло-серыми известняками. В бассейнах Керей-западного и Керей-восточного (22)¹, по данным Л. И. Турбина, среди известняков отмечены горизонты вулканогенных пород основного состава и яшмы. Фауна в этих отложениях представлена брахиоподами *Striatifera striata* Fish., *Gigantoproductus latissimus* Sow., *Echinoconchus punctatus* Mart., *Leptaena analoga* Phill., кораллами *Lithostrotion irregulare jungtingense* G. и фораминиферами *Eostaffella*

¹ Номера стратиграфических разрезов нижненамюрских отложений соответствуют номерам на фиг. 22.

cf. *ikensis* Viss., *Endothyronopsis crassus* Brady и др. Лип. Видимая мощность известняков нижнего намюра, описанных Т. А. Додоновой в верховьях Сарыташа (23), составляет 300 м, в хребте Алаш (25) — 650 м. В долине Токтобекская (19) и на правобережье Нарына (20) мощность известняков, согласно данным Л. И. Турбина, достигает 2000 м.

В Чаткальском секторе Срединного Тянь-Шаня нижнюю часть разреза, описанного Л. И. Турбиным на горе Акташ (24), на южном склоне Чаткальского хребта, образуют темно-серые известняки, в основании которых найдены *Gigantoproductus edelburgensis* Phill., *Striatifera striata* Fisch. и др. — 167 м. Выше залегают серые битуминозные известняки с *Archaeodiscus* ex gr. *baschkiricus* Raus., *Striatifera striata* Fisch. и др. (24 м), а на них — светло-серые известняки с *Gigantoproductus* aff. *edelburgensis* Phill., *G. latissimus* Sow., *Striatifera striata* Fisch., видимой мощностью 57 м. В северо-восточной части Чаткальского хребта, на его южном склоне (18), известняки с *Gigantoproductus edelburgensis* Phill. описаны Н. В. Ивановым. На северном склоне хребта известняки с *Archaeodiscus baschkiricus* Krest. et Theod., по данным Н. В. Житковой, присутствуют в разрезе по р. Коротоко (14).

В Атойнокском хребте известняки с *Gigantoproductus edelburgensis* Phill. описаны В. Н. Гавриловой в долине Иралги (15). В Пскемском хребте (16, 17) намюрские известняки указываются А. С. Аделунгом. На северном склоне Угамского хребта, в долине Аксу (12), разрез нижнего намюра, по данным Х. Х. Урманова, слагают черные толстоплитчатые известняки с *Gigantoproductus edelburgensis gröberi* Sar. и др. В бассейне р. Джебаглы полный разрез нижнего намюра (11) составлен О. И. Сергуньковой (1960):

Мощность, м

1. Мергели алевролитистые, частью доломитизированные с прослоями обломочно-оолитовых известняков. Окраска пород пестрая — серо-желтая, розовая, оливковая, черная. Фауна представлена многочисленными видами фораминифер, мшанок и брахнопод, среди которых <i>Gigantoproductus edelburgensis gröberi</i> Sar., <i>G. latissimus</i> Sow., <i>Striatifera prima</i> Serg., <i>Spirifer mashatensis</i> Serg.	110
2. Известняки серого цвета массивные, с <i>Lithostrotion portlocki</i> E. et H.	65
3. Известняки серого и розового цвета слоистые, с <i>Gigantoproductus edelburgensis</i> Phill., <i>G. rectestrius</i> Gröb., <i>Striatifera striata</i> Fisch.	183
4. Чередующиеся светло-серые и розовые известняки — афанитовые, алевролитисто-глинистые, обломочно-детритусовые, обломочно-оолитовые, содержащие обильные <i>Gigantoproductus edelburgensis</i> Phill., <i>Striatifera striata</i> Fisch.	109
5. Известняки светло-серые, тонкослоистые, со <i>Striatifera striata</i> Fisch. и <i>Athyris expansa</i> Phill.	183

К северу от Угамского хребта, в пределах рассматриваемого района, отложения намюрского яруса не расчленены на подъярусы. В горах Каракус, по данным М. И. Арсовского (1957), намюр представлен темно-серыми и серыми средне- и тонкослоистыми пелитоморфными и оолитовыми известняками в которых встречаются отдельные конкреции кремня, прослой доломитов и органогенно-обломочных известняков. Фауна обильна: *Productus concinnus* Sow., *Pr. insculptus* M. W. и др., микрофауна — *Archaeodiscus baschkiricus* Krest. et Theod., *A. postrugosus* Reitl., *Eostaffella mediocris cupellaeformis* Gan., *E. pseudostruvei angusta* Kir. и др. Мощность изменяется от 330 м (9) до 500 м (10). Выше залегают нижнебашкирские отложения с *Pseudostaffella antiqua* Dutk.

На южном склоне хребта Боролдай намюрские отложения выходят на поверхность в тектоническом блоке, расположенном в бассейне р. Кокбулак (8). Здесь развиты мергелистые известняки, содержащие микрофауну: *Tiberitina maljavkini* Mikh., *Archaeodiscus krestovnikovi* Raus.,

A. ex gr. baschkiricus Krest. et Theod., *Eostaffella prisca ovoidea* Paus., *E. constricta* Gan. и др. (Арсовски, 1957).

В Нарынском секторе карбонатные отложения нижнего намюра распространены на южных склонах гор Кокиримтау и Кавактау, на восточном склоне Ферганского хребта и в хребте Джаман-Даван. На восточном склоне Ферганского хребта, на горе Актеке (30), и в западной части хребта Джаман-Даван (32) эти отложения, наблюдавшиеся автором, представлены тонкослоистыми известняками, частью послойно окременными. Восточнее, в разрезе горы Акташ-восточная (31), на северном склоне Джаман-Давана, А. А. Луйком описаны известняки с *Gigantoproductus edelburgensis* Phill.

В долине Кокирима (29), по данным А. Я. Галицкой, разрез нижнего намюра образован известняками с *Eostaffella ex gr. protvae* Raus., *E. postmosquensis* Kir., *E. breviscula* Gan., *E. cf. ikensis* Viss., *Archaediscus ex gr. baschkiricus* Kerst. et Theod., *Paristaffella struvei* Moell., видимой мощностью 300—350 м. В долине р. Кокчо (28), на южном склоне гор Кокиримтау, на известняки верхнего визе согласно налегают черные и серые известняки с *Gigantoproductus edelburgensis* Phill., *Striatifera striata* Fisch., *Marginifera schartiminensis* Jan. и др. Мощность разреза 133 м, выше лежат известняки с *Productus concinnus* Sow. В приводораздельной части гор Кавактау, в междуречье Табылгаты-южной и Кармантюза (26), разрез нижнего намюра образован массивными известняками, в нижней части разреза — белыми, с *Gigantoproductus edelburgensis* Phill., *G. irregularis* Jan., *Buxtonia mosquensis* Jvan. и др. (70 м), а выше — черными, со *Striatifera striata angusta* Jan. и др. — 100 м.

У перевала Чеманды (27) нижний намюр, по данным В. Г. Королева, представлен темно-серыми и черными известняками с кремнистыми стяжениями в верхней части разреза. В низах этой толщи, имеющей мощность до 300 м, найдены *Gogantoproductus edelburgensis* Phill., *G. latisimus* Sow., а выше — *Productus corrugatus* M'Coу.

Карбонатно-терригенные отложения

В Чаткальском секторе эти отложения развиты в узкой полосе, расположенной северо-восточнее хребта Боролдай. В горсте среди юрских отложений между хребтом Боролдай и горами Архарлы (1), по данным Э. А. Фальковой (1928), развиты нижненамюрские известняки, содержащие прослои конгломератов, аргиллитов и гипсов. В известняках найдены *Striatifera striata* Fisch., *Gigantoproductus cf. maximus* M'Coу, *Chonetes papilionacea* Phill. Близкая по строению толща, но более обогащенная грубообломочными породами, обнажается на продолжении этой полосы горстов юго-восточнее, у с. Успенки (24). По данным Л. В. Белякова, ее слагают крупно- и среднегалечные известковистые конгломераты, полимиктовые песчаники и органигенно-детритусовые известняки, содержащие многокамерные фораминиферы.

В Нарынском секторе карбонатно-терригенные отложения нижнего намюра известны на северных склонах гор Кокиримтау, хребта Молдотау и в Джаман-Даване. На северном склоне гор Кокиримтау, в низовьях Джуантерека (3), в аллохтоне тектонического покрова, по описанию А. А. Луйка, залегают серые песчанистые и окременелые известняки, переслаивающиеся с зелено-серыми песчаниками и аргиллитами. Известняки содержат нижненамюрские брахиоподы *Echinoconchus cf. punctatus* Mart., *E. aff. defensis* Thom., *Linoproductus tenuistriatus* Vern., *Lepetaena analoga* Phill. и др. На северном склоне гор Кавактау в долине Бардамбота (5) распространена толща, сложенная в основном мелкозернистыми песчаниками, среди которых встречаются прослои алевролитов и известняков. В известняках, по данным Ю. К. Алексеева, собраны

Gigantoproductus edelburgensis Phill., *Striatifera striata* Fisch. В восточной части рассматриваемой территории, в долине Базайгыра-западного, на северном склоне хребта Молдотау (4), нижненамюрские отложения описаны Е. И. Зубцовым:

Мощность, м

1. Известняки частью песчанистые, чередующиеся с известковистыми алевролитами. Фауна: <i>Gigantoproductus edelburgensis</i> Phill, видимая мощность	53
2. Известковистые алевролиты и конгломераты	12
3. Известняки с <i>Productus corrugatus</i> M'Coу и гигантопродуктусами	116
4. Известняки, аргиллиты и алевролиты	50
5. Известняки, частью загипсованные, с прослоями аргиллитов и алевролитов. В верхней части пачки содержатся <i>Gigantoproductus edelburgensis</i> Phill.	120

В хребте Джаман-Даван в бассейне р. Арпанын-Кашкасу (6 и 7) отложения нижнего намюра, описанные А. Я. Галицкой и А. А. Луйком, представляют собой чередование песчаников, сланцев и известняков. В междуречье Арканын-Кашкасу и Комансу (6), на известняках среднего-верхнего визе, залегает толща черных известняков, сланцев и песчаников, мощностью 400—450 м. Выше следуют:

Мощность, м

1. Известняки серые массивные, с <i>Gigantoproductus edelburgensis</i> Phill., <i>Striatifera striata</i> Fisch., <i>Marginifera schartimiensis</i> Jan. и др.	40
2. Песчаники и сланцы светло-зеленого цвета	110
3. Известняки в нижней части пачки микрослоистые черного цвета, выше — массивного серого цвета, со <i>Striatifera striata</i> Fisch.	119
4. Чередующиеся средне- и мелкозернистые известковистые песчаники, черные известняки и глинистые сланцы. В верхней части пачки содержатся <i>Striatifera striata</i> Fisch., <i>Marginifera schartimiensis</i> Jan., <i>Productus concinnus</i> Sow. и др.	133

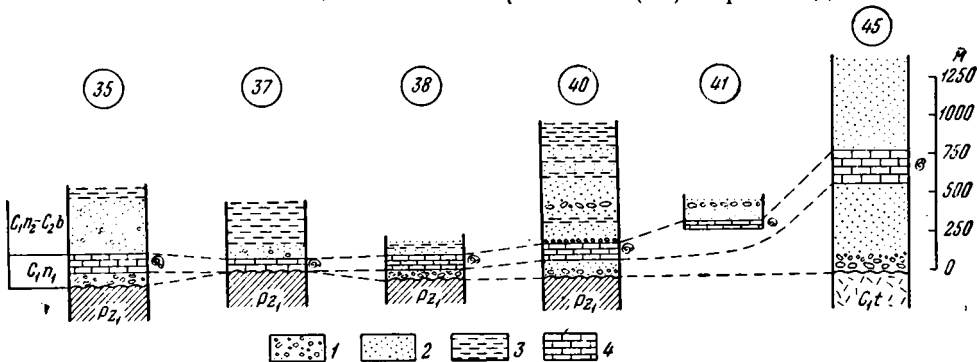
*Существенно грубообломочные отложения
Северного Тянь-Шаня*

В Северном Тянь-Шане нижний намюр представлен грубообломочной красноцветной толщей, включающей горизонты известняков. В горах Архарлы (33) указанные отложения развиты вблизи от Таласо-Ферганского разлома. На южном склоне этих гор, на известняках верхнего визе, согласно залегает толща красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов, среди которых встречаются линзы конгломератов. Песчаники полимиктовые красно-бурого цвета, алевролиты имеют желто-бурюю и зеленовато-серую окраску. В долине р. Урта-Сунги, в прослое известняка, среди этих пород Э. А. Фальковой (1928) были собраны брахиоподы *Striatifera striata* Fisch., *Productus minbaschi* Nal., *Pr. ex gr. aquileatus* Sow., *Echinoconchus punctatus* Mart., а в верхней части разреза — *Striatifera kokdscharensis* Gröb., *Linoproductus cf. cora* Orb., *Pr. semireticulatus* Mart., *Spirifer bisulcatus* Sow. М. И. Арсовским (1957) в рассматриваемой толще обнаружена также нижнебашкирская микрофауна: *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *P. composita* Grozd. et Leb., *Ozawainella aurora* Grozd. et Leb. Судя по стратиграфическому положению и фауне, эта терригенная толща охватывает намюрский ярус и низы среднего карбона. Ее мощность около 2000 м.

В западной и центральной части Киргизского хребта породы нижнего намюра трансгрессивно залегают на различных более древних образованиях, имеющих возраст от докембрия до турне. В разрезе рассматриваемых отложений выделяются две толщи: нижняя — терригенная и верхняя — терригенно-карбонатная (фиг. 23). Типичный разрез (40) терригенной толщи описан М. Н. Соловьевой и автором в долине Каракистака.

1. Конгломераты неравногалечные с валунами, сменяющиеся выше пудингами и гравелитами. В составе гальки преобладают порфиры, встречаются песчаники, кремнистые породы и известняки 18
2. Ритмичное чередование конгломератов, гравелитов и песчаников. Начинаются ритмы средне- или неравногалечными конгломератами, которые вверх по разрезу сменяются гравелитами, а затем крупнозернистыми песчаниками. Регрессивные части ритмов отсутствуют: на песчаники с резкой границей вновь ложатся конгломераты. Мощность ритмов не превышает 1 м 12,5
3. Переслаивающиеся крупнозернистые аркозовые песчаники и гравелиты, частью косослонистые. В отличие от преобладающей в толще монотонной коричнево-красной окраски отложений, цвет пород этой пачки розовый 10,5
4. Переслаивающиеся средне- и крупнозернистые песчаники. Породы полимиктовые и аркозовые, розового и светло-серого цвета, частью косослонистые 61

Восточнее, в бассейне р. Карабалты (43, 45, 46), в основании этой толщи залегают неравногалечные конгломераты, состав гальки в которых, как и в разрезе по р. Каракистак, зависит от состава подстилающих отложений. Так, в бассейне р. Аблы (46) преобладает галька



Фиг. 23. Стратиграфические разрезы намурских отложений центральной и западной частей Киргизского хребта

Цифры в кружках — номера разрезов; 35 — на западной оконечности хребта (Н. А. Преображенский, 1955 г.); 37 — по р. Кызылкайнарсай; 38 — по р. Сугаты (В. Ф. Козицкий, 1955 г.); 40 — по р. Каракистак; 41 — по р. Мерке (В. С. Буртман и М. Н. Соловьева, 1954 г.); 45 — по р. Карабалты (В. С. Буртман, 1957 г.)

1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты и алевролиты; 4 — терригенно-карбонатная толща

подстилающих алевролитов, в верховьях р. Карабалты (45) — галька эффузивов, а в верховьях р. Каракол (44), на южном склоне Киргизского хребта, конгломераты почти целиком состоят из обломков интрузивных пород. Мощность конгломератов варьирует от 25 м в бассейне нижнего течения р. Карабалты (43) до 120 м в верховьях этой реки (45). Вышележащая часть толщи представляет собой чередование аркозовых и полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, среди которых встречаются прослои известняков и туфогенных пород. Мощность терригенной толщи в восточном направлении быстро возрастает. В верховьях р. Каракол (Талас) она равна 120 м (44), в бассейне верхнего течения р. Карабалты (45) — более 500 м. Далее к востоку она еще больше.

К западу от Каракистака песчаники нижней толщи замещаются конгломератами, и мощность отложений постепенно уменьшается. По Чумуксаю (39) она составляет 62,5 м, в долине р. Сугаты (38) — 20 м, а по Кызылкайнарсая (37) в основании каменноугольного разреза залегают 1—2-метровый слой конгломерата, выше которого лежат уже известняки верхней толщи. Далее на запад мощность терригенной толщи вновь

возрастает, превышая 140 м в саю Шилибастау (36). На западной оконечности Киргизского хребта (35) ее разрез имеет мощность 70 м, и преобладают в нем конгломераты.

Терригенно-карбонатная толща в разрезе, описанном М. Н. Соловьевой и автором (1963), по р. Каракистак (40) имеет следующее строение.

	Мощность, м
1. Известняки пелитоморфные с кремнистыми стяжениями в верхней части пачки	2
2. В основании этой пачки залегают грубозернистые, серовато-сиреневые аркозовые песчаники, которые вверх по разрезу постепенно переходят в мелкозернистые песчаники, а затем сменяются аргиллитами и известняками.	11,5
3. Песчаники мелкозернистые, серовато-сиреневого цвета	1
4. Известняки пелитоморфные с кремнистыми стяжениями, чередующиеся с органогенно-детритусовыми и биоморфными известняками. В известняках содержатся <i>Echinoconchus elegans</i> M'Coу, <i>Gigantoproductus protvensis</i> Sar., <i>G. cf. superba</i> Sar., <i>Productus</i> ex gr. <i>semireticulatus</i> Mart., <i>Diclyoclostus pinguis</i> M. W., <i>Martinia glabra</i> Mart.	10,5
5. Известняки битуминозные, пелитоморфные, органогенно-детритусовые и биоморфные. Брахиоподы представлены многочисленными <i>Phricodothyris lineata</i> Mart. и единичными <i>Productus</i> ex gr. <i>semireticulatus</i> Mart., фораминиферы — <i>Terpetiopsis</i> sp., <i>Plectogyra</i> sp., <i>Archaediscus</i> ex gr. <i>angulatus</i> Sosn., <i>Parastaffella</i> aff. <i>chernjaevae</i> Grozd. et Leb.	22
6. Известняки биоморфные брахиоподовые, с прослоями пелитоморфных и псевдоолитовых известняков. Брахиоподы: <i>Krotovia spinulosus</i> Sow., <i>Avonia youngianensis</i> Daw., <i>Buxtonia scabricula</i> Mart., <i>Echinoconchus punctatus</i> Mart., <i>E. elegans</i> M'Coу, <i>Linoproductus tenuistriatus</i> Vern., <i>L. corrugatus</i> M'Coу, <i>Productus carbonarius</i> Kon., <i>Pr. concinnus</i> Sow., <i>Antiquatonia insculptus</i> M. W., <i>Phricodothyris lineata</i> Mart., <i>Spiriferina insculpta</i> Phill., <i>Dielasma kuroatam</i> Tschern. Фораминиферы <i>Tuberitina maljavkini</i> Mikh., <i>Tetrataxis</i> ex gr. <i>minima</i> Lee et Chen., <i>Archaediscus</i> cf. <i>baschkiricus</i> Krest. et Theod., <i>A. pustulus</i> Grozd. et Leb., <i>A. probatus</i> Reitl., <i>A. brazhnikovae</i> Kir., <i>A. rectus</i> Kir.	31
7. Известняки серые и темно-серые, биоморфные — криноидные, пеллиподово-криноидные, брахиоподовые, нередко алевритистые, переслаивающиеся с красноцветными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. В известняках содержатся брахиоподы <i>Productus</i> ex gr. <i>semireticulatus</i> Mart. и фораминиферы <i>Archaediscus baschkiricus</i> Krest. et Theod., <i>A.</i> ex gr. <i>ovoides</i> Raus., <i>A.</i> ex gr. <i>angulatus</i> Sosn., <i>Eostaffella</i> cf. <i>singularia</i> Viss., <i>Parastaffella</i> sp.	10
8. Песчаники и алевролиты коричнево-красного цвета, известковистые, с редкой галькой кремней, прослоями гравелитов и известняков. Известняки гастроподовые, криноидно-мшанковые и пелитоморфные, с <i>Productus</i> ex gr. <i>semireticulatus</i> Mart. и фораминиферами <i>Archaediscus baschkiricus</i> Krest. et Theod., <i>A. rugosus</i> Raus., <i>Parastaffella</i> ex gr. <i>struvei</i> Moell.	12

Общая мощность терригенно-карбонатной толщи в разрезе по р. Каракистак — 100 м.

Восточнее, в бассейне нижнего течения р. Карабалты (43), на северном склоне Киргизского хребта, рассматриваемая толща почти целиком сложена песчаниками. Известняки образуют лишь несколько слоев в 2—5 м мощности. Общая мощность толщи близка к мощности ее в долине р. Каракистака. В верхнем течении р. Карабалты, в приосевой части Киргизского хребта (45), а также в верховьях Каракола (Таласа), на южном склоне этого хребта (44), эта толща имеет существенно известняковый разрез. В верховьях Каракола (Таласа), в основании ее разреза залегают оолитовые известняки и глинисто-карбонатные сланцы (60 м), содержащие в верхней части пачки 10-метровый пласт мелкозернистых песчаников. На эти породы налегают переслаивающиеся биоморфные известняки, пелитоморфные битуминозные известняки и пелловые туфы — 110 м. Выше по разрезу расположена пачка чередования известняков, туфов и полимиктовых песчаников мощностью 100 м.

На запад от разреза по р. Каракистак (40) строение и мощность терригенно-карбонатной толщи выдерживаются до Кызылкайнарсая (37). Далее к западу мощность этой толщи увеличивается, достигая

280 м по Шилибастау (36). На западном окончании Киргизского хребта (35) мощность терригенно-карбонатной толщи 125 м. На возвышенности Улькун-Бурул (34) ее разрез, по данным В. Ф. Козицкого, имеет следующее строение:

	Мощность, м
1. Известняки с <i>Productus concinnus</i> Sow., содержащие прослои серых мелкозернистых песчаников	18
2. Мергели с прослоями известняков, гипсов и кремней	31
3. Переслаивающиеся известняки, мергели, полимиктовые и кварцевые песчаники и алевролиты, встречаются прослои конгломератов. В известняках содержатся <i>Gigantoproductus giganteus</i> Mart., <i>G. tulensis</i> Bolkh., <i>Productus concinnus</i> Sow., <i>Linoproductus probus</i> Rotai, <i>Eostaffella prisca ovoidea</i> Raus., <i>Archaediscus krestovnikovi</i> Raus.	104
4. Красноцветные конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты с тонкими прослоями известняков, видимая мощность	170

Вдоль южной границы Северного Тянь-Шаня нижненамюрские отложения развиты в пределах рассматриваемой территории на северных склонах гор Кокиримтау и Кавактау и на южном склоне Сусамырского хребта. На северном склоне гор Кокиримтау, в нижнем течении р. Каинды (53), в основании этих отложений, по данным А. А. Луйка, залегают серые песчаники и конгломераты, содержащие прослои глинистых известняков и красноцветных аргиллитов (60 м). На них лежит мощная (235 м) пачка красно-бурых конгломератов, а выше — полимиктовые и аркозовые песчаники светло-розового и бурого цвета, содержащие прослои мелкогалечных конгломератов и аргиллитов. Видимая мощность песчаников 380 м. В низовьях Турука (55) мощность красноцветных отложений, по данным Т. А. Додоновой, составляет 1400 м. Выше согласно залегает 500-метровая толща переслаивающихся серых, зелено-серых и красноцветных песчаников и глинистых известняков, загипсованных известковистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и гипсов. В этой толще Л. Б. Дедюченко найдены *Gigantoproductus edelburgensis* Phill. и *Productus concinnus* Sow.

На южном склоне Сусамырского хребта в бассейне р. Тырджайляк (47) нижний намюр, описанный А. А. Луйком, представлен красноцветными песчаниками видимой мощностью 500 м. На северном склоне гор Кавактау (57, 59—61), по данным В. Г. Королева, на нижнепалеозойские отложения несогласно налегают:

	Мощность, м
1. Песчаники аркозовые, красноцветные, с горизонтами известняков, прослоями кремней и аргиллитов. В долине Табылгаты (59), в бассейне р. Дунгруме (60) и в разрезе по Кызылсуеку (91) в этой пачке найдены <i>Gigantoproductus edelburgensis</i> Phill., <i>Striatifera striata</i> Fisch. и др.	от 100 до 300
2. Красноцветные разногалечные конгломераты, аркозовые и полимиктовые известковистые песчаники	200—300
3. Песчаники мелко- и среднезернистые аркозовые, красноцветные, известковистые, с <i>Gigantoproductus edelburgensis</i> Phill. и др.	300—500
4. Зеленые и черные известковистые песчаники, алевролиты, аргиллиты с горизонтами серых известняков и пластинами гипса. В известняках содержится <i>Gigantoproductus edelburgensis</i> Phill. и др. Мощность этой пачки в полном разрезе по р. Карачаули (57) около 200 м. В разрезе на горе Акчоку (56) мощность пачки, по данным А. М. Авдеевой, достигает 550 м, а общая мощность отложений нижнего намюра — 1950 м.	

В восточной части гор Кавактау, на их северном склоне, отложения нижнего намюра (48—52) представлены красноцветными аркозовыми песчаниками и конгломератами видимой мощностью более 800 м. В районе перевала Каракиче (52), по данным Е. И. Зубцова, среди этих пород встречен горизонт известняков со *Striatifera striata* Fisch.

Глава III

СООТНОШЕНИЕ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМА С ЛИТОЛОГИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ СРЕДНЕГО- ВЕРХНЕГО ДЕВОНА И НИЖНЕГО КАРБОНА

Подводя итоги анализу средне-верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений, распространенных на территории, прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому, можно сделать следующие выводы о соотношении выделенных литологических комплексов с этим разломом. Для всех стратиграфических подразделений нижнего карбона выяснена единая закономерность: границы между областями распространения карбонатных и карбонатно-терригенных пород подходят к Таласо-Ферганскому разлому с запада в районе западного окончания Таласского Алатау, а отходят от этого разлома на восток значительно южнее — в хребте Тахталык и горах Кокиримтау или непосредственно к югу от них (см. фиг. 19—22).

В живецко-франских отложениях указанный разлом последовательно сечет области развития следующих литологических комплексов, развитых в его западном крыле (фиг. 9): А) аккапчигайского — северную область, Б) таялмышского, В) аккапчигайского — южную область, Г) алабукинского, Д) бозбутауского. Вдоль восточного крыла Таласо-Ферганского разлома, от Тахталыкского хребта на юг, области развития литологических комплексов расположены в той же последовательности. В пределах рассматриваемого района здесь наблюдаются три первые области типа, девонские отложения перекрыты более молодыми породами и на дневную поверхность не выходят. Далее к югу, в Джангджирской зоне Южного Тянь-Шаня, живецко-франские отложения относятся к бозбутаускому типу.

Подобная картина наблюдается в распределении литологических комплексов фаменских отложений (фиг. 17). Таласо-Ферганский разлом, таким образом, пересекает области развития различных литологических комплексов, то есть не контролирует первичное распределение фаций среднепалеозойских отложений. На это указывают также непосредственные соотношения этих отложений с разломом. В Атойнокском хребте, в междуречьях Иралги и Коля, Акбулака и Устасая, можно наблюдать, как к линии разлома подходит мощная толща известняков турне. При приближении к разлому породы не испытывают фациальных изменений и сохраняют свою мощность. Аналогична картина на восточном склоне Ферганского хребта: в известняках нижнего карбона вблизи разлома не отмечено каких-либо изменений, кроме динамометаморфических.

К выводу о том, что Таласо-Ферганский разлом не контролирует первичное распределение фаций среднепалеозойских отложений, основы-

ваясь на разных данных, приходили В. А. Николаев (1940 г.) и — для ферганской части разлома — Л. Б. Вонгаз (1958_{1,2}). Изложенные материалы также подтверждают этот вывод, исключая концепцию Попова — Н. Синицина — Довжикова (см. Введение). Литологические зоны, подходящие к указанному разлому с одной стороны, продолжают в его противоположном крыле, но будучи сдвинуты вдоль линии разлома на значительное расстояние. Западное крыло Таласо-Ферганского разлома испытало относительное перемещение на северо-запад — произошел правый сдвиг.

Обратимся к водораздельной части хребта Кенкол на участке между верховьями р. Сарыташа и правыми притоками р. Кокирима. В западном крыле Таласо-Ферганского разлома здесь залегает мощная толща известняков и основных лав бозбутауского литологического комплекса (разрезы 77, 85; фиг. 9), а по другую сторону разлома развиты мощные толщи конгломератов и песчаников аккапчигайского и таялмышского комплексов (разрезы 6, 7, 41; фиг. 9). Разграничение разломом резко различных фаций синхронных отложений, при отсутствии надвиговых явлений, также говорит о сдвиговых движениях по этому тектоническому шву¹.

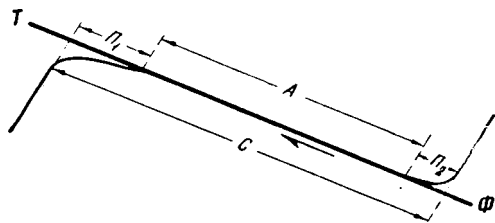
Границы, разделяющие области развития разных литологических комплексов, упираются в Таласо-Ферганский разлом. Вблизи разлома эти границы лучше прослежены в средне-верхнедевонских отложениях. В Чаткальском секторе южная граница распространения таялмышского литологического комплекса (фиг. 9, IV), граница между аккапчигайским и алабукинским комплексами (фиг. 9, V), а также южная граница развития алабукинского комплекса (фиг. 9, VI), не доходя 10—15 км до Таласо-Ферганского разлома, изменяют свое северо-восточное направление на юго-восточное, на некотором расстоянии простираются почти параллельно этому разлому и лишь затем подходят к нему. Это явление аналогично изгибанию разрывных нарушений и осей складчатых структур вблизи Таласо-Ферганского разлома, которые будут описаны в следующих главах. При этом надо подчеркнуть, что границы распространения таялмышского литологического комплекса (фиг. 9, III, IV), а частью и граница между аккапчигайским и алабукинским комплексами (фиг. 9, V) не связаны с разрывными нарушениями.

Следовательно, вблизи Таласо-Ферганского разлома наблюдается параллельное изгибание, как границ между фациями отложений, так и складчатых структур, сформированных этими отложениями и секущих их разрывов. Это приводит к выводу об эпигенетическом происхождении изгиба фациальных границ вблизи Таласо-Ферганского разлома. Описанное явление представляет собой результат пластической деформации своеобразного геологического тела, сложенного породами определенного литологического комплекса. Фациальные границы очерчивают призматическую складку с крутонаклоненным шарниром. Гребень складки обращен на северо-северо-запад. Наличие этой складки подтверждает сдвиговый характер движений по Таласо-Ферганскому разлому. Ориентировка оси складки, по отношению к разлому, указывает на относительное перемещение западного крыла Таласо-Ферганского разлома на северо-запад, то есть на правый сдвиг. В Нарынском секторе для выявления деформации литологических зон данных недостаточно. О существовании подобных явлений можно, однако, предполагать, так как и здесь, вблизи Таласо-Ферганского разлома, наблюдается изгиб складчатых и разрывных структур (но обращенный, как и следовало ожидать, к югу).

¹ В противном случае нужно представлять себе разлом в виде преграды («забора»), по одну сторону от которой могли бы накапливаться известняки и изливаться лавы, а по другую — одновременно происходило бы накопление песчаников и конгломератов.

Масштаб этого явления, по сравнению с Чаткальским районом, менее значителен.

Образование приразломной складки обязано пластическому перемещению материала в крыле сдвига¹. Определим расстояние, на которое произошло это перемещение вдоль Таласо-Ферганского разлома в Чаткальском секторе. Для этого фациальные границы от пункта, где они



Фиг. 24. Схема сдвига по Таласо-Ферганскому разлому (Т-Ф).

Объяснения в тексте

начинают отгибаться, очерчивая замковую часть приразломной складки, следует мысленно продлить напрямую к разлому (фиг. 24). Расстояние (Π_1) между полученной таким образом точкой пересечения этой фациальной границы с линией разлома рассматривается как величина пластического перемещения материала в крыле сдвига. По положению южной границы

распространения живетскофранских отложений таялмышского типа эта величина получается равной 50—60 км, по положению границы аккапчигайского и алабукинского комплексов — около 40 км. Положение юго-восточной границы распространения алабукинского комплекса также свидетельствует о пластическом перемещении примерно на 40 км (фиг. 9). Округленно эту величину в Чаткальском секторе можно считать около 50 км (фиг. 24, Π_1).

По положению границ фаций нижнекаменноугольных отложений приразломную складку проследить не удастся. Для верхнего турне и нижнего намюра это объясняется тем, что указанные границы в Чаткальском секторе проходят параллельно линии сдвига (фиг. 19, 22). В визейских отложениях направление фациальных границ, хотя и составляет значительный угол с простиранием сдвига, однако проследить их в непосредственной близости к разлому нельзя из-за развития интрузий.

Амплитуда сдвига (фиг. 24, А) может быть получена замером расстояния между концами одноименных фациальных границ, подходящих к Таласо-Ферганскому разлому в Чаткальском и Нарынском секторах. Помимо амплитуды может быть определена величина полного смещения (фиг. 24, С) вдоль сдвига, являющаяся суммой амплитуды сдвига и величины пластического перемещения материала в его крыльях. Подсчитаем эти величины.

В Нарынском секторе в живетско-франских отложениях наиболее точно устанавливается место пересечения Таласо-Ферганского разлома с северной границей распространения таялмышского литологического комплекса. Оно находится в верховьях р. Кенинбель — притока р. Кокирим. В Чаткальском секторе эта граница проходит в водораздельной части Угамского хребта. Непосредственно около Таласо-Ферганского разлома здесь развиты магматические породы, и проследить приразломную складку не удастся. По относительному положению северной границы распространения таялмышских отложений (фиг. 9, III—III) в Чаткальском и Нарынском секторах можно определить величину полного смещения, получающуюся равной 250 км. За вычетом величины пластического перемещения в Чаткальском секторе (и пренебрегая этим явлением в Нарынском крыле) — амплитуда Таласо-Ферганского сдвига по

¹ Это перемещение может рассматриваться как пластическое лишь в целом, по отношению к Таласо-Ферганскому сдвигу. Оно включает в себя движения по менее крупным разрывам, оперяющим этот разлом.

лучается около 200 км. По смещению южной границы развития таялмышского комплекса (фиг. 9, IV—IV) амплитуда сдвига также получается равной примерно 200 км, полное смещение—250 км. Такую же амплитуду и величину полного смещения мы получим, сопоставляя области распространения литологических комплексов фаменского яруса (фиг. 17) в обоих крыльях разлома. Границы между областями распространения карбонатных и карбонатно-терригенных пород для всех рассмотренных стратиграфических подразделений нижнего карбона также сдвинуты вдоль линии разлома примерно на 200 км (фиг. 19—22).

В отложениях верхнего турне, как указывалось выше, отчетливо выявляется общая закономерность в изменении мощности разреза. При этом устанавливается, что зоны равных мощностей верхнетурнейских отложений в восточном и западном крыльях Таласо-Ферганского разлома сдвинуты друг относительно друга на расстоянии примерно в 200 км (на фиг. 19 показано смещение изопахиты «1000 м»). Данные анализа мощностей, таким образом, подтверждают результаты литофациального анализа.

В. А. Николаев (1954), как уже было сказано в вводной главе, подсчитал амплитуду Таласо-Ферганского сдвига примерно в 75 км. Ошибочность этого подсчета¹ обусловлена неверным сопоставлением средне-верхнедевонских отложений в Атойнокском хребте и горах Кокиримтау. Используя принятые в настоящей работе термины, можно сказать, что В. А. Николаевым были сопоставлены разноименные области развития однотипных отложений: южная область распространения аккапчигайского литологического комплекса в Чаткальском секторе (в хребте Атойнокском) была сопоставлена не с южной, а с северной областью развития этого комплекса в Нарынском секторе (в горах Кокиримтау). Аналогично этому, южная область распространения глинистых и песчаных известняков фаменского яруса в Чаткальском секторе была ошибочно сопоставлена с северной областью развития этих пород в Нарынском секторе.

Суммируя изложенное, можно сделать вывод, что линия Таласо-Ферганского разлома не отражена в первичном распределении фаций средне-верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений. Лишь впоследствии по указанному разлому произошел правый сдвиг с амплитудой в Среднем Тянь-Шане примерно в 200 км.

¹ В. А. Николаев подчеркивал условность своего подсчета, предполагая амплитуду еще меньшей.

Глава IV

СООТНОШЕНИЕ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМА С ВАРИССКИМИ СТРУКТУРНЫМИ ФОРМАМИ

Предварительно необходимо указать на одну особенность складок рассматриваемого района знание которой важно для дальнейшего. Имеется в виду невыдержанность положения шарнира крупных складчатых структур. В результате ундуляций шарнира, а также движений по поперечным разрывам, указанные складчатые структуры разбиваются на серию вытянутых цепочкой складок, иногда брахиформных. Эти цепи складок в ряде случаев описаны как антиклинории и синклинории, что по существу не совсем верно. На части территории они не были замечены вовсе, и каждое звено цепи рассматривалось, как совершенно самостоятельная складка. Мы, описывая указанные структуры, будем называть их соответственно антиклинальной или синклинальной цепью.

Чаткальский сектор Срединного Тянь-Шаня

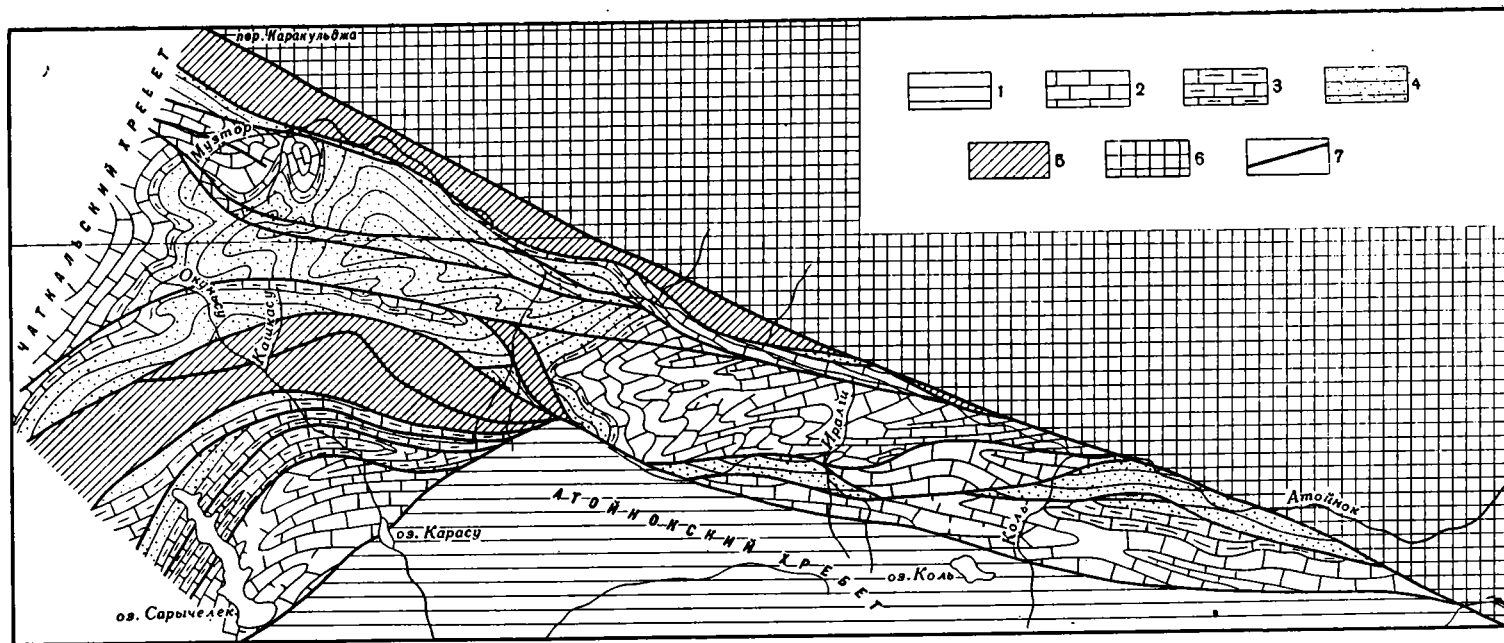
Чаткальский сектор Срединного Тянь-Шаня будет рассмотрен от его южной границы до 43 параллели на севере. Автором, помимо комплексной геологической съемки в 1955 г. района сочленения Пскемского и Таласского хребтов, летом 1959 года была проведена структурно-геологическая съемка восточной оконечности Чаткальского сектора. Этот участок представляет особый интерес для выяснения деформаций, сопровождавших движения по Таласо-Ферганскому разлому, так как лишь на нем в Чаткальском секторе можно наблюдать структуры в среднепалеозойских отложениях непосредственно вблизи линии разлома. Исследованная территория охватывает северный и отчасти южный склон Атойнокского хребта и северо-восточную часть южного склона Чаткальского хребта до озера Сарычелек на юго-западе. С этой территории мы и начнем рассмотрение тектонических структур Чаткальского сектора.

Восточная оконечность Чаткальского сектора

Восточная оконечность Чаткальского сектора (фиг. 25—27)¹ заключена между докембрийскими образованиями Северного Тянь-Шаня и верхнепалеозойскими породами северной окраины Южного Тянь-Шаня и вытянута вдоль Таласо-Ферганского разлома. Указанный разлом ограничивает ее с северо-востока, а Чаткало-Атойнокский разлом — с юга.

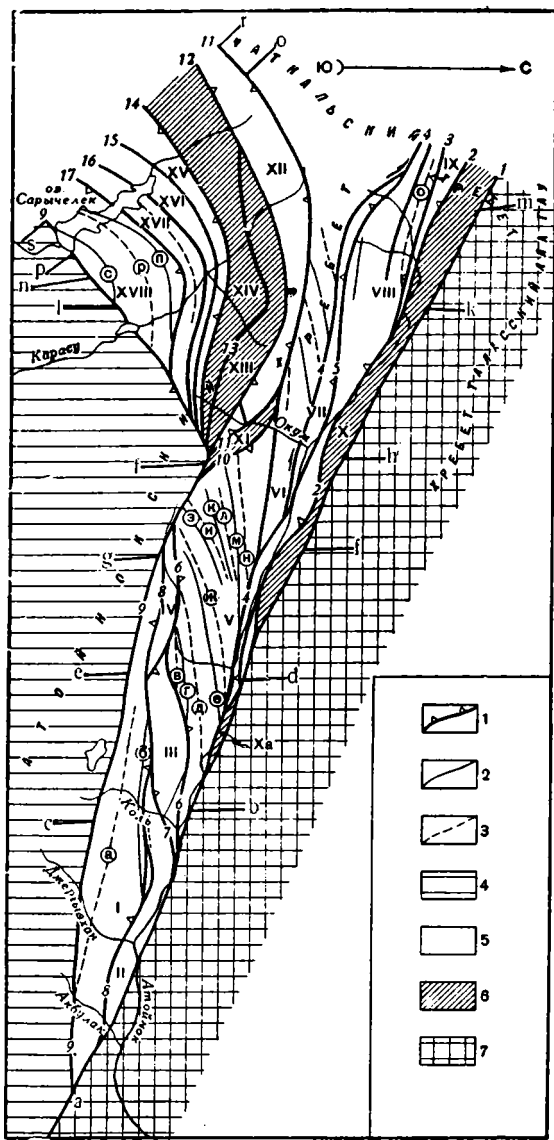
Серия разрывов (2—17; фиг. 26), большей частью параллельных, разбивает эту территорию на ряд узких тектонических блоков (фиг. 26, I—XVIII). На фоне блокового строения вырисовывается следующая общая структура восточной части Чаткальского сектора. Блоки X и XIV

¹ Фиг. 27 и 28 см. в конверте.



Фиг. 25. Схема распространения среднепалеозойских отложений восточной оконечности Чаткальского сектора (составил В. С. Буртман в 1959 г.)

- 1 — Южный Тянь-Шань: преимущественно верхнепалеозойские отложения; 2 — 5 — Средний Тянь-Шань: 2 — визейские и турнейские отложения; 3 — фаменские отложения; 4 — франские и живетские отложения, 5 — нижнепалеозойские отложения; 6 — Северный Тянь-Шань: докембрийские образования; 7 — разрывы.



Фиг. 26. Структурный план восточной оконечности Чаткальского сектора (составил В. С. Буртман в 1959 г.)

1 — разрывы (зубцы указывают на относительно опущенное крыло разрыва; 2 — оси антиклиналей; 3 — оси синклиналей; 4 — Южный Тянь-Шань: преимущественно верхнепалеозойские отложения; 5—6 — Средний Тянь-Шань: 5 — среднепалеозойские отложения; 6 — нижнепалеозойские отложения; 7 — Северный Тянь-Шань: докембрийские образования

I — I — Таласо-Ферганский разлом (На цифры и буквы ссылки в тексте)

восточное. Нижне-палеозойские породы в её ядре (фиг. 26, блок XIV) прослеживаются до р. Окум, где срезаются Чаткало-Атойнокским разломом (фиг. 26, 9). Продолжением ядерной части антиклинали далее на

(фиг. 26) принадлежат ядрам двух антиклинальных сооружений — Джетты-Сандальской (фиг. 28, 31a; см. в конверте) и Сарычелекской (фиг. 28, 29) антиклиналям. Они разделены Афлатунской синклинальной структурой. В рассматриваемом районе находятся лишь восточные окончания этих структур. Джетты-Сандальская антиклиналь в Санда-лашском хребте имеет северо-восточное простирание, которое в Таласском Алатау — при приближении к Таласо-Ферганскому разлому — изменяется на юго-восточное. Нижнепалеозойские отложения, слагающие ядро этой антиклинали, прослеживаются в юго-восточном направлении в виде узкой полосы вдоль Таласо-Ферганского разлома на протяжении 50 км, доходя до среднего течения Атойнока (блоки X, Ха, фиг. 26). Шарнир Джетты-Сандальской антиклинали погружается в юго-западном направлении.

Ось Сарычелекской антиклинали (фиг. 28, 29) проходит по южному склону Чаткальского хребта в северо-восточном направлении. Из бассейна р. Итокар она прослеживается к р. Афлатун-южный. На этом участке шарнир складки сильно ундулирует, благодаря чему она разбивается на цепь брахискладок. В ядрах брахиантиклиналей залегают девонские породы. Северо-восточнее ядро Сарычелекской антиклинали слагают нижнепалеозойские отложения. В бассейне р. Карау западная ось этой антиклинали резко изменяет свое простирание на восток-юго-

восток являются, по-видимому, тектонические блоки IV и II (фиг. 26), сложенные живецко-франскими образованиями. Сарычелекская антиклиналь имеет асимметричное строение: ее северное крыло значительно более пологое, чем южное.

Афлатунская синклиналиная структура образована главным образом нижнекаменноугольными породами. Она занимает обширную территорию водораздельной части и северного склона Чаткальского хребта, заходя своим северным бортом на южный склон Сандалашского хребта. Ось этой структуры в Чаткальском хребте (фиг. 28, 30) проходит в северо-восточном направлении по его северному склону. Затем ее простираие также изменяется на восток-юго-восточное. Тектонические блоки V—IX, XI, XII (фиг. 26) находятся на восточном продолжении Афлатунской синклиналиной структуры.

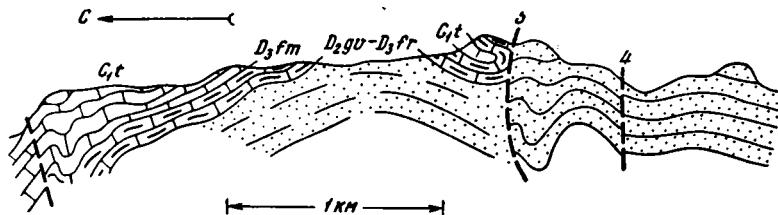
Наиболее крупные структурные формы рассматриваемого района имеют собственные названия. Небольшие структуры мы будем описывать, пользуясь числовыми и буквенными обозначениями фиг. 26. Начнем с описания тектонических разрывов. Северо-Чаткальский разлом (фиг. 26, 2; фиг. 28, 31) отходит от Таласо-Ферганского разлома в 3 км северо-западнее устья р. Коль и на протяжении 5 км протягивается параллельно ему на расстоянии в несколько сот метров. К востоку от устья р. Иралги Северо-Чаткальский разлом подходит к Таласо-Ферганскому, в результате чего образуется тектоническая линза (фиг. 26, Ха), сложенная нижнепалеозойскими породами. Севернее устья р. Иралги Северо-Чаткальский разлом вновь отходит от Таласо-Ферганского разлома и, имея субширотное простираие, протягивается к руслу р. Атойнок. Здесь линия разлома плавно изгибается и на расстоянии более 2 км проходит в северо-западном направлении по дну долины упомянутой реки параллельно Таласо-Ферганскому разлому. Расстояние между ними 1200—1300 м. Далее простираие рассматриваемого разлома еще более отклоняется к северу и становится СЗ—320°. Не доходя 0,5 км до Таласо-Ферганского разлома, линия Северо-Чаткальского разлома вновь плавно изгибается на запад, изменяя свое простираие на 30°, и пересекает русло Атойнока в 2,5 км выше по его течению от устья р. Окум. Здесь, в левом борту долины указанной реки плоскость сместителя Северо-Чаткальского разлома доступна непосредственному наблюдению. Она падает на северо-восток под углом в 80°.

Далее Северо-Чаткальский разлом прослеживается с простираием СЗ—310° в нижней части правого борта долины р. Атойнок. В бассейне р. Музтор простираие этого разлома становится вначале СЗ—290°, а затем параллельным Таласо-Ферганскому разлому. В левом борту долины Музтора плоскость Северо-Чаткальского разлома вновь доступна непосредственному наблюдению: она падает на юго-запад под углом в 80°. Водораздел Чаткальского хребта этот разлом пересекает в 2 км южнее Таласо-Ферганского разлома. Далее на запад Северо-Чаткальский разлом проходит параллельно с Таласо-Ферганским по долине Аксу, затем пересекает р. Чаткал и протягивается на правый борт его долины. В междуречье Кураматора и Акташа простираие разлома круто (на 50°) изменяется на запад-юго-западное, и он прослеживается в район нижнего течения р. Шорашу, затем в верховья Богулыбулака, откуда выходит на водораздел Сандалашского хребта. Затем линия Чаткало-Атойнокского разлома отклоняется на юго-восток и проходит вдоль южного склона Сандалашского хребта. В этой части плоскость разлома круто наклонена на юго-восток. На всем своем протяжении Чаткало-Атойнокский разлом разграничивает среднепалеозойские и нижнепалеозойские породы. Амплитуда вертикальных перемещений по нему превышает 2 км.

Разрыв 3 (фиг. 26) ответвляется от Чаткало-Атойнокского разлома в междуречье Окума и Музтора и протягивается параллельно этому

разлому на расстоянии в 200—250 м от него. Лишь севернее р. Музтор расстояние между указанными разломами увеличивается и на водоразделе Чаткальского хребта составляет около 1 км. Разрыв 3 хорошо виден в левом борту долины Музтора. В верхней части склона плоскость разрыва имеет падение на северо-восток под углом 70° , ниже она вертикальна. Южное крыло этого разрыва относительно опущено более чем на 1000 м.

Разрыв 4 (фиг. 26) отходит от Северо-Чаткальского разлома, имея простирание — СЗ— 285° . Это простирание сохраняется на протяжении 8 км, затем линия разрыва образует изгиб, параллельный изгибу Северо-Чаткальского разлома и далее, вновь с простиранием СВ— 285° , проходит в верховья р. Музтор. Плоскость сместителя этого разрыва видна в обоих бортах долины правого притока Музтора. Падение сместителя здесь вертикальное (фиг. 29). По разрыву 4 произошел правый сдвиг,



Фиг. 29. Разрез правого борта долины правого притока р. Музтор
(Условные обозначения см. на фиг. 25)

амплитуда которого в бассейне р. Окум равна примерно 1 км, а в долине Музтора возрастает до 3 км (фиг. 25). Далее на северо-запад этот разрыв проходит в верховье р. Чаткал (фиг. 28, 32, а), где амплитуда горизонтальных перемещений по нему превышает 10 км.

Против устья р. Намансу от разрыва 4 отходит ветвь — разрыв 5 (фиг. 26). Против устья р. Окум видно, что плоскость этого разрыва падает на юго-запад под углом в 85° . Ее простирание вначале параллельно Таласо-Ферганскому разлому, затем оно постепенно изменяется на близкое к широтному. В верховьях правого притока р. Музтор разрыв 5 хорошо виден в обоих бортах речной долины. В верхней части правого борта падение плоскости разрыва вертикальное, ниже оно постепенно приобретает наклон к юго-западу, угол наклона достигает 65° (фиг. 29).

В левом борту этой долины падение плоскости сместителя на юго-запад под углом 70° . Простирание разрыва в бассейне Музтора вновь меняется, и в верховьях этой реки оно СЗ— 310° . Далее разрыв 5, на протяжении 20 км следовавший параллельно разрыву 4 в 0,5—1 км от него, приклоняется к этому разрыву. Южное крыло разрыва 5 опущено относительно северного на несколько сот метров.

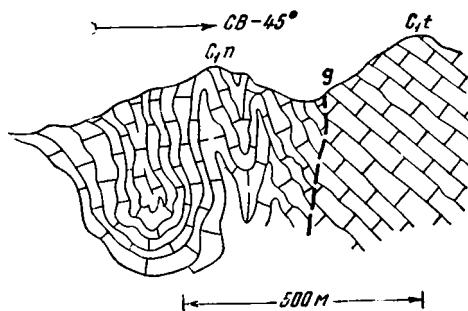
Разрыв 6 (фиг. 26) отходит от Таласо-Ферганского разлома под углом в $15-20^\circ$ несколько восточнее устья р. Коль и прослеживается вначале по правому борту долины р. Атойнок. Затем линия разрыва изгибается, пересекает водораздел Атойнока и Иралги, на протяжении 2,5 км проходит по дну долины р. Иралги, потом выходит на ее левый борт и приклоняется к Чаткало-Атойнокскому разлому. Линия разрыва 6 извилиста, ее простирание вблизи Таласо-Ферганского разлома СЗ— 285° , западнее — в целом широтное. Северное крыло этого разрыва относительно опущено на несколько сот метров. Разрыв 7 отходит от Таласо-Ферганского разлома на том же участке, где и разрыв 6, но под значительно большим углом к этому разлому — $30-35^\circ$. Плоскость

сместителя в междуречье Атойнока и Коля наклонена на юго-восток примерно под углом 45° . В левом борту долины р. Коля этот разрыв приключается к разрыву 8.

Разрыв 8 (фиг. 26) отходит от Таласо-Ферганского разлома в долине р. Акбулак и протягивается параллельно этому разлому в 1 км от его линии в междуречье Джержыгхана и Коля. Затем простирание разрыва 8 остановится близким к широтному, и вдоль русла р. Иралги этот разрыв подходит к Чаткало-Атойнокскому разлому. Южное крыло разрыва 8 относительно опущено на несколько сот метров.

Чаткало-Атойнокский разлом (фиг. 26, 9; фиг. 28, III) отходит от Таласо-Ферганского разлома на запад в междуречье Атойнока и Устасая. В бассейне Джержыгхана простирание Чаткало-Атойнокского разлома постепенно изменяется на северо-западное, и в бассейне р. Коля оно — $S3-290^\circ$. На восточном склоне водораздела оз. Коля и р. Иралги видно, что плоскость сместителя Чаткало-Атойнокского разлома в верхней части склона имеет падение на северо-восток под углом в 85° ; в нижней части склона она падает под тем же углом на юго-запад (фиг. 30). В бассейне правых пригоков р. Иралги направление этого разлома $S3-280-285^\circ$. Далее его линия проходит вдоль русла р. Иралги к перевалу Аирбель. Простирание разлома здесь $S3-300^\circ$. В бассейне Окума Чаткало-Атойнокский разлом расщепляется на серию разрывов. Основная его ветвь, разграничивающая среднепалеозойские отложения Чаткальского сектора Срединного Тянь-Шаня и верхнепалеозойские образования Ферганского сектора Южного Тянь-Шаня, имеет простирание $ЮЗ-245^\circ$, то есть простирание разлома изменяется более чем на 50° . В 700 м южнее перевала Окум Чаткало-Атойнокский разлом пересекает водораздел рек Окум и Карасу-западная. Его плоскость имеет здесь падение на юго-восток под углом в $65-70^\circ$. Далее разлом подходит к озеру Карасу. На западном борту этого озера, возвышающемся над его поверхностью более чем на 1000 м, видно изменение падения плоскости сместителя Чаткало-Атойнокского разлома. В верхней части склона оно северо-западное, в нижней — юго-восточное, под углом в 70° .

Рассмотрим теперь пучок разрывных нарушений, отходящих от Чаткало-Атойнокского разлома в бассейне р. Окум. Разрыв 11 (фиг. 26) отходит от Чаткало-Атойнокского разлома в долине Аирбеля и протягивается в северо-северо-западном направлении вдоль левого борта долины Окума. В бассейне левого нижнего притока Окума простирание разрыва 11 изменяется на $S3-285^\circ$. Далее линия этого разрыва постепенно отклоняется к юго-западу, в верховьях р. Карасу ее направление широтное, в бассейне верхнего течения р. Сарычелек оно становится $ЮЗ-235^\circ$. Плоскость разрыва в вертикальном разрезе не наблюдалась. Однако линия разрыва пересекает резко расчлененный рельеф, не согласуясь с ним, так что падение сместителя кругое. Юго-западнее разрыв 11 разветвляется. Его южная ветвь затухает на водоразделе Чаткальского хребта в верховьях р. Аючачи, а северная протягивается в юго-восточном направлении по северному склону этого хребта в бассейне р. Аксу и скрывается под четвертичными отложениями Чаткальской впадины. (фиг. 28). В верховьях рек Афлатун-северный и Кара-



Фиг. 30. Чаткало-Атойнокский разлом (9) на водоразделе оз. Коля и р. Иралги

тока сместитель разрыва, по данным Н. В. Иванова, наклонен на северо-запад под углом 75° , западнее он падает на юго-восток под углом 85° .

В долине левого притока р. Окум к разрыву *11* причленяется разрыв *10* (фиг. 26), отходящий от Чаткало-Атойнокского разлома, по-видимому, несколько восточнее разрыва *11* и следующий параллельно этому последнему разрыву по правому борту долины р. Окум. Между разрывами *10* и *11* расположен горст, сложенный нижнепалеозойскими породами. Разрыв *12* (фиг. 26) в западной своей части имеет простирание СЗ — 300° . В верховьях левых притоков р. Карасу-западной этот разрыв плавно меняет свое направление на юго-восточное, и в долинах рек Окунсу и Сарычелек его простирание ЮВ — 245° . В левом борту левого верхнего притока р. Карасу-западной видно, что плоскость разрыва очень круто падает на юг. Далее разрыв *12* прослеживается на юго-запад в верховьях р. Падшаата. Его плоскость на этом участке наклонена на северо-запад. В своей восточной части, где разрыв разделяет нижне- и среднепалеозойские отложения, амплитуда вертикальных перемещений по нему более 1 км.

Разрыв *13* (фиг. 26) на всем своем протяжении проходит внутри нижнепалеозойских пород. Вблизи Чаткало-Атойнокского разлома он имеет широтное простирание и крутое падение сместителя. Западнее плоскость сместителя довольно полого наклонена на север. Простирание разлома в бассейне левых притоков р. Карасу-западной северо-западное, затем оно становится юго-восточным, и в бассейне р. Сарычелек этот разрыв подходит к разрыву *12*.

Разрыв *14* (фиг. 26) ограничивает с юга выходы среднепалеозойских пород в бассейнах рек Карасу-западная и Сарычелек. От Чаткало-Атойнокского разлома он отходит в западном направлении, которое вскоре изменяется на северо-западное. В бассейне левых притоков р. Карасу-западной его простирание СЗ — 290° , а в долине этой реки — вновь широтное. Далее на запад линия разрыва плавно изгибается и в бассейне р. Сарычелек имеет простирание ЮВ — $240-245^\circ$. Реку Сарычелек этот разрыв пересекает несколько ниже по течению от устья р. Макмалу. Из долины р. Сарычелека разрыв проходит в юго-восточном направлении в верховьях р. Алабуки, а затем в бассейн р. Терек. Его простирание становится здесь широтным, плоскость падает на северо-запад под углом в $60-80^\circ$. Вертикальная амплитуда разрыва, вероятно, около 2 км.

Разрывы *15*, *16* и *17* в рассматриваемом районе (фиг. 26) протягиваются и изгибаются параллельно разрыву *14* и друг другу на расстоянии $0,5-1,5$ км один от другого. Разрыв *15* затухает на юго-востоке в бассейне р. Утур. Разрывы *16* и *17*, неоднократно разветвляясь, прослеживаются в юго-восточном направлении по южному склону Чаткальского хребта вплоть до бассейна Кассансая, где простирание их изменяется на широтное. Плоскость разрыва *16* на южном склоне Чаткальского хребта, по данным Н. В. Иванова, падает на северо-запад под углом в $60-80^\circ$.

Тектонические блоки, ограниченные описанными разрывами, имеют следующее строение. Блок XII образуют породы среднего-верхнего девона и турне, падающие в северном направлении. На ряде участков (бассейны рек Окум, Окунсу и др.) наблюдается осложнение моноклинали небольшими складками. Характерной особенностью структуры является изменение простирания моноклинали, параллельное изгибанию ограничивающих блок разрывов *11* и *12* (фиг. 26). В бассейне р. Окум простирание слоев на ЮВ $110-120^\circ$, в верховьях р. Карасу-западной — на ЮЗ — 230° . Углы падения изменяются в значительных пределах, чаще всего это $40-50^\circ$. Блок V имеет в целом синклинальное строение. Более погруженная восточная часть этой синклинали сложена известняками

нижнего карбона. На западе выходят глинистые известняки фаменского яруса и обломочные породы живетско-франского возраста. В этом блоке развита серия эшелонированных складок, оси которых расположены под углом к простиранию разрывных нарушений. Складки сопряженные и описываться будут, главным образом, синклинали. Синклинали *в* и сопряженная с ней антиклиналь *г* имеют простирание осей, близкое к широтному. Обе складки видны в разрезе на правом борту долины р. Иралги. Складки крутые: падение слоев на южном крыле антиклинали в — 70—85°, на северном крыле — 40—65°. Северное крыло антиклинали *г* имеет наклон более чем в 50°.

Синклинали *д* прослеживается в широтном направлении от линии Таласо-Ферганского разлома на запад. Ось складки составляет с простиранием этого разлома угол в 25°. В правом борту долины р. Атойнок падение слоев на крыльях антиклинали достигает 65°. Восточнее, в правом борту долины р. Иралги, наклон северного крыла складки более пологий — 45° и даже 20°. Южное крыло остается крутым — до 70°. Далее на восток ось синклинали *д* отгибается к югу и на левом борту долины р. Иралги имеет простирание ЮВ — 250°.

Ось синклинали *ж* имеет в западной своей части простирание, близкое к широтному. Угол между направлением оси и разрывом *4*, к которому эта ось подходит, составляет 15—20°. Падение слоев на северном крыле складки в нижнем течении р. Иралги — вблизи разрыва *4* — достигает 80°. В правом борту долины р. Атойнок наклон северного крыла синклинали — 45°, а западнее — 30°. Падение слоев на южном крыле в нижнем течении р. Иралги — 50°, в правом борту долины р. Атойнок наблюдается опрокидывание этого крыла на север. На водоразделе рек Атойнок и Иралги крылья складки выполаживаются — слои падают под углом 15°. Еще далее на запад, ближе к Чаткало-Атойнокскому разлому, складка вновь становится крутой — падение слоев на ее северном крыле увеличивается вначале до 50°, а затем до 70°. Простирание оси складки в ее западной части становится ЮЗ — 240°.

Антиклиналь *е*, сопряженная с рассмотренными синклиналями *д* и *ж*, параллельна этим структурам. В восточной части складки ее крылья крутые. Западнее, в верхней части левого борта долины р. Иралги, падение слоев на обоих крыльях около 15°. Складки *з*, *и*, *к* и *л* видны на обоих склонах водораздела Атойнока и Иралги. Ось синклинали *и* в долине р. Иралги имеет простирание ЮВ — 230—240°. Падение слоев на северном крыле складки — 55°, южное крыло более пологое. На северном склоне водораздела Атойнока и Иралги простирание складки становится ЮВ — 250°, а падение крыльев 60—70°. Далее на восток наблюдается опрокидывание складки к югу, а затем — ее затухание. Антиклиналь *з* простирается параллельно складке *и*. Синклинали *л* имеет простирание ЮВ — 260°. Падение слоев на ее крыльях достигает 60°. Такое же простирание имеет антиклиналь *к*.

Ось синклинали *н* в восточной части имеет широтное простирание. Угол оси складки с разрывом *4* составляет 15°. Осевая плоскость складки в ее восточной части наклонена на юг примерно под углом в 50°, на южном крыле наблюдается опрокинутое залегание слоев (фиг. 31, 1, 2). Западнее простирание оси складки становится ЮЗ — 260°, падение слоев на обоих крыльях синклинали — 50—60° (фиг. 31, 3). В западной части складки на правобережье р. Окум падение слоев на ее крыльях в приосевой части составляет 25—40°. Дальше от оси угла падения северного крыла увеличивается до 75° (фиг. 31, 4). Характерная черта складок блока V — воздымание шарниров антиклиналей в восточном направлении, в сторону Таласо-Ферганского разлома.

В блоке VI наблюдается картина, аналогичная описанной в блоке V. В девонских породах, между разрывами *4* и *11* развита серия эшелони-

рованных складок, ориентированных под небольшим углом к простирацию этих разрывов. В западной части блока VIII, в бассейне р. Музтор, девонские и нижнекаменноугольные породы образуют Музторскую синклинали (фиг. 26, о; фиг. 28, 32). Ось синклинали в восточной своей части имеет субширотное направление, подходя к разрыву 3 под углом в 15—20°. Западнее она становится параллельной этому разлому, простираясь на СЗ — 285°. Севернее крыло складки короткое, оборванное разрывом. Падение слоев на этом крыле, у второго снизу развилка р. Музтор, составляет 25°. Западнее наблюдаются более крутые падения. Южное крыло синклинали о осложнено небольшими разрывами и дополнительными, часто дисгармоничными складками. В среднем это крыло падает примерно под 30°. На южном склоне водораздела Чаткальского хребта хорошо видны интенсивно гофрированные известняки в ядре этой структуры.

От водораздела Чаткальского хребта ось Музторской синклинали прослеживается в бассейн левых притоков р. Аксу. Здесь складка оборвана разрывом (фиг. 28, 32 а). Западное продолжение синклинали смещено по этому разрыву на северо-запад (правый сдвиг) на расстояние более 10 км; оно находится в долине Чаткала против и западнее устья р. Акташ. В междуречье Акташа и Кураматора простираение синклинали изменяется на запад-юго-западное. Падение слоев на крыльях складки на этом участке в среднем — 50°. Далее на запад ось этой складки прослеживается вдоль южного склона Сандалашского хребта в среднее течение Сулутерека. На южном склоне Сандалашского хребта шарнир синклинали, ундулируя, постепенно погружается в юго-западном направлении. Сама синклинали расширяется, ее крылья осложнены здесь складками более высоких порядков.

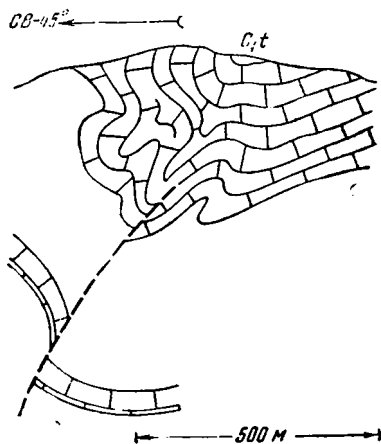
В бассейне верхнего течения Чаткала, в междуречье Аксу и Каратоко, к югу от Музторской синклинали, наблюдается серия сопряженных складок, скрывающихся в западном направлении под четвертичными накоплениями Чаткальской депрессии. Для всех этих складок характерен дугообразный изгиб к северу их осей, в восточной части имеющих юго-восточное, а в западной — юго-западное простираение. Указанные складки входят в состав Афлатунской синклинали структуры.

Перейдем теперь к тектоническим блокам, образующим южное крыло Сарычелекской антиклинали (фиг. 26, I, XV—XVIII). Блок I имеет в длину около 30 км при максимальной ширине 3,5 км. С се-

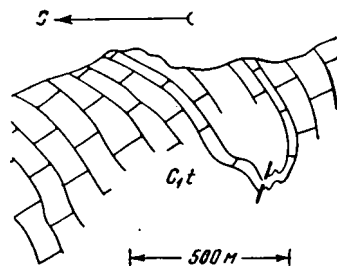
Фиг. 31. Синклинали н: 1 — в 0,5 км от Таласо-Ферганского разлома, 2 — в 2 км от него, 3 — в 5 км от него, 4 — в 7 км от него. Расстояние от разлома указано вдоль оси складки. (Условные обозначения см. на фиг. 25)

вера он ограничен разрывами 7 и 8, с юга — Чаткало-Атойнокским (9), а с востока — Таласо-Ферганским разломом. На дневную поверхность в этом блоке выходят живетско-франские, фаменские и турнейские породы, образующие синклинали (а) и сопряженную с ней антикли-

нальную (б) складки. Синклиналь *a* в междуречье Коль в Джергызхана имеет простирание СЗ — 285°. Западнее р. Акбулак ось этой складки под углом примерно 10° подходит к Чаткало-Атойнокскому разлому. В долине р. Коль южное крыло синклинали пологое — 20°. Северное крыло, являющееся одновременно южным крылом антиклинали *б*, имеет наклон в 30—40°. В приосевой части синклинали сильно сжата, осложнена дополнительными смятиями и разрывом (фиг. 32). Амплитуда этого разрыва около 50 м, вверх он затухает. В правом борту долины Джергызхана, вблизи Чаткало-Атойнокского разлома, видно запрокидывание синклинали *a* к северу (фиг. 33). Слой пород на южном крыле складки опрокинуты и падают на юг под углом в 60°, на северном крыле они залегают под 70—80°. В ядре синклинали наблюдается мелкая гофрировка слоев известняков турне. В долине р. Акбулака падение слоев на северном крыле складки изменяется от 40 до 75°.



Фиг. 32. Синклиналь *a* на правом борту долины р. Коль



Фиг. 33. Синклиналь *a* на правом борту долины р. Джергызхан

Ось антиклинали *б* (фиг. 26) простирается в направлении, близком к широтному. Южное крыло складки общее с синклиналью *a*. Ее северное крыло срезано разрывом *в* и прослеживается лишь на небольшом участке в правом борту долины р. Коль.

Блоки XV—XVII узкие, длинные, параллельно изогнутые. Они образованы породами среднего-верхнего девона. В блоках XV и XVI слои падают в южном направлении. Характерно, что простирание слоев изменяется в общем параллельно изгибу разрывов, ограничивающих блоки. В блоке XV в долине левого притока р. Карасу-западной слои фаменских известняков залегают вертикально. Их простирание ЮВ — 110°. В 1,5 км западнее, в долине р. Карасу, наблюдается опрокинутое залегание слоев: они падают на СВ — 15° под углом в 80°. Еще в 1,5 км к западу падение слоев уже ЮВ — 170°, угол 45°. Простирание слоев, таким образом, на этом 3-километровом участке изменилось на 30°. По сути дела — это складка, обладающая крутым падением шарнира. В долине р. Сарычелек, ближе к северной границе тектонического блока залегание слоев относительно пологое — 30°. Южнее оно становится круче, в районе устья р. Кульдамбеш наблюдается вертикальное и опрокинутое залегание слоев.

Залегание слоев в блоке XVI очень крутое. В долине р. Карасу-западной слои запрокинуты — падают на север под углом в 80°. В долине р. Сарычелек, западнее устья Кульдамбеша, падение слоев живетско-франских песчаников на ЮВ — 110° под углом 75°. Юго-западнее наблюдается их опрокинутое залегание. У границы песчаников с известняками фаменского яруса, на восточном берегу озера Сарычелек, падение слоев вертикальное. Вблизи разрыва *1б* на том же берегу озера вновь

видно опрокинутое залегание — на СЗ — 320° под углом в 80° . В блоке XVII в долине р. Карасу находится синклинали складка. Простирание оси складки близко к широтному, падение слоев на крыльях — $40\text{--}50^\circ$. В районе оз. Сарычелека простирание слоев в этом блоке юго-восточное: на восточном берегу озера ЮВ — $220\text{--}240^\circ$, на западном берегу оно еще более южное. Падение слоев на северо-запад под углами в $50\text{--}70^\circ$.

Блок XVII сложен известняками нижнего карбона. Они образуют две антиклинальные складки *n* и *s*, разделенные синклиналью *p* (фиг. 26). Ось антиклинали *n* в долине р. Карасу-западной имеет субширотное простирание. В западном направлении она изгибается и на правом берегу р. Сарычелек имеет простирание ЮВ — $220\text{--}230^\circ$. Ядро антиклинали сжатое и нарушенное разрывом. Падение слоев на крыльях складки — 60° . На западном берегу озера Сарычелек эта складка также замыкается. Антиклинали *s* наблюдается на восточном берегу оз. Сарычелек. Простирание ее оси ЮВ — $220\text{--}230^\circ$. Замок складки широкий, наклон крыльев — до 30° .

Из приведенного описания структурных форм восточной оконечности Чаткальского сектора можно сделать следующие обобщения.

1. Разрывные нарушения разрезают рассмотренную территорию на узкие тектонические блоки, длина которых нередко в десятки раз превосходит ширину.

2. Все протяженные разрывные нарушения отходят от Таласо-Ферганского разлома под небольшим углом, простираются на некотором расстоянии параллельно его линии на северо-запад, а затем более или менее резко изгибаются и приобретают юго-западное направление. Аналогично поведение основных складчатых структур этой территории — Джетты-Сандальской и Сарычелекской антиклиналей, Афлатунской синклиналиной структуры. Северо-Чаткальский разлом и ось Джетты-Сандальской антиклинали простираются субпараллельно Таласо-Ферганскому разлому на протяжении 50 км, ось Сарычелекской антиклинали — на 45 км; потом они поворачивают на юго-запад. Этот изгиб структурных форм около Таласо-Ферганского разлома обрисовывает складку, характеризуемую вертикальным положением шарнира. Ось складки¹ ориентирована в субмеридиональном направлении. Ее северо-восточное крыло, прилегающее к указанному разлому, имеет протяженность 45—50 км. Это та же самая присдвиговая складка, которую обрисовали нам фациальные границы девонских отложений. Протяженность северо-восточного крыла складки указывает на величину пластического перемещения материала в крыле Таласо-Ферганского сдвига, подтверждая выводы, сделанные в третьей главе.

3. Вблизи Таласо-Ферганского разлома, таким образом, наблюдается переориентировка основных структурных элементов, которые изменяют свое направление на субпараллельное линии этого разлома. Полоса, в которой первоначальное простирание структур изменено, рассматривается нами как зона Таласо-Ферганского разлома. Ширина этой зоны в восточной части Чаткальского сектора составляет 5—7 км, достигая 15 км в бассейне р. Карасу-западной.

4. Небольшие складки, развитые на рассматриваемой территории, могут быть разделены на две группы. К первой группе относятся складки, простирающиеся согласно с основными структурными элементами района и изгибающиеся совместно с ними. Таковы Музторская синклинали (фиг. 26, 2; фиг. 28, 32) и складки в блоках XVII и XVIII. Дру-

¹ Необходимо отметить, что в складках с вертикальным шарниром ось складки (т. е. линия пересечения осевой поверхности складки и поверхности Земли) расположена под прямым углом к линии шарнира.

гую группу образуют складки, пересекающие в диагональном направлении блоки V и VI (фиг. 26). Они как бы гофрируют эти блоки, располагаясь под углами от 15 до 25° к Таласо-Ферганскому разлому и его ветви — разрыву 4 (фиг. 25—27). Эта система эшелонированных диагональных складок может рассматриваться как система складок волочения, образовавшаяся в связи со сдвиговыми перемещениями по Таласо-Ферганскому разлому и разрыву 4.

Северо-восточная часть Чаткальского сектора

Тектонические структуры, расположенные севернее Джетты-Сандальской антиклинали, не прослеживаются до линии Таласо-Ферганского разлома, так как около нее в Таласском Алатау развиты интрузивные образования. С северо-запада с Джетты-Сандальской антиклиналью сопряжена Сандаляшская синклинали (фиг. 28, 33), закартированная автором. Ось этой синклинали, от гор Кашкасу на западе до перевала Ишакульды, имеет восток-северо-восточное простирание. Складка симметричная, падение ее крыльев — 50°. Шарнир синклинали сильно ундулирует, погружаясь на юго-восток. Осевая часть складки и ее северное крыло осложнены небольшими сбросо-сдвигами (фиг. 10). Восточнее перевала Ишакульды ось Сандаляшской синклинали отклоняется к северо-востоку, затем поворачивает на восток и прослеживается в междуречье Таялмаша и Чакмака. Продолжением Сандаляшской синклинали на юго-запад от гор Кашкасу является варисская синклинали, совпадающая с альпийской депрессией низовьев р. Сандаляш. Эта складка асимметрична, юго-восточное крыло ее более крутое — 70—75°, северо-западное — пологое (30°). Слои песчаников и конгломератов среднего-верхнего девона залегают на крыльях Сандаляшской синклинали спокойно: мелкие складки в них почти отсутствуют. Иная картина в слоях фаменских известняков, образующих ядро этой структуры, — мелкая дисгармоничная складчатость в них обычна. Особенно хорошо она видна в стенке большого кара в верховьях правой составляющей р. Аккапчигай-южный.

Пскемская антиклинальная цепь (фиг. 28, 34) в восточной своей части исследовалась автором. Описание его западной части приводится по данным А. С. Аделунга. Ось этой структуры на всем своем протяжении проходит в водораздельной части Пскемского хребта. От Чарвакской котловины на протяжении 7 км ее шарнир резко воздымается, в результате чего в бассейне Чаваты вырисовывается брахиантиклиналь, срезанная с северо-запада надвигом. Это — асимметричная складка, западное крыло которой более крутое (55—70°), чем южное (30°). Вторично шарнир воздымается восточнее горы Тавалчан, где также наблюдается брахиантиклиналь, в ядре которой выходят средне-верхнедевонские породы. Далее на восток в ядре рассматриваемой антиклинальной структуры залегают нижнепалеозойские породы, прослеживающиеся вдоль гребня Пскемского хребта до района его сочленения с Таласским Алатау.

Сложно построенная Ойгаингская синклинали (фиг. 28, 35) и ряд складок на ее простирании разделяют Пскемскую и Угамскую антиклинальные цепи. Угамская антиклинальная цепь состоит из нескольких брахиантиклинальных складок (фиг. 28, 36—39), ядра которых обычно слагают средне-верхнедевонские породы, а на крыльях залегают нижнекаменноугольные отложения. Восточное звено этой цепи — Шавурсайская брахиантиклиналь описана автором; складки, расположенные западнее — А. С. Аделунгом и Х. Х. Урмановым. Ось Шавурсайской брахиантиклинали (фиг. 28, 36) имеет восток-юго-восточное простирание. Она проходит через устье Аккапчигай-северного. Падение слоев на северном крыле складки 30—35°, южное крыло пологое и

осложнено складками более высоких порядков. На запад от устья р. Аккапчигая-северного шарнир антиклинали погружается, и простираение оси структуры изменяется на юго-западное.

Шарнир Угамской антиклинальной цепи воздымается далее в районе устья Баркрака — образуется Баркраская брахиантиклиналь (фиг. 28, 37) — затем около устья Текешая, где находится Текешайская антиклинальная складка (фиг. 28, 38). Далее на юго-запад расположена собственно Угамская антиклиналь. Ось этой складки прослеживается по южному склону Угамского хребта в юго-западном направлении вплоть до Чарвакской котловины. В бассейне Тепарся происходит разное воздымание шарнира складки, благодаря чему образуется брахиантиклиналь — «Тепарский купол» (фиг. 28, 39). Другой участок, на котором наблюдается воздымание шарнира антиклинали, находится в бассейне р. Анаульген.

С Баркракской брахиантиклиналью сопряжена Майдантальская синклиналь (фиг. 28, 40), расположенная в приводораздельной части и на южном склоне Майдантальского хребта. Складка имеет юго-западное простираение, в западной части структуры изменяющееся на широтное. Северо-восточное продолжение Майдантальской синклинали срезано Ойгаингским надвигом (фиг. 28, 41), из-под которого южное крыло складки вновь появляется в бассейне р. Тюзашу, на южном склоне хребта Таласского Алатау. Синклиналь симметричная, падение слоев на ее крыльях — 40—45°. Ойгаингский надвиг (западнее называемый Майдантельским) прослеживается в запад-юго-западном направлении от перевала Тюзашу в хребте Таласском Алатау в долину р. Ойгаинг, затем пересекает Майдантальский хребет и р. Майдантал, протягивается к пику Сайрамскому и далее на северный склон Угамского хребта. В восточной своей части, наблюдавшейся автором, плоскость надвига местами выполаживается до 40°, ее падение — на север.

Майдантальская антиклиналь (фиг. 28, 42) дугообразно изогнута. Ее ось прослеживается из междуречья Чингыза и Торашу до водораздела рек Балдабрек и Кураматор. На востоке ось имеет северо-восточное простираение, на западе — близкое к широтному. Ядро складки слагают нижнепалеозойские породы. Ее южное крыло срезано Ойгаингским надвигом. Углы падения слоев среднепалеозойских пород на северном крыле складки достигают 70°. По северному крылу Майдантальской антиклинали проходит Балдабрекский разлом (фиг. 28, 43). Линия разлома протягивается вдоль правого борта долины р. Силибили, через перевал Кураматор, затем по левобережью р. Балдабрек и далее по правому борту долины рек Майдантала и Торашу, в долину Арабика, вплоть до Таласской интрузии. В своей восточной части этот разлом имеет северо-восточное простираение, западнее оно становится восток-северо-восточным.

Севернее Балдабрекского разлома находится Балдабрекская синклиналь (фиг. 28, 44). Ось складки проходит в широтном направлении через гору Балдабрек, затем, восточнее, отгибается к северо-востоку и прослеживается на водораздел рек Аксу и Майдантал. Шарнир складки погружается на запад. С Балдабрекской синклиналью с севера сопряжена Чуулдакская антиклиналь (фиг. 28, 45). Ее ось из долины р. Чуулдак проходит в восток-юго-восточном направлении, пересекает р. Аксу и переходит на правый борт ее долины. Здесь простираение складки становится широтным, а затем восток-северо-восточным. На правом борту долины Аксу складка срезается разрывом. Шарнир Чуулдакской антиклинали погружается в западном направлении.

С Чуулдакской антиклиналью сопряжена Аксуйская синклинальная складка (фиг. 28, 46). Ось этой синклинали проходит в субширотном направлении вдоль левого борта долины р. Аксу, пересекает ее на ме-

ридиане $70^{\circ}30'$, и изгибаясь, уходит в восток-северо-восточном направлении. В месте изгиба от основной складки ответвляется синклиналь, ось которой следует в широтном направлении вдоль правого борта долины Аксу. Шарнир Аксуйской синклинали погружается в западном направлении. К северу от Аксуйской синклинали находится Мынчокурская антиклиналь (фиг. 28, 47). Она имеет почти широтное простирание. Слои пород на южном крыле антиклинали в восточной части структуры падают круто ($70-80^{\circ}$) вплоть до запрокидывания, западнее они выполаживаются до $40-50^{\circ}$. Ее северное крыло находится в опрокинутом залегании почти на всем своем протяжении. По нему проходит разрыв, отделяющий Манчокурскую антиклиналь от Каракусской синклинальной цепи.

Эта синклинальная цепь имеет запад-северо-западное простирание. Ее восточное звено — Талдыбулакская синклиналь (фиг. 28, 48а) имеет крутое южное и опрокинутое северное крыло. С запада Талдыбулакская синклиналь ограничена пологим чешуйчатым надвигом, по которому она перемещена в северо-западном направлении. Поверхность надвига падает на юго-юго-восток под углом от 25° до 60° . Этим надвигом частично перекрыта следующая к западу Сеславинская синклиналь (фиг. 28, 48б). Последняя синклиналь асимметрична, ее северное крыло падает на юго-юго-запад под углом $30-35^{\circ}$, южное крыло очень крутое. Вдоль северного крыла складки проходит надвиг, поверхность которого на востоке имеет крутое падение (до 75°), а западнее выполаживается до $25-30^{\circ}$. Западное звено Каракусской синклинальной цепи образует Даубабинская брахисинклиналь (фиг. 28, 48 в). Шарнир этой синклинали полого погружается в западном направлении. Складка асимметричная, ее северное крыло падает под углом в $30-50^{\circ}$, южное — значительно положе. По северному крылу синклинали проходит надвиг, плоскость которого наклонена на юг под углом в $25-40^{\circ}$ (Арсовски, 1957).

Приарысская антиклиналь (фиг. 28, 49), расположенная севернее рассмотренной синклинальной цепи, простирается на $S3-310^{\circ}$. Ось складки прослеживается от гор Джебаглы до междуречья Каиршакты и Караункура, северо-западнее она отклоняется к западу. Ядро складки сложено нижнепалеозойскими породами. На юго-востоке сохранилось лишь южное крыло антиклинали, оно падает под углом в $30-50^{\circ}$. Западнее, где можно наблюдать оба крыла, видно, что складка в целом симметричная. Западнее р. Караункур шарнир антиклинали погружается, вновь воздымаясь в междуречье Бугуни и Боролдая, где в результате этого наблюдается брахиантиклинальная складка. Ось структуры отклоняется здесь далее на запад, приобретая почти широтное простирание. К северо-западу от Приарысской антиклинали, частично срезая ее, прослеживается серия разрывных нарушений, образующих зону дробления. На востоке, в горах Кулантау, эта зона достигает ширины в 10 км, западнее она сужается. Тектонические блоки в пределах этой зоны и расположенные в них небольшие складки, так же как и сама зона, вытянуты в северо-западном направлении. В долине р. Боролдай простирание структур изменяется на близкое к западному.

Боролдайская синклинальная цепь (фиг. 28, 50) имеет северо-западное простирание. Синклиналь, образующая ее восточное звено, симметрична, с падением крыльев под углом в $40-60^{\circ}$. Складка имеет в длину 20 км. От этой складки горстом отделена сильно раздробленная сложнопостроенная синклиналь, ось которой прослеживается вдоль долины р. Боролдай. В районе Боролдайских ворот наблюдается надвиг, плоскость которого неровная, очень пологая. Западнее, в междуречье Бала-Бугуни и Боролдая, вдоль южного крыла синклинали проходит серия надвигов и сбросов, образующих чешуи, надвинутые, по данным

М. И. Арсовского (1957), в юго-западном направлении. Плоскости надвигов при выходе на дневную поверхность имеют крутое падение (до 45°), на глубине они выполаживаются.

Мы рассмотрели основные варисские структурные формы, распространенные на территории Чаткальского сектора, прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому. Для выяснения общей закономерности их пространственного расположения пересечем Чаткальский сектор вкрест простираения этих структурных форм и на некотором удалении от Таласо-Ферганского разлома за пределами его зоны — от гор Бозбутау у южной границы сектора, к горам Каракус на севере. В этом пересечении отчетливо видно изменение ориентировки структурных элементов района в северном направлении. В Чаткальском, Сандаалашском, Пскемском и Майданталском хребтах варисские тектонические структуры простираются на северо-восток (СВ — $50-60^\circ$). В северной части Угамского хребта ориентировка тектонических форм широтная, в горах Каракус она восток-юго-восточная (ЮВ — 100°), а далее на север, в хребте Боролдай, — юго-восточная. На большей части Чаткальского сектора, таким образом, варисские тектонические структуры ориентированы под углом $60-70^\circ$ к простираению зоны Таласо-Ферганского разлома.

Западная часть Нарынского сектора Срединного Тянь-Шаня

Нарынский сектор на севере, по Главной структурной линии Тянь-Шаня, граничит с каледонским Северным Тянь-Шанем. Южная граница сектора проходит по Атбашинскому разлому (Зубцов, 1956₂). На рассматриваемой территории этот разлом перекрыт кайнозойскими отложениями впадины Арпа. К линии Таласо-Ферганского разлома он подходит южнее р. Кызылбелес, в верховьях которого находятся наиболее южные выходы верхнепалеозойских отложений Срединного Тянь-Шаня.

Ниже будет рассмотрена западная часть Нарынского сектора. Автором на этой территории в 1961 г. были проведены структурно-геологические исследования в полосе, непосредственно прилегающей к линии Таласо-Ферганского разлома, протягивающейся от гранитной интрузии восточного склона хребта Кенкол на севере, до впадины Арпа на юге. В исследованную полосу входят восточный склон Ферганского хребта, западная часть хребта Чаарташ, хребет Янгызкыр, горы Актеке, западная часть Джаман-Давана. Этими исследованиями, таким образом, был охвачен весь участок Таласо-Ферганского разлома, на котором его восточное крыло образует отложения среднего и верхнего палеозоя Срединного Тянь-Шаня (фиг. 34; см. в конверте). Приводимое описание структурных форм западной части Нарынского сектора основано, помимо наблюдений автора, на результатах геологической съемки, проводившейся Ю. К. Алексеевым, Т. А. Додоновой, Е. И. Зубцовым, Н. В. Ивановым, В. Г. Королевым, А. Г. Ласовским, А. А. Луйком, В. И. Насрединовым.

Наиболее южный выход каменноугольных отложений в Нарынском секторе находится в верховьях р. Кызылбелес. Эти отложения образуют антиклинальную складку, ось которой имеет направление СЗ — 295° (фиг. 28, 51). Углы падения крыльев складки 40° . Вдоль северного края западной части впадины Арпа, по левобережью одноименной реки проходит ось синклинали структуры (фиг. 28, 52), осложненной серией крутых складок. Ядро этой структуры сложено отложениями верхнего карбона — нижней перми. С севера с ней сопряжена Мынбугинская антиклинальная складка.

Мынбугинская антиклиналь (фиг. 28, 53) протягивается в юго-восточном направлении в междуречье Джилангача и Арпы, простираясь почти параллельно линии Таласо-Ферганского разлома. Далее ось складки отклоняется к востоку, переходит на правобережье Арпы, а затем, в районе устья р. Кошансу, вновь на левый берег этой реки. Шарнир антиклинали между горой Мынбугу и р. Борлу глубоко прогнут, разделяя Мынбугинскую антиклиналь на две части, которые можно рассматривать как самостоятельные складки. Восточная складка симметричная, падение слоев на ее крыльях $35-60^\circ$. В ядре складки, по рекам Арпа и Чон-Каракоман, выходят сложно перемятые известняки визе. Западная складка опрокинута на юго-запад. Подворот ее юго-западного крыла хорошо виден в долине р. Арпы, в районе устья р. Ойтал. Падение каменноугольных пород на южном склоне г. Мынбугу на восток, у русла Арпы оно становится вертикальным, а простираение — северо-восточным. На левом борту долины Ойтала слои находятся уже в опрокинutom положении и падают под углом в 75° на север, а в верховьях этой реки — под углом в 45° на северо-восток. Опрокинутое залегание слоев с падением под углом в 45° характерно для всего юго-западного крыла описываемой структуры. Лишь на небольших участках оно становится более пологим (до $25-30^\circ$). Севернее перевала Джилангач это крыло можно наблюдать в неопрокинутом залегании.

В ядре описываемой антиклинали обнажаются массивные, частью брекчированные известняки визе и слоистые известняки намюра, местами интенсивно перемятые. На крыльях складки залегают среднекаменноугольные, верхнекаменноугольные и нижнепермские породы. В междуречье Джилангача и Шильбели-восточной и в долине Арпы отмечается выклинивание намюрских и среднекаменноугольных отложений по направлению к своду антиклинали, что указывает на конседиментационное развитие складки в то время. Вдоль восточного крыла мынбугинской антиклинали проходит разлом (фиг. 28, 54), который на северо-западе срезает это крыло. Простираение разлома $S3-300^\circ$. По нему, вероятно, произошло горизонтальное смещение (левый сдвиг) с амплитудой 1—1,5 км (фиг. 34 см в конверте).

Ось Мынбугинской синклинали, расположенной севернее, проходит на ЮВ — 110° вдоль долины р. Мынбугу и далее к среднему течению р. Кошансу (фиг. 28, 55). Складка симметричная, с наклоном крыльев под $60-75^\circ$. В ядре ее залегают отложения верхнего карбона — нижней перми. В районе устья Мынбугу шарнир синклинали резко воздымается на северо-запад, а сама складка приобретает наклон к югу. На восток рассматриваемая синклинали структура прослеживается вдоль северного борта впадины Арпа в широтном направлении, которое в Атбашинской впадине изменяется на северо-восточное.

Ось Арпанынской антиклинали (фиг. 28, 56) проходит в восток-юго-восточном направлении вдоль р. Арпанын-Кашкасу, крылья складки падают под углами в $30-60^\circ$. На запад ось антиклинали протягивается на левобережье Арпы, где складка срезается надвигом. Южное крыло антиклинали в западной части структуры опрокинута на юг. На восток Арпанынская антиклиналь прослеживается до меридиана горы Кашкасу, где ее срезает разлом северо-восточного простираения. Вероятным продолжением этой антиклинальной структуры далее на восток является Джамантауская антиклиналь (фиг. 28, 57). Простираение этой складки в западной части хребта Джаман-Давана постепенно изменяется на северо-восточное.

Актекенская синклинали (фиг. 28, 58) расположена в горах Актеке на левобережье р. Пчан. Ось складки проходит в юго-восточном направлении от устья р. Корумды-северной через гору Актеке, и восточнее устья р. Семиза складка скрывается под мезо-кайнозойскими отложе-

ниями. На северо-западе, где ось складки подходит к Таласо-Ферганскому разлому, падение слоев на крыльях антиклинали $60-80^\circ$, в остальной части структуры ее западное крыло имеет наклон в $25-40^\circ$, восточное — $30-60^\circ$. Синклиналь образована известняками визе. Есечет разрыв (фиг. 28, 59), прослеживающийся на северо-запад параллельно Таласо-Ферганскому разлому от устья Семиза к р. Актеке, где он расщепляется на три ветви. Две ветви подходят к указанному разлому не доходя р. Четынды, а западная ветвь проходит на близком расстоянии от Таласо-Ферганского разлома в долину р. Калдау. В результате образовался узкий тектонический блок, сложенный известняками визе и имеющий протяженность в 10 км, при максимальной ширине 350 м. Ветви этого разрыва вырезают узкие тектонические блоки меньшей протяженности (фиг. 34). По рассматриваемому разрыву наблюдается смещение оси Актекенской синклинали более, чем на 1 км (правый сдвиг), а южнее он в западном крыле этой синклинали выводит на поверхность верхнекаменноугольные породы.

Вероятным восточным продолжением Актекенской синклинали является Кошкасуйская синклиналь (фиг. 28, 58а), описанная А. А. Луйком. В хребте Джаман-Даван эта синклиналь имеет широтное простирание, которое восточнее, к горам Байбичетау, изменяется на северо-восточное.

Хребт Янгызкыр представляет собой вытянутый вдоль Таласо-Ферганского разлома тектонический блок (фиг. 28, 60), сложенный визейскими известняками, моноклинално падающими на юго-запад под углом в $50-60^\circ$. У западного подножья хребта вдоль Таласо-Ферганского разлома вытянуты две узкие длинные тектонические линзы, сложенные, одна — нижнепалеозойскими отложениями, другая — известняками карбона. Залегание слоев в этих тектонических линзах вертикальное. Восточнее Янгызкырского блока, на западной оконечности хребта Чаарташ, расположен тектонический блок, образованный каменноугольными известняками, моноклинално падающими на юго-запад (фиг. 34).

Акшийрякская синклиналь (фиг. 28, 61) занимает центральную и юго-западную часть хребта Акшийряк. Ее ось проходит в северо-восточном направлении вначале вдоль водораздела указанного хребта, а далее переходит на его южный склон. Синклиналь асимметричная, южное крыло имеет наклон $10-25^\circ$, северное — $30-40^\circ$; осевая плоскость складки падает на северо-запад под углом в $60-70^\circ$. Шарнир складки ундулирует. В ядре синклинали в долине р. Мынджилык залегают породы среднего карбона, западнее — визейское и турнейские отложения, а в районе перевала Каргалык — вновь верхнепалеозойские образования.

Южно-Кокиримская синклиналь (фиг. 28, 62) занимает южные склоны хребта Тахталык и гор Кокиримтау. Ось складки прослеживается из долины р. Капкаташ на юго-восток в долину р. Кокирим. Здесь простирание складки изменяется на широтное, и она скрывается под четвертичными отложениями Тогузторауской впадины. Вероятным продолжением этой синклинали восточнее впадины является Дюдюмельская синклиналь (фиг. 28, 63), описанная А. Г. Ласовским. Падение крыльев Южно-Кокиримской синклинали — $45-60^\circ$. В ее ядре залегают известняки: на западе турнейские, на востоке — визейские и намюрские. Глинистые известняки фаменского яруса, образующие крылья складки, по данным Ю. К. Алексева, собраны в мелкие дисгармоничные складки. В западной части синклинали они нередко выдавливаются в стороны, и живетско-франские песчаники непосредственно (тектонически) контактируют с известняками турне. Южно-Кокиримская синклиналь рассечена серией разрывов. Эти разрывы отходят от Таласо-Ферганского разлома, простираясь первоначально в юго-восточном направлении параллельно

его линии. Затем они ветвятся и, одновременно с изменением направления оси синклинали, отгибаются к востоку. По некоторым из них наблюдаются сдвиговые перемещения. Амплитуда правого сдвига, проходящего в юго-восточном направлении по водоразделу рек Капкаташ и Кенинбель (фиг. 28, 64) по меньшей мере 3 км, а по параллельному ему разрыву проходящему восточнее (фиг. 28, 65) — примерно 5 км. С севера Южно-Кокиримская синклиналь ограничена разломом (фиг. 28, 66), отделяющим ее от Байдамтальской синклинали (фиг. 28, 67).

Байдамтальская синклиналь расположена в водораздельной части гор Кокиримтау и имеет широтное простирание. Складки образуют живетско-франские отложения, залегающие на ее крыльях под углами в 30—40°. Восточнее синклинали — в ущелье р. Нарын наблюдается разрыв северо-западного простирания, по которому отмечается правый сдвиг с амплитудой около 7 км. Севернее Байдамтальской синклинали проходит Кокиримский разлом (фиг. 33, 68) — разрыв большой амплитуды, по нему непосредственно контактируют кембро-ордовикские и верхнепалеозойские отложения. На западе этот разлом прослеживается в осевой части хребта Тахталык в юго-восточном направлении параллельно Таласо-Ферганскому разлому. В районе перевала Тахталык он поворачивает на восток и в широтном направлении следует вдоль водораздельной части гор Кокиримтау и Кавактау. Плоскость разлома имеет вертикальное падение, изменяющееся в восточном направлении на крутое южное.

Кокиримский разлом ограничивает с юга зону надвигов и тектонических покровов, развитых по границе варисцид с каледонским Северным Тянь-Шанем. Фронт надвигов — это Главная структурная линия Тянь-Шаня, установленная В. А. Николаевым (1933, 1954 и др.). Характеристику этой зоны надвигов в горах Кокиримтау мы дадим, используя данные Т. А. Додоновой и Ю. К. Алексеева. Каракынский надвиг (фиг. 28, 69) проходит параллельно Кокиримскому разлому, который на западе срезает этот надвиг. Плоскость надвига падает на юг под углом в 20—45°, в западном направлении она становится круче. В левом борту долины р. Нарын можно наблюдать, как в нижней части склона эта плоскость имеет наклон в 60°, уменьшающийся кверху до 35°. На востоке Каракынский надвиг, по-видимому, соединяется с Южно-Кавакским надвигом (фиг. 28, 70), прослеживающимся к оз. Сонкуль. Между Каракыским надвигом и Кокиримским разломом заключена антиклинальная складка, образованная каменноугольными отложениями. Ось складки имеет широтное простирание, падение слоев на ее крыльях 50—70°.

Нижнюю часть северного склона гор Кокиримтау занимает полоса тектонических покровов. Неровная плоскость сместителя в сочетании с глубоким эрозийным врезом привели к образованию довольно многочисленных изолированных останцов покровов. Наиболее западное положение занимает Сарыташский тектонический покров (фиг. 28, 71). Он расположен между реками Каинды и Турук и сложен турнейскими известняками, слои которых падают на юг под углом в 30°. Известняки турне по полого наклоненной к югу тектонической поверхности налегают на нижнеямюрские красноцветные терригенные отложения Северного Тянь-Шаня. Джуантерекский тектонический покров (фиг. 28, 72), по-видимому, представляет собой восточное продолжение Сарыташского, сдвинутое по разлому северо-западного простирания. Его образуют турнейские и визейские отложения в фациях Срединного Тянь-Шаня. Породы турне по тектонической границе налегают на красноцветы нижнего ямура. С юга Сарыташский и Джуантерекский покровы оборваны крутопадающими разломами.

С востока к Джуантерекскому покрову примыкает Кармантюзский тектонический покров (фиг. 28, 73), представляющий собой чешуйчатую

структуру. На намюрских отложениях Северного Тянь-Шаня залегает тектоническая пластина, сложенная визейскими породами Срединного Тянь-Шаня, на которые в свою очередь по тектонической границе налегают турнейские отложения. Севернее Кармантюзского покрова, на западном склоне горы Акчоку, расположен останец покрова (фиг. 28, 74), содержащий синклинали субширотного простираения, образованную породами турне. Падение слоев на крыльях синклинали $30-60^\circ$. Покров залегает на намюрских отложениях.

Карабулакский покров (фиг. 28, 75) также представляет собой изолированный останец. Он расположен в районе устья р. Кокомерен. Покров вытянут в запад-северо-западном направлении, имея длину 18 км, при наибольшей ширине 6 км. Аллохтон образован турнейскими и визейскими отложениями, слагающими запад-северо-западного простираения, крылья которой падают под $30-40^\circ$. Покров залегает на намюрских породах Северного Тянь-Шаня. Подошва покрова имеет очень пологое залегание с южной и восточной стороны, и более крутое — с северной. Интересно отметить, что тектоническая поверхность также имеет синклинальный характер, то есть это складчатый тектонический покров. Цепь останцов тектонических покровов протягивается на восток перед фронтом Южно-Кавакского надвига к оз. Сон-Куль. Наиболее крупные из них располагаются в верховьях Ункурсая (фиг. 28, 76), в долине р. Минкуш (фиг. 28, 77), севернее перевала Базайгыр (фиг. 28, 78). Амплитуда перемещения покровов в горах Кокиримтау составляет по меньшей мере 15 км, в районе озера Сонкуль она возможно достигает 25 км.

Подведем итоги рассмотрения варисских структурных форм западной части Нарынского сектора и сравним план структур этого сектора со структурным планом Чаткальского сектора. Простираение основных структурных элементов в южной и центральной частях Нарынского сектора на удалении от Таласо-Ферганского разлома, в горах Байбичетау и хребте Акшийряк, северо-восточное ($СВ - 60^\circ$). В северной части этого сектора, в горах Кавактау и Кокиримтау, оно широтное. Напомним, что такое же изменение простираения основных структурных элементов наблюдается на территории Чаткальского сектора, в южной и центральной части которого оно северо-восточное ($СВ - 50^\circ-60^\circ$), а в северной части Угамского хребта — широтное. Таким образом, простираения основных складчатых и разрывных структур в Чаткальском и Нарынском секторах Срединного Тянь-Шаня идентично, а закономерности изменения этих простираений в поперечном направлении — аналогичны. Районы изменения простираения от северо-восточного к широтному в разных крыльях разлома — Тогузторауская котловина и северная часть Угамского хребта — отстоят друг от друга на 250 км, считая вдоль линии разлома. Это расстояние соответствует величине полного смещения по Таласо-Ферганскому сдвигу, установленной в главе III в результате литофациального анализа девонских и каменноугольных отложений.

Тектонические структуры Нарынского сектора вблизи от Таласо-Ферганского разлома изгибаются, образуя приразломную складку с вертикальным шарниром. Гребень этой складки, в отличие от аналогичной складки в Чаткальском секторе, обращен на юг. Протяженность западного крыла приразломной складки в Нарынском секторе, указывающая на величину пластического перемещения материала в этом крыле Таласо-Ферганского сдвига, составляет 20—25 км. Напомним, что за недостатком данных нам не удалось установить эту величину при фациальном анализе.

Таким образом, при приближении к Таласо-Ферганскому разлому складчатые и разрывные структуры Срединного Тянь-Шаня изгибаются навстречу друг другу в противоположных крыльях разлома, образуя

складки с вертикальными шарнирами. В целом мы наблюдаем как бы горизонтальную флексуру, сопровождающую Таласо-Ферганский сдвиг и разорванную им. Идентичность простирания варисских складчатых и разрывных структур в Чаткальском и Нарынском секторах и ее резкое нарушение вблизи разлома позволяют полагать, что сдвиг и присдвигования складки с вертикальными шарнирами образовались после формирования указанных тектонических структур. Это позволяет видеть в крупных структурных формах Чаткальского и Нарынского секторов непосредственные продолжения друг друга, разорванные и смещенные по сдвигу.

Полоса переориентированных и деформированных около Таласо-Ферганского разлома структур — зона сдвига — на севере Нарынского сектора (в хребте Тахталык и бассейне р. Кокирим) не превышает в ширину 10 км. На юге она расширяется, по-видимому, включая в себя дугу, которую образуют варисские структуры в хребте Джаман-Даван.

Северо-восточная часть Ферганского сектора Южного Тянь-Шаня

Чтобы более полно обрисовать картину соотношений Таласо-Ферганского разлома с варисскими тектоническими структурами, мы дадим краткий очерк структурных форм северо-восточной части Ферганского сектора Южного Тянь-Шаня. На севере этот сектор ограничен Чаткало-Атойнокским разломом (фиг. 28, III), на востоке — Таласо-Ферганским разломом. С юга и запада рассматриваемая часть сектора ограничена мезо-кайнозойскими образованиями Восточно-Ферганской и Ферганской впадин. Этот очерк составлен по материалам геологических съемок, проводившихся, главным образом, Н. В. Ивановым, В. Н. Огневым и Л. И. Турбиным, с учетом исследований автора в полосе, непосредственно прилегающей к Таласо-Ферганскому и Чаткало-Атойнокскому разломам.

На протяжении 60 км от границы на северо-запад западное крыло Таласо-Ферганского разлома сложено рэтлейасовыми породами. В верхнем течении р. Джилангач из-под них появляются силурийские отложения, образующие антиклиналь северо-западного простирания. Такое же направление имеет разрыв (фиг. 28, 2), протягивающийся более чем на 20 км, примерно параллельно Таласо-Ферганскому разлому на расстоянии от 0,5 до 2 км от него. На левом берегу р. Пчан этот разрыв расщепляется на несколько ветвей. Две его ветви отходят на северо-запад. Их простирание на левобережье р. Кылдау вначале СЗ — 300°, а затем оно довольно резко меняется на ЮЗ — 260°. Северная ветвь (фиг. 28, 5) сохраняет это простирание, затухая западнее р. Кумбель. Южная ветвь (фиг. 28, 4) отклоняется далее к югу и с простиранием ЮЗ — 240° прослеживается вдоль долины р. Талдысу. Непосредственно к югу от последнего разрыва, в приводораздельной части Ферганского хребта расположена антиклиналь (фиг. 28, 3), образованная средне- и верхнепалеозойскими породами. Лучше видно ее северное крыло, примыкающее к этому разрыву. Простирание слоев испытывает дугообразный изгиб, параллельно с изгибом указанного разрыва. Падение слоев 30°. Южное крыло антиклинали наклонено под 40—60°.

Кугартская антиклиналь (фиг. 28, 6) образована среднепалеозойскими породами. Ее ось в восточной части складки имеет северо-западное простирание, которое западнее перевала Аубек изменяется на широтное и далее становится юго-западным. Залегание слоев на крыльях антиклинали 45—60°, вблизи Таласо-Ферганского разлома северо-восточное крыло складки имеет падение 70—80°. По северному крылу Ку-

гартской антиклинали проходят несколько параллельных разрывов (фиг. 28, 7, 8), прослеживающихся вдоль рек Кугарт и Аубек с простираем, близким к широтному. Затем эти разрывы пересекают водораздел Ферганского хребта, не доходя 3 км до линии Таласо-Ферганского разлома изменяют свое простираем на юго-восточное и подходят к линии этого разлома. Плоскости разрывов круто наклонены на север. Аналогично ведет себя разрыв (фиг. 28, 9), проходящий в 5 км севернее рассмотренной серии разрывов.

Тектонический блок между разрывами 8 и 9 (фиг. 28) сложен нижнепермскими породами, залегающими с падением на север под углами в 60—70°. Простираем слоев в большей части блока широтное. Однако в 3-километровой полосе, прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому, оно изменяется на юго-восточное и наблюдается запрокидывание слоев вплоть до 40°. Тектонический блок, ограниченный разрывами 9 и 10 (фиг. 28), сложен каменноугольными породами, падающими на север под углами преимущественно в 45—50°. Вблизи Таласо-Ферганского разлома простираем слоев юго-восточное.

В бассейне верхнего течения р. Кызылсу-восточной от Таласо-Ферганского разлома отходит разрыв, который на восточном склоне Ферганского хребта проходит параллельно Таласо-Ферганскому разлому на расстоянии нескольких сот метров от него и затем в бассейне Урумбаша расщепляется на две ветви (фиг. 28, 11, 12). Южная ветвь поворачивает на запад и в водораздельной части Ферганского хребта происходит ее расщепление более чем на десяток разрывов, которые последовательно отгибаются к юго-западу. Северная ветвь (фиг. 28, 12) пересекает водораздел рек Куровес-восточный и Куровес-западный и в северо-западном направлении прослеживается в бассейн р. Караункур. От разрыва 12 (фиг. 28) отходит на запад несколько ветвей, отгибающихся на юго-восток. Вероятным продолжением указанного разрыва является Керейский разлом (фиг. 28, 13). Этот разлом дугообразно изгибается, приобретает юго-западное простираем и протягивается в междуречье Майлису и Нарына. Вдоль линии разлома отмечена зона дробления и ожелезнения пород, шириной в первые метры и десятки метров. Плоскость разлома круто падает на север. Л. И. Турбин указывает на левый сдвиг по Керейскому разлому Кызкурганского разлома (фиг. 28, 14) на расстоянии 2 км.

Складчатые структуры, расположенные в бассейнах рек Кугарт и Караункур, так же как и разрывы, на удалении от Таласо-Ферганского разлома имеют юго-западное простираем. Зинданская (Шайданская) синклинали (фиг. 28, 15) образована верхнекаменноугольными породами. Складка асимметричная: ее северо-западное крыло крутое (до 80°), а юго-восточное имеет падение в 30—50°. Ось Баубашатинской антиклинали (фиг. 28, 16) проходит в северо-восточном направлении из долины Учата по южному склону гор Баубашата в долину Караункура. Угол наклона крыльев складки достигает 60°. Шарнир антиклинали в восточном направлении воздымается.

Севернее Керейского разлома располагается Керейская синклиналичная цепь (фиг. 28, 17—19). Поперечные разрывы разбили эту структуру на несколько частей, сложенных разновозрастными породами, и эти части были описаны В. Н. Огневом, Т. А. Додоновой и Л. И. Турбиным под разными названиями. Ось Керейской синклиналичной цепи обрисовывают три складки: Мончакская (17), Керейская (18) и Келематинская (19). Эта цепь на всем своем протяжении имеет широтное простираем, за исключением участка, непосредственно примыкающего к Таласо-Ферганскому разлому. Здесь она отгибается к югу, приобретая юго-восточное направление.

Ось Мончакской синклинали (фиг. 28, 17), образованной породами

живетского яруса, прослеживается в северо-западном направлении в водораздельной части Ферганского хребта под небольшим углом к линии Таласо-Ферганского разлома. Углы падения крыльев складки $40-50^\circ$. В северо-западном направлении, на южном склоне хребта Кенкол, происходит отгибание оси этой складки на запад и воздымание ее шарнира. Следующая к западу — Керейская синклинали (фиг. 28, 18). Ее образуют девонские и нижнекаменноугольные отложения. Ось складки проходит в широтном направлении по долинам рек Керей и Караколь. В западном направлении происходит погружение шарнира синклинали, она расширяется и строение ее крыльев усложняется. На меридиане р. Кызкурбан наблюдается опрокидывание складок, осложняющих южное крыло Керейской синклинали, к северу под углом в $75-80^\circ$. Поперечным разломом от Керейской синклинали отделена Келематинская синклинали (фиг. 28, 19), образованная верхнепалеозойскими породами. Ось складки проходит вдоль водораздела рек Бекечал и Урусай вначале в западном, затем в запад-северо-западном направлении до р. Нарын. Шарнир складки погружается в западном направлении. Наклон крыльев этой структуры: северного — до 40° , южного — до 60° .

К северу от Керейской синклинали цепи расположена крупная Испатауская антиклинальная складка (фиг. 28, 20), образованная девонскими и каменноугольными породами. В восточной части складки в ее ядре выходят силурийские отложения. Ось антиклинали проходит в широтном направлении параллельно верхнему течению р. Каинды, затем пересекает долину р. Караколь и прослеживается до р. Нарын. Шарнир складки полого погружается в западном направлении. Крылья Испатауской антиклинали осложнены складками более высоких порядков.

По северному крылу Испатауской антиклинали прослеживается разрыв (фиг. 28, 21), к северу от которого, в хребте Кенкол, непосредственно около Таласо-Ферганского разлома девонские отложения образуют небольшую синклиналиную складку (фиг. 28, 22). Ось синклинали ориентирована на северо-запад под углом в $20-25^\circ$ к направлению Таласо-Ферганского разлома. Падение крыльев синклинали $40-50^\circ$. Кулисообразно по отношению к ней расположена Кымырбельская антиклиналь (фиг. 28, 23). Ось антиклинали из верховьев р. Караункур через перевалы Эспе и Кымырбель проходит в междуречье Каинды и Карасу-западной. Ее простирание $S3-290^\circ$. В ядре складки выходят силурийские, на крыльях — девонские породы.

Карасуйская синклинали (фиг. 28, 24) прослеживается в запад-северо-западном направлении по северному склону хребта Исфанджайлау, пересекает долины рек Карасу-западной и Нарын, вслед за тем ее простирание меняется на юго-западное и она протягивается в долину р. Аксайбаши. Падение крыльев Карасуйской синклинали до 45° .

Манубалдинская антиклинальная цепь (фиг. 28, 25—27) в своей восточной части на протяжении 20 км имеет северо-западное направление, почти параллельное линии Таласо-Ферганского разлома. Затем ось этой структуры поворачивает на юго-запад. Общая протяженность антиклинальной цепи более 120 км. Ее западное звено — Кызкурбанская антиклиналь (фиг. 28, 25). Ось этой складки от долины р. Карасу-восточной проходит в северо-западном направлении через горы Кочкартобе к р. Нарын, пересекая его несколько ниже устья Узунахмата. На правобережье Нарына простирание оси складки изменяется на запад-юго-западное, и она прослеживается в бассейн р. Оялмы. Шарнир Кызкурбанской антиклинали полого (до 10°) погружается в западном направлении, вследствие чего в этом направлении в ядре складки последовательно выходят вначале силурийские, затем девонские и, наконец, нижнекаменноугольные породы.

Среднее звено Манубалдинской антиклинальной цепи образует Манубалдинская антиклиналь (фиг. 28, 26). Эта складка находится в междуречье Манубалды и Акджола и имеет запад-юго-западное простирание. В ее ядре выходят нижнекаменноугольные, на крыльях — средне- и верхнекаменноугольные породы. Вероятным западным звеном рассматриваемой антиклинальной цепи является Бозбутауская антиклиналь (фиг. 28, 27), отделенная от Манубалдинской антиклинали тектоническим блоком, сложенным силурийскими породами. Ось Бозбутауской антиклинали из долины р. Карасу-западной проходит на юго-восток к горе Шильбе и далее, через гору Бозбутау, в среднее течение Кызылал-масаю. Антиклиналь образована девонскими, каменноугольными и пермскими породами. Шарнир складки погружается на юго-восток. Падение слоев на ее крыльях до 65° .

В Атойнокском хребте Ферганскому сектору принадлежит Джанарыкская синклиналь (фиг. 28, 28). Ось этой складки на востоке проходит параллельно линии Таласо-Ферганского разлома от низовьев Джанарыкская до р. Устасай. Далее она прослеживается вдоль приводораздельной части северного склона Атойнокского хребта. Синклиналь образована каменноугольными породами. Она асимметричная, с крутым, местами опрокинутым северным крылом и широким пологим южным. Шарнир складки сильно ундулирует.

Соотношения варисских тектонических структур северо-восточной части Ферганского сектора с Таласо-Ферганским разломом подобны описанному в Чаткальском секторе. Ширина зоны сдвига в Ферганском секторе составляет 7—10 км, величина пластического перемещения материала в крыле сдвига на территории этого сектора равна в среднем 20—25 км. Дадим общую характеристику соотношений Таласо-Ферганского сдвига с подходящими к нему варисскими структурными формами Тянь-Шаня.

1. Структуры более ранние (как складки, так и разрывы), рассеченные Таласо-Ферганским сдвигом, около него изгибаются. Складчатые структуры по направлению к сдвигу сжимаются, шарниры антиклиналей воздымаются. Эти складки в присдвиговой полосе переориентируются почти параллельно линии сдвига, преобразуясь в складки сжатия. Формируются присдвиговые складки с вертикальными и крутонаклоненными шарнирами.

2. Разрывы, имеющие на удалении от Таласо-Ферганского сдвига наклонную плоскость сместителя, в зоне сдвига становятся более крутыми.

3. Зона сдвига характеризуется развитием вытянутых вдоль линии сдвига узких длинных тектонических линз — «ломтей».

4. В зоне сдвига развиваются складки волочения.

5. Зона Таласо-Ферганского сдвига в Чаткальском секторе распространяется на запад от его линии на 8—10 км, расширяясь до 15 км в бассейне р. Карасу-западной. В противоположащем крыле разлома, в Северном Тянь-Шане, развиты докембрийские образования, и определить ширину полосы переработанных сдвигом структур не удастся. В хребтах Тахтамыкском, Кенкол и в северной части Ферганского хребта зона сдвига имеет ширину 15—20 км, распространяясь примерно на равное расстояние в обе стороны от линии разлома. Далее на юг, в восточном крыле разлома, она расширяется, включая в себя, по-видимому, дугу, которую образуют варисские структуры в хребте Джаман-Даван.

6. Движение по Таласо-Ферганскому сдвигу сопровождалось пластической деформацией его крыльев. Величина пластического перемещения материала на крыльях сдвига в Чаткальском секторе составляет 45—50 км, в Ферганском и Нарынском секторах — 20—25 км.

7. Полное смещение варисских тектонических структур Чаткальско-

го сектора относительно их продолжений в Нарынском секторе равно примерно 250 км. Зная величину пластического перемещения материала на крыльях сдвига, можно подсчитать амплитуду сдвига: в Срединном Тянь-Шане она получается равной примерно 180 км ($250 - 70 = 180$). Напомним, что при подсчете этой амплитуды (в главе III) по смещению средне-верхнедевонских и нижнекаменноугольных литофациальных зон Срединного Тянь-Шаня, была получена цифра в 200 км. Однако мы оговаривались там, что производим подсчет без учета пластического перемещения материала в восточном крыле сдвига, определить которое методом литофациального анализа не удалось. Теперь мы знаем величину этого пластического перемещения — 20—25 км, и, учтя его, также получим амплитуду сдвига, равную примерно 180 км. Следовательно, результаты фациального и структурного анализа совпадают. Вместе с тем, автор не склонен переоценивать точность приведенных подсчетов: правильнее говорить, что амплитуда Таласо-Ферганского сдвига составляет в Срединном Тянь-Шане около 200 км.

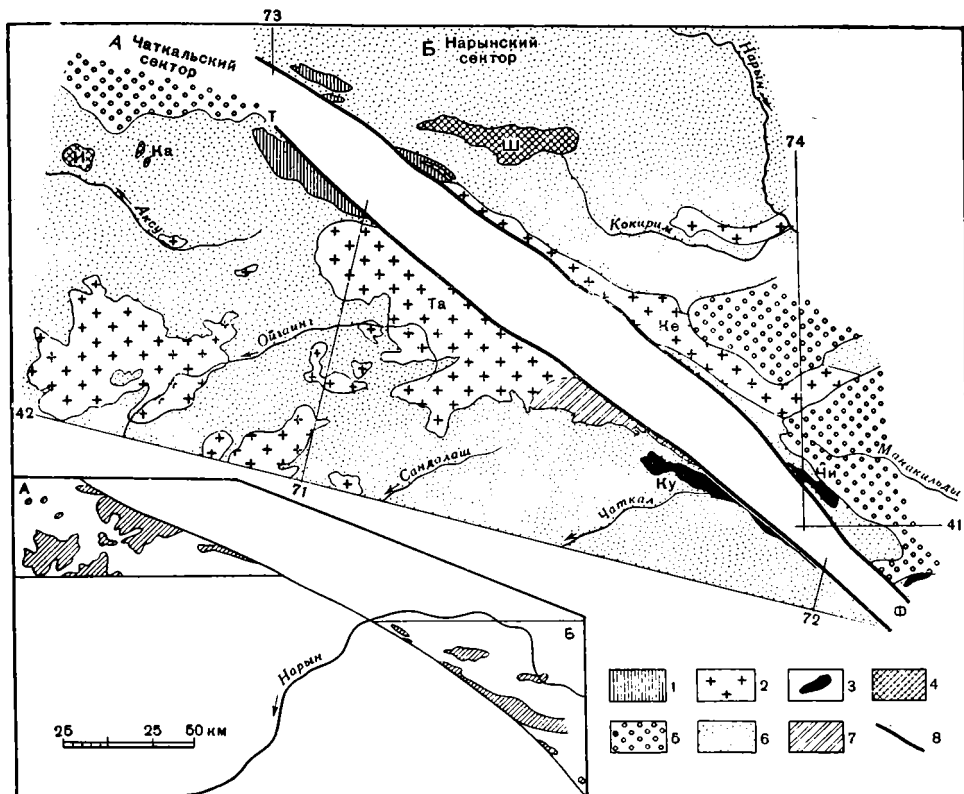
Глава V

СООТНОШЕНИЕ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМА С ВАРИССКИМИ ИНТРУЗИЯМИ

В западном секторе Срединного Тянь-Шаня, в бассейнах рек Чаткала и Пскема, широко развиты интрузии варисских гранитоидов. Таласо-Ферганский разлом в хребте Таласском Алатау на протяжении 100 км является границей этих интрузий, резко их обрывая (фиг. 35). Тектонический контакт интрузий в Таласском Алатау замечателен тем, что за ним, в противоположном крыле Таласо-Ферганского разлома, нет апофиз этих больших интрузий, а прилегающие к разлому древние породы, по наблюдениям В. А. Николаева, лишены следов контактового воздействия. Как в самых известняковых брекчиях, так и севернее их, в прилегающих свитах докембрия, нет каких-либо признаков контактовых изменений,— указывал В. А. Николаев (1940 г.), описывая брекчии, развитые в восточном крыле разлома, противоположащем Таласской интрузии.

На других участках западного крыла Таласо-Ферганского разлома гранитоиды вблизи от его линии отсутствуют. В восточном крыле разлома интрузии гранитоидов имеются лишь на участке от хребта Тахталик до долины р. Пчан. Этот участок имеет протяженность также более 100 км. Здесь, как и в Таласском Алатау, нет какого-либо воздействия интрузий на породы, развитые в противоположном крыле разлома. Это особенно примечательно, так как по обе стороны от разлома развиты отложения, близкие по возрасту. В обоих крыльях Таласо-Ферганского разлома интрузивные породы вблизи от него катаклазированы. Гранитоиды на восточном крыле рассматриваемого разлома отстоят от гранитоидов, развитых в его западном крыле, на расстояние примерно в 200 км, считая вдоль линии разлома. Для удобства сопоставления на фиг. 35 западное крыло Таласо-Ферганского разлома перемещено на 200 км на юго-восток и повернуто на 12° в направлении движения часовой стрелки — так, чтобы интрузии в обоих крыльях находились друг против друга.

Северную часть интрузии, расположенной на западном крыле Таласо-Ферганского разлома, слагают лейкократовые гнейсовидные граниты. Они описаны В. А. Николаевым, который указывал, что текстура гранитов соответствует простиранию складок вмещающих отложений. Линия Таласо-Ферганского разлома является границей этой интрузии от р. Аксай до р. Куркурсу. В восточном крыле разлома аналогичный состав имеют интрузии, расположенные в хребте Тахталик, у перевала Каргыш и в районе озер Карасу и Капкаташ. По данным Т. А. Додоновой, их слагают лейкократовые граниты, обладающие плоскопараллельной текстурой течения, придающей породе гнейсовидный облик. Эта текстура ориентирована согласно с залеганием вмещающих пород. В Та-



Фиг. 35. Варисские интрузии на крыльях Таласо-Ферганского разлома — схема сопоставления интрузий Чаткальского и Нарынского секторов (Составил В.С. Буртман в 1961 г). На этой схеме западное крыло Таласо-Ферганского разлома перемещено относительно восточного крыла на 200 км к юго-востоку.

1—4 — варисские интрузии: 1 — гнейсовидные граниты, 2 — крупнозернистые граниты, 3 — гранодиориты и кварцевые диориты; 4 — щелочные интрузии; 5 — кайнозойские отложения; 6 — палеозойские отложения; 7 — докембрийские интрузии; 8 — Таласо-Ферганский разлом
 Интрузии: И — Ирису; Ка — Каннды; Ш — Шаматорская; Та — Таласская; Ке — Кенинбельская; Ку — Кураматорская; Чи — Читындинская
 На врезке показано современное положение интрузии

ласском Алатау гнейсовидные граниты, по наблюдениям Т. А. Додоновой, прорывают живетско-франские отложения.

Юго-восточнее р. Аташчапкан, в хребте Таласском Алатау, на протяжении более 40 км линия Таласо-Ферганского разлома ограничивает Таласскую интрузию верхнепалеозойских гранитов. В интрузии преобладают серые крупнокристаллические биотит-роговообманковые граниты, имеющие в приконтактовых областях порфиroidную структуру. В периферических частях интрузии местами распространены гранодиориты, связанные с гранитами постепенным переходом. В восточном крыле разлома аналогичный состав и строение имеет Кенинбельская интрузия гранитов, протягивающаяся более чем на 40 км вдоль его линии на юго-восток от оз. Капкаташ. Далее на юг граниты скрываются под кайнозойскими отложениями Алабугинской впадины. Обе интрузии прерывают породы среднего палеозоя. Петрографический состав гранитов Таласской и Кенинбельской интрузий показан в табл. 1.

В верховьях р. Сандалаш и в бассейне правых верхних притоков Чаткала, в западном крыле Таласо-Ферганского разлома развиты гранитоиды, имеющие древний возраст. По сообщению К. Д. Помазкова, в верховьях Сандалаша им наблюдалось трансгрессивное налегание нижнепалеозойских отложений на указанные гранитоиды и прорывание

гранитоидов верхнепалеозойскими гранитами. На наличие древних гранитов в этом районе указывали также ранее В. А. Николаев, Н. М. Силицын и А. О. Кайзер (1937). В восточном крыле разлома, южнее выходов верхнепалеозойских гранитов, на протяжении 25 км вдоль его линии развиты нижнекаменноугольные отложения, и судить о наличии или отсутствии древних интрузий на глубине нет возможности¹.

Таблица 1

Петрографический состав гранитов (в %) Таласской и Кенинбельской интрузий

Состав	Таласская интрузия (В. С. Буртман, 1956 г.)	Кенинбельская интрузия (Т. А. Додонова, 1959 г.)
Кварц	30	30—35
Плагиоклаз	(№ 20) 15—20	(№ 14—20) до 25
Калишпат	35—40	30—35
Биотит	10	до 10
Амфибол	5	7—10
Акцессорные: сфен, апатит, циркон, магнетит	+	+

В верховьях р. Чаткал расположен Кураматорский массив гранодиоритов и кварцевых диоритов. В западной части массива преобладают гранодиориты, в восточной — кварцевые диориты. В восточном крыле Таласо-Ферганского разлома Кураматорскому массиву соответствует Читындинская интрузия гранодиоритов, занимающая верховья р. Кылдав и левых притоков р. Пчан. Вблизи контактов гранодиориты переходят в кварцевые диориты и диориты. Сравнивая этот массив с Кураматорским, необходимо отметить, что последний большей своей частью представляет собой очень узкую полосу вдоль линии разлома. По сути дела мы везде, исключая самую западную часть, наблюдаем в Кураматорском массиве его приконтактовую фацию более основного состава. Петрографический состав гранодиоритов Читындинской и Кураматорской интрузий приведен в табл. 2. Небольшой массив гранодиоритов и диоритов расположен в восточном крыле разлома также в бассейне правых притоков р. Пчан, в 4 км севернее перевала Джилянгач.

В верхнепалеозойский интрузивный комплекс входят щелочные интрузии — Шаматорская в хребте Тахталык, а в противоположном крыле Таласо-Ферганского разлома — массивы Ирису, Каинды и Талдыбулак в Джебаглинских горах. Большую часть Шаматорской интрузии, по данным Т. А. Додоновой и В. Г. Кушева (1959, 1960), слагают сиениты, а в краевых частях и кровле развиты меланократовые породы изменчивого состава — от сиенито-диоритов до габбро-эссекситов. Наибольшее распространение среди них имеют монцониты и мангериты. В их составе темноцветные минералы содержатся в количестве от 30 до 60%, плагиоклаз (от № 25 до № 40) и калишпат — примерно в равном количестве. Из темноцветных минералов присутствуют обычно совместно — биотит, роговая обманка и пироксен. С меланократовыми сиенитами и монцонитами ассоциируются меланократовые шонкиниты,

¹ Сравнивая крылья Таласо-Ферганского разлома, надо постоянно иметь в виду, что в пределах Срединного Тянь-Шаня восточное крыло разлома находится на более высоком эрозионном срезе, чем западное. Это исключает возможность простого сопоставления геологических границ, подходящих с двух сторон к линии разлома.

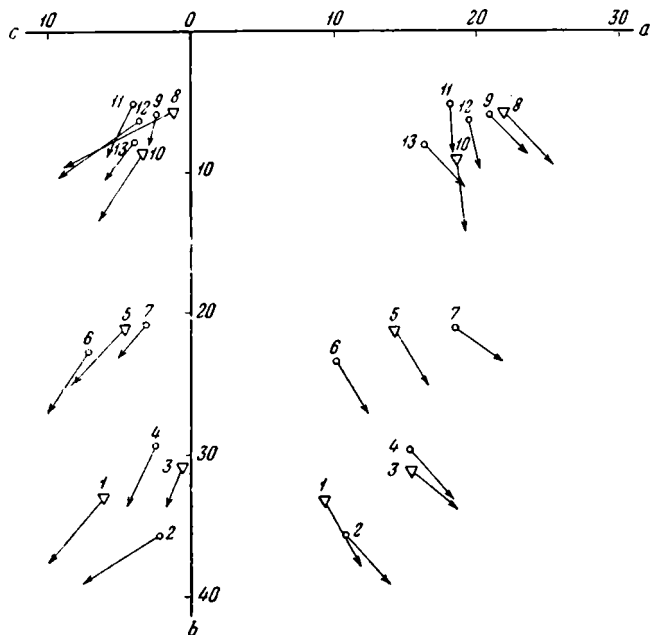
содержащие до 30% калишпата, небольшое количество кислого плагиоклаза, моноклинный пироксен, амфибол, биотит.

Таблица 2

Петрографический состав гранодиоритов (в %) Кураматорской и Читындинской интрузий

Состав	Кураматорская интрузия (И. В. Воробьев, 1957 г.)	Читындинская интрузия (А. А. Луйк, 1955 г.)
Кварц	17	15—25
Плагиоклаз	(№ 32) 35	(№ 30—40) 50—65
Калишпат	25	15—20
Биотит	12	5—10
Амфибол	7	5—10
Акцессорные: апатит, сфен, циркон, рудные	+	+

Щелочная интрузия Ирису в Таласском Алатау описана В. А. Николаевым (1928), К. Н. Вендландом (1937), Т. В. Молчановой (1957, 1958), М. П. Орловой (1960) и К. А. Абдрахмановым (1961). Большую



Фиг. 36. Диаграмма, по А. Н. Заварицкому, химического состава пород Шаматорской интрузии (показаны треугольниками) и интрузий Ирису, Кайнды и Талдыбулак (показаны точками). Номера соответствуют номерам в табл. 3

часть интрузии слагают шонкиниты, с участками сиенитов, нефелиновых сиенитов и монзонитов. В контактовой зоне распространены меланократовые сиениты, меланократовые шонкиниты и пироксениты. Т. В. Молчанова (1957) указывает, что собственно магматическими породами этой интрузии являются лишь сиениты и нефелиновые сиениты. Остальные породы образовались в результате гибридизма и метасома-

Химический состав и числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, для пород интрузий Ирису, Каинды, Талдыбулак и Шаматорской

Интрузии	Шаматор- ская	Каинды	Шаматор- ская	Талдыбулак	Шаматор- ская	Каинды	Ирису	Шаматор- ская	Ирису	Шаматор- ская	Ирису		Каинды
породы	Эссексит	Шонкинит	Шонкинит	Маросит	Монцониты			Сиениты					
№ пробы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	43,00	46,40	47,96	46,93	51,02	50,48	49,16	61,46	61,48	60,10	62,30	59,45	62,01
TiO ₂	1,76	1,15	1,02	1,32	1,01	0,88	0,90	0,27	0,36	0,27	0,45	0,52	0,43
Al ₂ O ₃	16,18	11,51	12,31	15,47	17,20	17,72	18,36	18,91	19,27	19,07	18,66	18,97	17,68
Fe ₂ O ₃	3,27	6,15	4,49	4,57	3,05	5,26	4,43	1,08	1,83	1,61	1,79	2,15	2,70
FeO	7,35	5,60	9,11	5,31	5,14	3,73	4,25	1,17	1,82	2,49	1,53	1,88	1,44
MnO	0,12	0,34	0,29	0,17	0,12	0,25	0,22	0,05	Следы	0,05	0,05	Следы	0,22
MgO	8,90	7,65	5,56	6,80	4,74	5,30	3,00	1,21	0,92	2,61	1,14	1,20	1,22
CaO	11,63	12,50	8,36	9,81	8,02	10,02	8,75	2,46	3,00	3,35	2,99	3,13	4,63
BaO	0,33	0,58	0,11	—	0,23	0,23	—	0,70	—	0,18	—	—	0,32
Na ₂ O	2,28	1,89	4,93	4,70	3,30	2,62	4,84	3,15	7,20	5,10	5,30	3,34	4,00
K ₂ O	2,75	4,60	3,39	3,56	4,70	2,72	5,14	10,00	3,80	5,10	4,18	7,80	5,06
<i>a</i>	9,3	10,5	15,2	15,1	14,3	10,0	18,3	22,2	21,3	18,6	18,2	19,5	16,5
<i>c</i>	6,3	2,2	0,5	2,5	4,6	7,2	3,3	1,5	2,2	3,4	3,7	3,4	3,8
<i>b</i>	33,4	35,7	30,9	29,4	21,2	23,2	20,9	6,1	6,2	9,1	5,1	6,3	7,9
<i>s</i>	51,0	51,6	53,4	53,0	59,9	59,6	57,5	70,2	70,3	68,9	73,0	70,8	71,8
<i>f'</i>	30,2	29,8	40,0	30,6	36,1	36,4	39,5	35,0	52,7	43,1	60,2	58,5	47,0
<i>m'</i>	45,8	35,1	29,1	38,3	38,7	39,8	24,6	33,7	24,2	50,0	38,4	33,7	27,4
<i>c'</i>	24,0	35,1	30,9	31,1	25,2	23,8	35,9	31,3	23,1	6,9	1,4	7,8	25,6
<i>n</i>	60,0	38,7	70,0	66,6	51,5	59,2	59,4	45,1	74,0	60,1	65,4	39,4	54,6
<i>f</i>	87,0	14,3	29,9	2,0	29,2	20,0	16,0	45,0	24,4	35,7	30,1	29,2	20,8
<i>t</i>	2,9	38,3	1,6	13,1	1,5	1,3	1,3	—	0,3	—	0,2	0,6	0,5
<i>Q</i>	-22,9	-20,0	-24,0	-26,7	-13,4	-8,0	-26,9	-5,5	-4,2	-2,8	+5,9	-0,8	+6,8
$\frac{a}{c}$	1,5	4,8	30,4	6,0	3,2	1,4	5,9	14,7	9,6	5,5	4,8	5,7	4,3

Примечание. Химические анализы проб 1, 3, 5, 8, 10 взяты из работы В. Г. Кушева (1960), пробы 2, 6, 13 — из работы В. А. Николаева (1935), пробы 4, 7 — из работы М. П. Орловой (1960), пробы 9, 12 — из работы К. Н. Вендланда (1937), проба 11 — из работы Т. В. Молчановой (1957)

тических процессов. Щелочные габброиды слагают также массив Каинды, расположенный в 7 км восточнее интрузии Ирису, и небольшую интрузию Талдыбулак. Породы щелочных интрузий Джебаглинских гор подобны распространенным в периферической части Шаматорского массива. Учитывая небольшие размеры Джебаглинских интрузий по сравнению с Шаматорской, большая насыщенность их основными породами вполне закономерна. В табл. 3 и на фиг. 36 приведена сравнительная характеристика химического состава пород из щелочных интрузий. Определения абсолютного возраста этих пород — 252—287 млн. лет (Абдрахманов, 1961; Кушев, 1960) — указывают на принадлежность щелочных интрузий в обоих крыльях разлома к одному магматическому циклу.

Приведенные соотношения верхнепалеозойских интрузий с Таласо-Ферганским сдвигом указывают на то, что сдвиг произошел после формирования этих интрузий: интрузии разорваны, и части их смещены друг относительно друга примерно на 200 км (Буртман, 1962₃). Наблюдаемое в настоящее время более широкое развитие интрузий в Чаткальском секторе, по сравнению с Нарынским, в значительной степени объясняется более низким (приблизительно на 2,5—3 км) эрозионным срезом Чаткальского сектора. В целом же, пояс варисских гранитоидных интрузий Срединного Тянь-Шаня ориентирован в том же направлении, что и тектонические структуры этого района. В зоне Таласо-Ферганского разлома границы интрузий изгибаются параллельно с изгибом фациальных границ, осей складчатых структур и разрывных нарушений, обрисовывающих присдвиговую складку с вертикальным шарниром, что позволяет предполагать пластическую деформацию этих интрузий в зоне сдвига.

Таласо-Ферганский сдвиг пересекает пояс варисских интрузий гранитоидов, смещая его части относительно друг друга почти на 200 км, т. е. на расстояние, превышающее ширину этого пояса. В обоих крыльях сдвига пояс интрузий оказывается резко оборванным по линии разлома, в результате чего создается иллюзия приуроченности интрузий к указанной линии. Эта иллюзия усиливается вследствие приподнятого положения зоны Таласо-Ферганского разлома по отношению к его крыльям, на которых либо сохранилась кровля интрузий (в Чаткальском секторе), либо интрузивные породы перекрыты молодыми накоплениями (в Нарынском секторе).

В. И. Смирнов и В. Н. Козеренко (Смирнов, Козеренко, 1940; Козеренко, 1947), Н. М. Синицын (1960) и ряд других исследователей придерживались мнения о генетической связи варисских гранитных интрузий Таласского и Ферганского хребтов с Таласо-Ферганским разломом. В. Н. Огнев (1939) и В. А. Николаев (1954) также предполагали формирование интрузий вдоль этого разлома, считая, что сдвиговые перемещения предшествовали образованию гранитов, которые внедрились затем по трещине свола. Взгляды указанных исследователей находятся в противоречии с приведенными в этой главе материалами, говорящими в пользу более молодого возраста сдвига и смещения по нему интрузивных массивов¹. Все выводы о генетической зависимости рассмотренных интрузий от Таласо-Ферганского разлома основаны лишь на пространственной приуроченности интрузивных массивов к этому разлому. Однако эти пространственные соотношения имеют другую природу и связаны с последующим сдвиговым перемещением по Таласо-Ферганскому разлому.

¹ К выводу о смещении по Таласо-Ферганскому сдвигу верхнепалеозойских интрузий пришла также Т. А. Додонова (1962), исходящая из динамических условий формирования гнейсовидных гранитов Тахталякского хребта и Джебаглинских гор. Т. А. Додонова не согласна, однако, с возможностью перемещения всей осевой интрузии Таласского Алатау.

Глава VI

ТАЛАСО-ФЕРГАНСКИЙ СДВИГ

В предыдущих главах были рассмотрены соотношения Таласо-Ферганского разлома с различными варисскими образованиями по отдельности. В этой главе мы дадим более цельную картину Таласо-Ферганского сдвига. При этом будут повторены основные выводы, полученные в предыдущих частях работы.

Наиболее широко на крыльях Таласо-Ферганского разлома в Среднем Тянь-Шане распространены средне-верхнедевонские и нижнекаменноугольные породы. В живетско-франских отложениях нами выделены таялмышский, аккапчигайский, алабукинский и бозбутауский типы разрезов (фиг. 8, 9). Разрез таялмышского типа образован светлыми существенно кварцевыми кварцитовидными песчаниками. Область их развития западнее Таласо-Ферганского разлома занимает часть территории Угамского, Пскемского, Сандалашского хребтов, южного склона Таласского Алатау и Майдантальский хребет, а в восточном крыле разлома — часть гор Кокиримтау и хребта Молдотау. В обоих крыльях Таласо-Ферганского разлома, к северо-западу и юго-востоку от площади распространения таялмышских отложений, расположены области развития отложений аккапчигайского типа — соответственно северная и южная. Разрез аккапчигайского типа в нижней своей части сложен красноцветными и пестроцветными грубообломочными породами полимиктового состава, выше которых залегают существенно кварцевые кварцитовидные песчаники. Северная область развития живетско-франских отложений аккапчигайского типа западнее Таласо-Ферганского разлома охватывает часть северного склона Угамского хребта, горы Каракус и уходит в хребет Боролдай. Восточнее линии разлома она располагается на территории хребта Тахталык и западной части гор Кокиримтау.

Южная область распространения этих отложений по одну сторону от разлома находится на территории Пскемского, Сандалашского и Чаткальского хребтов, заходя на южный склон Таласского Алатау и в Атойнокский хребет. В противоположном крыле разлома отложения аккапчигайского типа занимают территорию хребтов Чаарташ и Акшийряк, частично восточный склон Ферганского хребта и заходят в хребты Молдотау и Джаман-Даван.

К югу от рассмотренных образований, в западном крыле Таласо-Ферганского разлома распространены отложения алабукинского типа, в которых главная роль принадлежит карбонатно-терригенным накоплениям. Разрезом алабукинского типа характеризуется значительная часть Чаткальского хребта. К линии Таласо-Ферганского разлома эти отложения подходят по территории Атойнокского хребта. Далее на юг, в западном крыле разлома развиты известняки, доломиты и эффузивные

породы, образующие разрез бозбутауского типа. В восточном крыле разлома, южнее площади распространения отложений аккапчигаевского типа, на территории хребта Джаман-Даван и прилегающих к нему молодых депрессий живетско-франские отложения на дневную поверхность не выходят. Далее на юг расположены районы, характеризующиеся разрезами бозбутауского типа, сложенные карбонатными и эффузивными породами.

В обоих крыльях Таласо-Ферганского разлома в одной и той же последовательности чередуются области развития одинаковых типов живетско-франских отложений. Отчетливо видно их смещение вдоль линии разлома на расстояние около 200 км.

К такому же выводу приводит рассмотрение соотношений Таласо-Ферганского разлома с литологическими комплексами фаменских отложений. В этих отложениях мы выделили три типа разрезв. Один из них образует известняки и доломиты, второй — глинистые и песчаные известняки, а третий содержит как карбонатные, как и терригенные обломочные породы. Карбонатно-терригенные отложения на каждом крыле разлома развиты в двух разобщенных областях — северной и южной (фиг. 17). Северная область к западу от Таласо-Ферганского разлома заключает значительную часть территории хребта Боролдай и северо-восточный участок Угамского хребта, а к востоку от разлома — часть хребта Тахталык, горы Кокиримтау и Кавактау. Южнее расположен район развития глинистых и песчаных известняков. Западнее разлома эти породы развиты в Пскемском и Майдантальском хребтах и частично в хребтах Боролдай, Угамском и Чаткальском, а в восточном крыле — в хребтах Чаарташ и Акшийряк. Далее на юго-восток расположена южная область развития карбонатно-терригенных отложений. На западном крыле разлома она охватывает восточную часть Чаткальского хребта и частично Сандалашский хребет, южный склон Таласского Алатау и северный склон Атойнокского хребта. Восточнее Таласо-Ферганского разлома указанные отложения обнажаются в районе сочленения хребта Джаман-Даван с Ферганским хребтом. Южнее карбонатно-терригенных отложений в обоих крыльях разлома развиты известняки и доломиты фаменского яруса.

В нижнекаменноугольных отложениях нами были выделены два типа разрезв: один — образованный карбонатными и другой — карбонатно-терригенными осадками. Карбонатные отложения верхнетурнейского возраста в западном крыле Таласо-Ферганского разлома распространены на левобережье Нарына, в горах Бозбутау, Чаткальском, Атойнокском, Таласском, Сандалашском, Пскемском и Угамском хребтах и частично в хребте Боролдай. Восточнее разлома эти отложения развиты в хребтах Молдотау, Акшийряк, Джаман-Даван, на южном склоне хребта Тахталык и в горах Кокиримтау. Карбонатно-терригенные отложения верхнего турне на западном крыле разлома известны в хребте Боролдай, а на восточном крыле — в 200 км юго-восточнее — на северных склонах гор Кокиримтау и Кавактау. Интересны изменения мощности верхнетурнейских отложений. На большей части рассматриваемой территории она колеблется от 400 до 700 м, а на северо-востоке Чаткальского сектора и в северо-западной части Нарынского сектора увеличивается до 1200—1400 м. Изопахита 1000 м подходит к Таласо-Ферганскому разлому с запада в верховьях Чаткала и отходит от этого разлома на восток южнее хребта Акшийряк (фиг. 19).

Карбонатные породы нижневизейского возраста в западном крыле Таласо-Ферганского разлома занимают обширную площадь от гор Баубашата на юго-востоке до Угамского хребта на севере. В восточном крыле аналогичные породы распространены в хребтах Джаман-Даван и на восточном склоне Ферганского хребта. В юго-восточной части гор

Каракус, Джебаглинских горах и в хребте Акшийряк в карбонатных породах появляется глинистая и алевритовая примесь. Далее на север, в северо-западной части гор Каракус и в хребте Боролдай — по одну сторону от Таласо-Ферганского разлома, и в горах Кокиримтау и хребте Молдотау — по другую сторону от него, ниже визе представлено карбонатно-терригенными отложениями (фиг. 20).

Сходная картина распространения средне-верхневизейских отложений. Карбонатные породы этого возраста к западу от разлома занимают всю рассматриваемую территорию, расположенную южнее гор Каракус. К востоку от Таласо-Ферганского разлома они распространены в хребте Джаман-Дава, на восточном склоне Ферганского хребта и в горах Кавактау. Карбонатно-терригенные отложения на западном крыле этого разлома развиты в северо-западной части гор Каракус и в хребте Боролдай, а на восточном крыле — в горах Кокиримтау и в западной части гор Кавактау (фиг. 21). Отложения нижнего намюра почти на всей территории представлены карбонатными осадками. Карбонатно-терригенные отложения указанного возраста выходят непосредственно к западу от Таласо-Ферганского разлома в горсте среди юрских отложений Леонтьевской депрессии, а в восточном крыле разлома — почти в 200 км юго-восточнее — на северном склоне гор Кокиримтау (фиг. 22).

Сопоставление нижнекаменноугольных отложений, развитых в обоих крыльях Таласо-Ферганского разлома (фиг. 19—22), также указывает на 200-километровую амплитуду правого сдвига по Таласо-Ферганскому разлому.

Рассмотренные отложения прорваны верхнепалеозойскими интрузиями гранитоидов. В Чаткальском секторе Таласо-Ферганский разлом является границей указанных интрузий на протяжении 100 км в Таласком Алатау, резко их обрывая. На противоположном крыле разлома интрузии гранитоидов имеются лишь в 200 км юго-восточнее — на 100-километровом отрезке в Ферганском хребте. Северную часть интрузий на обоих крыльях разлома слагают лейкократовые гнейсовидные граниты, южнее расположены массивы крупнокристаллических гранитов, а далее к югу — гранодиоритов и кварцевых диоритов. В верхнепалеозойский интрузивный комплекс входят и щелочные интрузии, также развитые на обоих крыльях разлома. Соответствующие интрузии на противоположных крыльях разлома имеют одинаковый состав, сходные приконтактные изменения и сопровождаются орудением одного типа. Тектонические контакты интрузий по Таласо-Ферганскому разлому замечательны тем, что за линией разлома, на противоположных участках другого крыла, нет апофиз этих больших интрузивных массивов и залегающие там породы лишены следов плутонического воздействия. Соотношения гранитоидных интрузий с Таласо-Ферганским сдвигом и вадисскими структурами Чаткальского и Нарынского секторов свидетельствуют о том, что эти интрузии, по-видимому, представляют собой части ранее единых массивов, разорванные по сдвигу и смещенные друг относительно друга примерно на 200 км. Сдвиг, следовательно, произошел после формирования верхнепалеозойских интрузий.

Данные Л. Б. Вонгаза (1958^{1,2}) и палеотектонические схемы, составленные В. Г. Королевым (1960, 1962), указывают на смещение также нижнепалеозойских и докембрийских отложений Тянь-Шаня по Таласо-Ферганскому разлому. По сообщению В. Г. Королева, строение разреза и характер соотношений между стратиграфическими подразделениями позднего докембрия и нижнего палеозоя в хребте Тахталык аналогичны известным в противоположном крыле разлома в хребте Боролдай и отличаются от наблюдаемых в более близких пунктах указанного крыла. Амплитуда сдвига нижнепалеозойских образований, судя по этим данным, равна смещению среднепалеозойских отложений.

Подводя итоги изложенному, можно сделать следующие выводы. Таласо-Ферганский разлом не контролировал первичное распределение пород среднего и верхнего палеозоя, а возможно также нижнего палеозоя и докембрия¹. Горизонтальное смещение вдоль Таласо-Ферганского разлома образований позднего докембрия, раннего, среднего и позднего палеозоя (до нижней перми включительно) одинаково: сдвиг произошел после формирования этих образований. Сдвиг правый, его амплитуда в Срединном Тянь-Шане около 200 км².

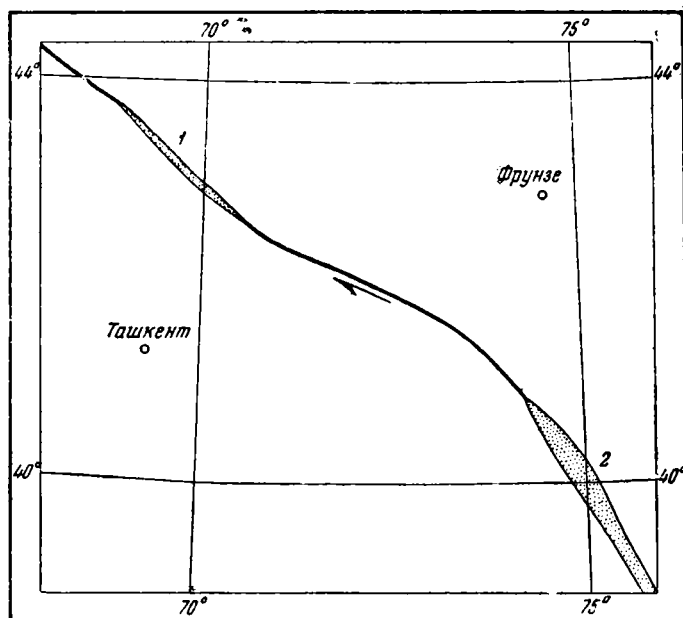
Отложения верхней перми и почти всего триасового периода отсутствуют на территории, непосредственно прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому. В конце триаса — начале юры появляются осадочные образования, связанные с зоной этого разлома. Они выполняют вытянутые вдоль разлома впадины: Леонтьевскую и Яркенд-Ферганскую. Леонтьевская депрессия расположена у подножия хребта Малый Карагау. В современной структуре значительная ее часть представляет собой грабен, сложенный юрскими породами. В основании юрского разреза залегают конгломераты максимальной мощностью в 400 м, сменяющиеся выше угленосной толщей мощностью до 500 м. Эта толща представлена песчано-глинистыми осадками с прослоями мелкогалечных конгломератов и углей. Возраст угленосной толщи определяется по флоре, как лейасовый; нижние и верхние горизонты толщи возможно принадлежат соответственно рэту и доггеру. На угленосной толще залегают песчаники, сменяющиеся вверх по разрезу аргиллитами с горючими сланцами. По возрасту эти отложения отвечают доггеру. Их мощность более 400 м. Выше разрез образуют чередующиеся конгломераты, песчаники и глины, на которых лежат мергели с флорой и фауной верхней юры. Общая мощность юрских пород в Леонтьевской депрессии превышает 2 км. Отложения континентальные. В длину депрессия достигает 180 км, при максимальной ширине в 10 км.

Яркенд-Ферганская депрессия протягивается более чем на 400 км вдоль Ферганского хребта и восточного склона Куньлуня. На фиг. 28 показана ее северная часть, известная под названием Восточно-Ферганской или Суякской впадины. Выполняющие эту впадину юрские отложения, по данным В. Н. Огнева (1946) и Е. И. Зубцова (1956), имеют следующее строение. В основании разреза, трансгрессивно на палеозое залегают конгломерато-брекчия, сменяющаяся выше пуддингами, а затем алевролитами и глинистыми сланцами. Возраст отложений определяется по флоре, как рэт-нижний лейас, мощность достигает 700 м. Выше согласно лежат алевролиты и глинистые сланцы, обильная флора в которых указывает на нижнелейасовый возраст. Максимальная мощность толщи 1000—1200 м. К периферии впадины одновременно с уменьшением мощности осадков существенную роль в разрезе приобретают песчаники, и появляются пласты угля. Верхняя часть разреза лейаса сложена глинистыми сланцами и алевролитами, мощностью до 2000 м. На окраине впадины эти породы замещаются конгломератовой толщей. Общая мощность рэт-лейасовых отложений во внутренней части Восточно-Ферганской впадины достигает 4 км. Средне- и верхнеюрские отложения распространены в ее западной периферической части. Они представлены терригенными осадками мощностью 500 м.

¹ Сказанное не относится к Главной структурной линии Тянь-Шаня, вдоль которой Таласо-Ферганский сдвиг проходит в Таласском и Атойнокском хребтах. Следует учитывать, однако, что территория Чаткальского сектора, примерно до р. Арысь на севере, до сдвига располагалась южнее и не соприкасалась с Главной структурной линией. К этой территории приводимые выводы относятся в полной мере.

² Вертикальное перемещение крыльев Таласо-Ферганского разлома сравнительно невелико: Чаткальский сектор приподнят относительно Нарынского на 2,5—3 км. Это — суммарное смещение, включающее перемещения в мезозойское и кайнозойское время.

Эти узкие и глубокие впадины, заполненные мощными юрскими отложениями, занимают строго определенное положение по отношению к линии Таласо-Ферганского разлома: они расположены на отрезках разлома, имеющих северо-западное простирание и разделены участком разлома, обладающим более широтным (запад-северо-западным) простиранием (фиг. 37). Такое соотношение впадин с Таласо-Ферганским разломом указывает на вероятность их образования в связи с горизонтальным перемещением по этому разлому. Действительно, правый сдвиг на участке разлома запад-северо-западного простирания должен был



Фиг. 37. Таласо-Ферганский сдвиг и юрские депрессии:
1 — Леонтьевская; 2 — Восточно-Ферганская (Яркенд-Ферганская)

создать условия растяжения (как бы «зияние») около участков разлома, ориентированного более меридионально, с чем и связано, по нашему предположению, образование указанных приразломных (точнее — надразломных) впадин. Горизонтальные перемещения по разлому в юрское время, приведшие к образованию этих впадин, могли быть относительно небольшими.

В меловое время вдоль Таласо-Ферганского разлома образовалось поднятие, влияние которого на фации и мощности меловых и кайнозойских отложений выяснено работами Д. И. Мушкетова (1919), Д. В. Наливкина (1926), В. Н. Огнева (1946), Б. А. Петрушевского (1955), Н. М. Сеницына (1960), В. Н. Крестникова (1962) и др. В нижнем мелу к западу от Ферганского хребта, в Ферганской депрессии, отлагались красноцветные песчаники, конгломераты и глины с пресноводной фауной. Лишь в бассейне р. Каракульджи найдена морская фауна альба. Максимальная мощность осадков — до 900 м — отмечена в восточной части депрессии. К северо-востоку от Ферганского хребта нижнемеловые осадки в Тянь-Шане отсутствуют.

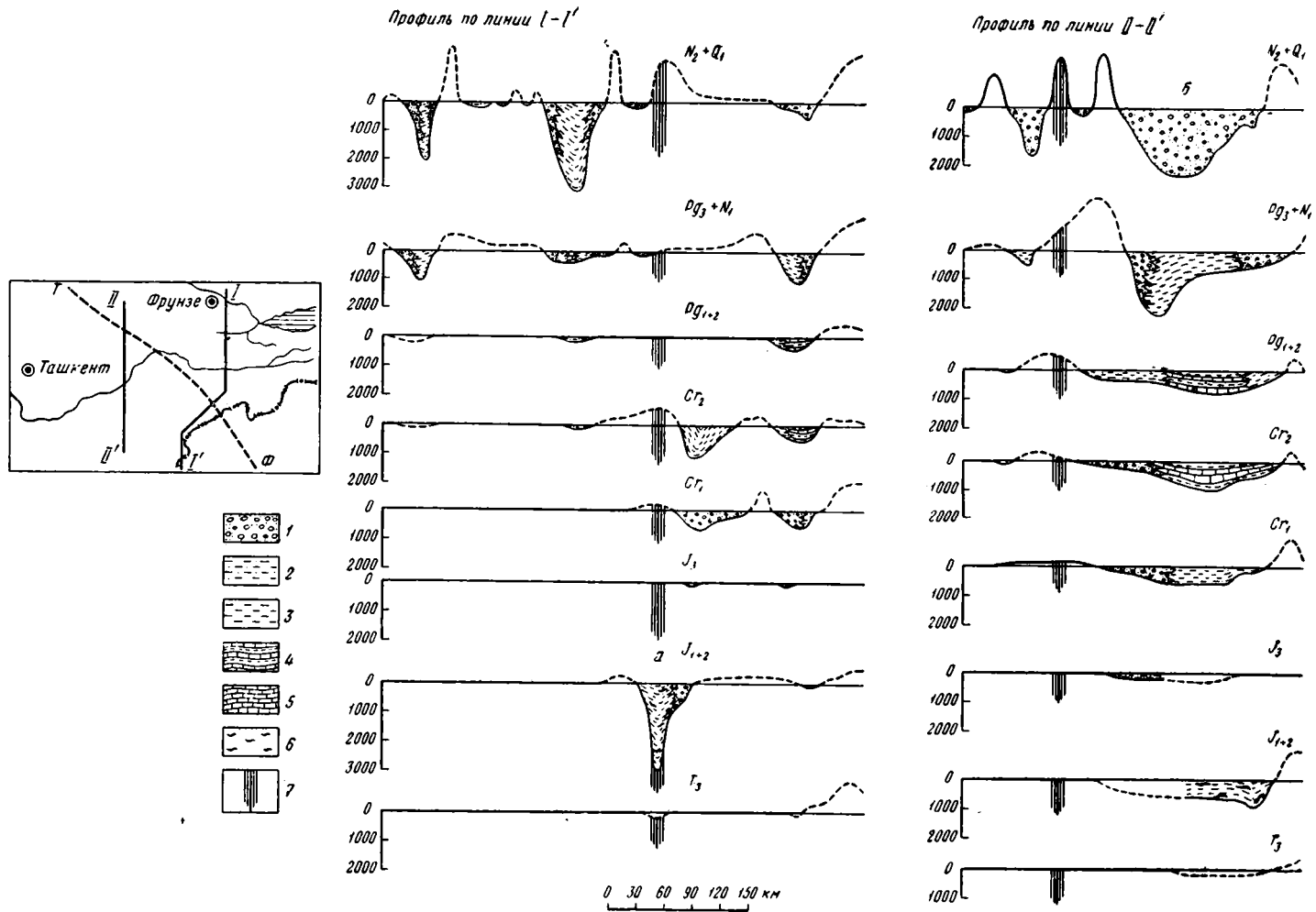
Верхнемеловые отложения в Ферганской впадине представлены красноцветными и пестроцветными морскими, лагунными и континентальными осадками. В разрезе преобладают песчаники, глины и конгло-

мераты, с горизонтами известняков, мергелей, гипсов. Наибольшей мощности — более 900 м — эти отложения достигают в Восточной Фергане. В направлении к Ферганскому хребту наблюдается увеличение в составе осадков терригенного материала и его погрубление, а также последовательная смена морских отложений лагунными и затем — континентальными. В палеогене в центральной части Ферганской впадины отлагались морские известняки, мергели и глины, мощность которых превышает 600 м. В восточной части впадины образовывались прибрежные отложения значительно меньшей мощности. Преобладает в них терригенный материал (фиг. 38).

К северо-западу от Ферганского хребта, в восточном секторе Тянь-Шаня, верхнему мелу и почти всему палеогену отвечает толща красноцветных континентальных глин, известковистых песчаников, известняков и гипсов, мощность которой обычно не превышает первых десятков метров, а во многих районах равна лишь нескольким метрам. В меловое и палеогеновое время весь восточный сектор Тянь-Шаня был приподнят относительно западного. Территория Ферганского хребта представляла собой западную окраину указанного обширного поднятия, однако, самого хребта тогда еще не существовало: весь снос обломочного материала происходил лишь в одном направлении — в Ферганскую депрессию. Эта картина меняется в конце олигоцена, когда непосредственно к востоку от Таласо-Ферганского разлома закладываются обширные впадины. В палеогене и в четвертичное время в указанных впадинах происходит накопление континентальных орогенных отложений, мощность которых в центральной части Алабуга-Нарынской впадины превышает 3 км. Относительно приподнятая зона Таласо-Ферганского разлома представляет собой западный борт этих впадин¹ (фиг. 28). О горизонтальных движениях по этому разлому в меловое и третичное время данных нет. Е. Я. Ранцман (1963), проводившая геоморфологические исследования в районе Кетмень-Тюбинской впадины и в истоках Чаткала, указывает на наличие четвертичных сдвиговых перемещений по Таласо-Ферганскому разлому, амплитуда которых за послесреднеплейстоценовое время достигает 1,2—1,5 км.

Следы современных сдвиговых смещений по этому разлому наблюдаются на всем его протяжении (фиг. 2, 1—20). Это — многочисленные смещения русел и долин временных и небольших постоянно действующих водотоков, горных пород, морен современного оледенения. Сдвиг русел временных потоков на расстояние 30 м очень отчетлив в долине Джилангача в Ферганском хребте (фиг. 3 и 4). На левом берегу долины р. Пчан виден сдвиг нескольких русел постоянно действующих и временных водотоков на расстояние около 50 м (фиг. 2, 3—6). В бассейне р. Кылдау наблюдается смещение небольших водораздельных гребней на расстояние более 50 м (фиг. 2, 7—8). Далее на северо-запад, в бассейне р. Кенинбель, Таласо-Ферганский разлом сечет морены современного оледенения (фиг. 2, 10 и 11), сдвигая их части друг относительно друга на 30 м. Смещение водораздельных гряд по линии разлома наблюдается также в бассейне Капкаташа (фиг. 2, 12). В бассейне р. Узунахмат смещения и изгибы русел временных потоков по линии разлома можно видеть в междуречье Джанарыкская и Сарыбулака и на левом борту долины р. Атойнок (фиг. 2, 13—18). Амплитуда этих смещений также 30—35 м. В хребте Таласском Алатау аналогичные смещения русел на расстояние до 50 м отчетливы в верховьях р. Каракульджи-

¹ Необходимо отметить, что образование Ферганского и Таласского хребтов обусловлено, главным образом, поднятием всей зоны Таласо-Ферганского разлома, а не вертикальными движениями непосредственно по плоскости этого разлома, как иногда полагают. Последние имели место, но их роль в формировании хребтов второстепенна.



Фиг. 38. Структурно-фациальные профили (по В. Н. Крестникову, 1962)

1 — песчано-конгломератовая фаация; 2 — песчано-глинистая фаация; 3 — глинистая фаация; 4 — глинисто-известняковая фаация; 5 — известняковая фаация; 6 — угли; 7 — зона Таласо-Ферганского разлома (Т-Ф) а — Восточно-Ферганская впадина; б — Ферганская депрессия

западной (фиг. 2, 19 и 20), а в верховьях Каракалмака разлом сечет морену верхнечетвертичного оледенения, изгибая и смещая «морщины» ее булристой поверхности. Все наблюдавшиеся смещения являются правыми.

Приведенные материалы говорят о том, что в современную эпоху по Таласо-Ферганскому разлому произошел правый сдвиг с амплитудой в 30—50 м. Соотношение смещенных форм рельефа с линией сдвига и их морфологические особенности свидетельствуют о том, что указанные смещения являются результатом быстрых процессов. Это позволяет связывать их с землетрясениями.

Таким образом, для позднего докембрия и почти всего палеозоя мы не знаем следов ни горизонтальных, ни вертикальных движений по рассматриваемому разлому. Таласо-Ферганский сдвиг образовался после нижней перми, в пермо-триасовое время, в течение которого и произошло основное смещение¹. Диагональная трещина скола соединила при этом два ранее существовавших тектонических шва — границу каледонид на севере и границу Таримской платформы на юге.

Линия Таласо-Ферганского разлома разделяется на несколько отрезков, простирающихся под небольшим углом друг к другу. Изменение простираения от одного отрезка к другому происходит плавно. В Таласском Алатау и Атойнокском хребте, по границе древних толщ Северного Тянь-Шаня, разлом проходит в направлении на СЗ-295°. Простираение выполненной юрскими отложениями Леонтьевской депрессии в Каратау, в которой предполагается северное продолжение Таласо-Ферганского разлома, — СЗ-310°—315°. Юго-восточнее Кетмень-Тюбинской впадины, вплоть до р. Кугарта-восточного, на протяжении 95 км простираение линии разлома СЗ-306°. Это общее простираение: линия разлома полого волниста, однако наибольшее отклонение от прямой на этом участке не превышает 500 м. На 60-километровом участке от водораздела рек Кугарта и Колдома до впадины Арпа общее направление разлома СЗ — 320°; максимальное отклонение его линии от прямой указанного простираения 650 м. В целом на более широтном участке, в Таласском и Атойнокском хребтах, линия разлома более прямолинейна.

Плоскость Таласо-Ферганского разлома вертикальна или почти вертикальна. Параллельно линии сдвига прослеживаются многочисленные разрывы, вырезающие длинные узкие ломтевидные тектонические линзы. Протяженность таких «ломтей» достигает десятков километров при ширине в несколько сот метров или 1—2 км. Однако, как бы ни была сложна раздробленность, нигде не наблюдается чередования тектонических линз пород из разных крыльев разлома: повсюду отчетливо устанавливается линия Таласо-Ферганского разлома, разделяющая породы обоих крыльев. Развитие широких зон тектонических брекчий не характерно для рассматриваемого сдвига.

Структурный план обоих крыльев Таласо-Ферганского разлома обладает аналогичными чертами. В южной и центральной части Чаткальского и Нарынского секторов (в хребтах Чаткальском, Пскемском, Майдантальском, Акшийряк и горах Байбичетау) за пределами зоны сдвига варисские структуры простираются на СВ — 50—60°. Севернее, в горах Кокиримтау и Кавактау, по одну сторону от разлома и в бассейне р. Аксу (хребет Угамский) — по другую сторону от него, простираение структур широтное. Районы изменения простираения от северо-восточного к широтному в разных крыльях разлома отстоят друг от друга примерно на 250 км, считая вдоль линии разлома.

При приближении к разлому складчатые и разрывные структуры изгибаются навстречу друг другу в противоположных крыльях разлома,

¹ Средняя скорость смещения получается около 5 мм в год.

обрисовывая складки с вертикальными шарнирами. В целом мы наблюдаем как бы горизонтальную флексуру, сопровождающую Таласо-Ферганский сдвиг и разорванную им. Идентичность простираения варисских складчатых и разрывных структур в Чаткальском и Нарынском секторах и резкое ее нарушение вблизи разлома позволяют полагать, что сдвиг и присдвиговые складки с вертикальными шарнирами образовались после формирования указанных тектонических структур. Этот вывод подтверждается рассмотренными ранее соотношениями Таласо-Ферганского разлома с верхнепалеозойскими интрузиями, прорывающими варисские структуры.

Расстояние в 250 км между структурами одинакового направления в Чаткальском и Нарынском районах — это величина полного смещения вдоль Таласо-Ферганского разлома. Оно включает в себя, помимо амплитуды сдвига (180—200 км), еще и перемещение материала в его крыльях — результат пластической деформации пород в связи с образованием в зоне сдвига складок с вертикальными шарнирами. Величина перемещения материала в западном крыле сдвига в Чаткальском секторе устанавливается из анализа изгибов как структурных форм, так и фациальных границ. Она равна 45—50 км. Анализ структур Нарынского и Ферганского секторов указывает на пластическое перемещение материала в зоне сдвига примерно на 20—25 км.

Полоса, в которой первоначальное простираение структур изменено на субпараллельное Таласо-Ферганскому разлому, рассматривается, как зона Таласо-Ферганского сдвига. На запад от линии разлома эта зона распространяется на 8—10 км, достигая в бассейне р. Карасу-западной ширины в 15 км. На восток от разлома, в хребте Тахталик и в северной части Ферганского хребта, ширина этой полосы также не превышает 10 км, южнее она расширяется. В зоне сдвига переориентированы, преобразованы в складки сжатия и частью опрокинуты ранее сформированные складчатые структуры, продолжения которых прослеживаются за границами этой зоны в ненарушенном состоянии¹. Интересные образования наблюдаются в зоне разлома на северном склоне Атойнокского хребта, в тектонических блоках, образованных среднепалеозойскими отложениями. Указанные блоки вытянуты под небольшим углом к линии разлома и содержат обрывки складчатых структур того же простираения. Эти структуры осложнены системой из многочисленных небольших эшелонированных складок восток-северо-восточного простираения, расположенных в среднем под углом в 30° к линии Таласо-Ферганского разлома (фиг. 25—27). Указанные складки как бы гофрируют в диагональном направлении тектонический блок, вытянутый вдоль разлома, и, вероятно, представляют собой складки волочения, образовавшиеся при сдвиге.

¹ Это относится к складкам, характеризующимся горизонтальным или близким к нему положением шарнира; о развитии присдвиговых складок, обладающих вертикальными шарнирами, говорилось ранее.

Глава VII

О ПРОДОЛЖЕНИИ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО СДВИГА В КАЗАХСТАН И КУНЬЛҮНЬ

Продолжением Таласо-Ферганского разлома на северо-запад В. В. Галицкий (1940) и В. А. Николаев (1933, 1954) считали разлом, разделяющий среднепалеозойские и докембрийские толщи Малого Каратау. В. А. Николаев придавал этому разлому значение границы каледонид и варисцид и видел в нем продолжение Главной структурной линии Тянь-Шаня. Нам, однако, в данном случае интересует не эта граница (см. Буртман, 1958), а продолжение поздневарисского Таласо-Ферганского сдвига. Высказанные ранее соображения о формировании Леонтьевской депрессии позволяют полагать, что продолжение сдвига на северо-запад проходит вдоль указанной депрессии. В пользу этого свидетельствуют также некоторые результаты литофациального анализа, в частности верхнетурнейских и нижненамюрских отложений (фиг. 19 и 22). И действительно, строение разлома, проходящего по границе среднего палеозоя и докембрия в Малом Каратау, отличается от строения Таласо-Ферганского сдвига. Крутой изгиб (в плане) плоскости разлома в северной части Байджансайского района и отсутствие единой выдержанной линии разрыва (Гзовский, 1959) не характерны для линии сдвига.

Севернее Леонтьевской депрессии вдоль восточного склона хребта Большой Каратау проходит крупный разлом, который объединяют обычно с разломом Малого Каратау в единый Главный Каратауский разлом. Однако части этого разлома в Малом и Большом Каратау отличаются друг от друга по морфологии, и характер движений по ним, в поздневарисское время, как мы предполагаем, был различным. Поэтому мы будем рассматривать эти разломы раздельно, называя их, соответственно, Главным разломом Большого Каратау и Главным разломом Малого Каратау. Главный разлом Большого Каратау находится на простирации Леонтьевской депрессии, морфология этого разлома сходна со строением Таласо-Ферганского разлома¹.

В. В. Галицким (1940) были приведены материалы, говорящие о горизонтальных перемещениях по Главным разломам Большого и Малого Каратау (горизонтальная штриховка и др.). Он высказал предположение о левом сдвиговом перемещении по указанным разломам. Это предположение основано на небольших левых сдвигах, наблюдавшихся им в бассейнах рек Арыстанды и Учбаш в Малом Каратау и на предпо-

¹ Есть и отличия. Например, в Каратау не удалось обнаружить современных смещений по Главному разлому. Это связано, по-видимому, с общим затуханием современных движений в этом направлении, о чем говорит и относительно низкая сейсмичность Каратау.

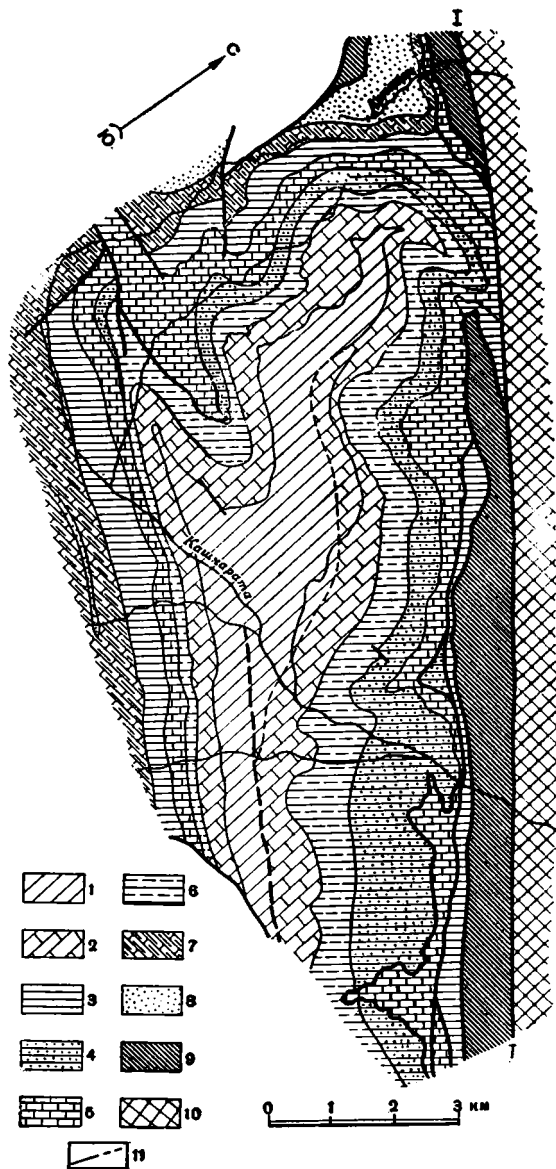
лагаемом соединении Главного разлома Большого Каратау с левыми сдвигами Урала. Проведенные впоследствии геофизические работы показали, однако, что продолжение Главного разлома не прослеживается на Урал. Мелкие сдвиги в Малом Каратау также не могут служить доказательством сдвига по Главному разлому Большого Каратау, иначе говоря, в настоящее время нет никаких данных, говорящих в пользу левого сдвига по Главному разлому Большого Каратау. М. В. Гзовский (1954), а позднее Н. И. Николаевым (1959), были высказаны возражения вообще против горизонтальных перемещений по рассматриваемым разломам. Однако, приводимые ими материалы относятся лишь к Главному разлому Малого Каратау¹, основаны на изучении трещин в докембрийских образованиях, и нет оснований распространять их на поздневарисский этап, а тем более на территорию Большого Каратау.

Главный разлом Большого Каратау является прямым продолжением Таласо-Ферганского, правый сдвиг по которому с амплитудой около 200 км мы проследили в предыдущих главах вплоть до хребта Боролдай. Как в Боролдае, так и в хр. Большом Каратау отсутствуют крупные надвиги, сопряженные с Главным разломом, которые могли бы «погасить» указанную амплитуду сдвига. Это приводит к неизбежному выводу о сдвиговых перемещениях по Главному разлому Большого Каратау. Однако, непосредственное выявление сдвига по этому разлому встречает значительно большие трудности по сравнению с Таласо-Ферганским разломом. Таласо-Ферганский разлом является наложенным и секущим по отношению к структуре Срединного Тянь-Шаня. В Каратау задача совершенно иная: изучение сдвига по разлому, имеющему длительный досдвиговой этап развития и, что главное, согласному со структурами района. В этом случае мы встречаемся с неразработанностью методики выявления сдвиговых перемещений и отсутствием методов, позволяющих оценить их масштаб. Положение усугубляется тем, что крылья разлома сложены разновозрастными и преимущественно древними комплексами. Восточное крыло Главного разлома Большого Каратау образовано докембрийскими, а западное крыло, главным образом, нижнепалеозойскими породами. Единственный участок, где вблизи от этого разлома в его западном крыле развиты среднепалеозойские отложения, охватывает бассейн р. Кашкаратау, горы Келенчек, Босага и Караадыр. Эта территория в 1955 г. изучалась Л. В. Беляковым, а в 1962 году была исследована автором.

Верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения образуют здесь обширную Келенчекскую синклиналиную складку (фиг. 39). Общее простирание этой структуры северо-западное, на несколько градусов круче к северу, чем направление Главного разлома. Келенчекская синклиналь имеет длину более 15 км при максимальной ширине 6 км. Западное крыло Келенчекской синклинали осложнено двумя сопряженными складками — Карасайской и Аксайской. Осевые плоскости этих складок простираются почти широтно, под углом в 30—40° к направлению оси Келенчекской синклинали. Падение слоев на крыльях этих структур постепенно изменяется от вертикального на южном крыле Аксайской синклинали к 70° на ее северном крыле и к еще более полному залеганию на северном крыле Карасайской антиклинали. Характерной особенностью этого выполаживания слоев в северном направлении на рассматриваемом участке является то, что постепенность изменений угла падения не нарушается на замыканиях Карасайской и Аксайской складок: шарниры этих складок падают так же круто, как и крылья, под углом 70° (фиг. 40а). Складки кажутся не цельными:

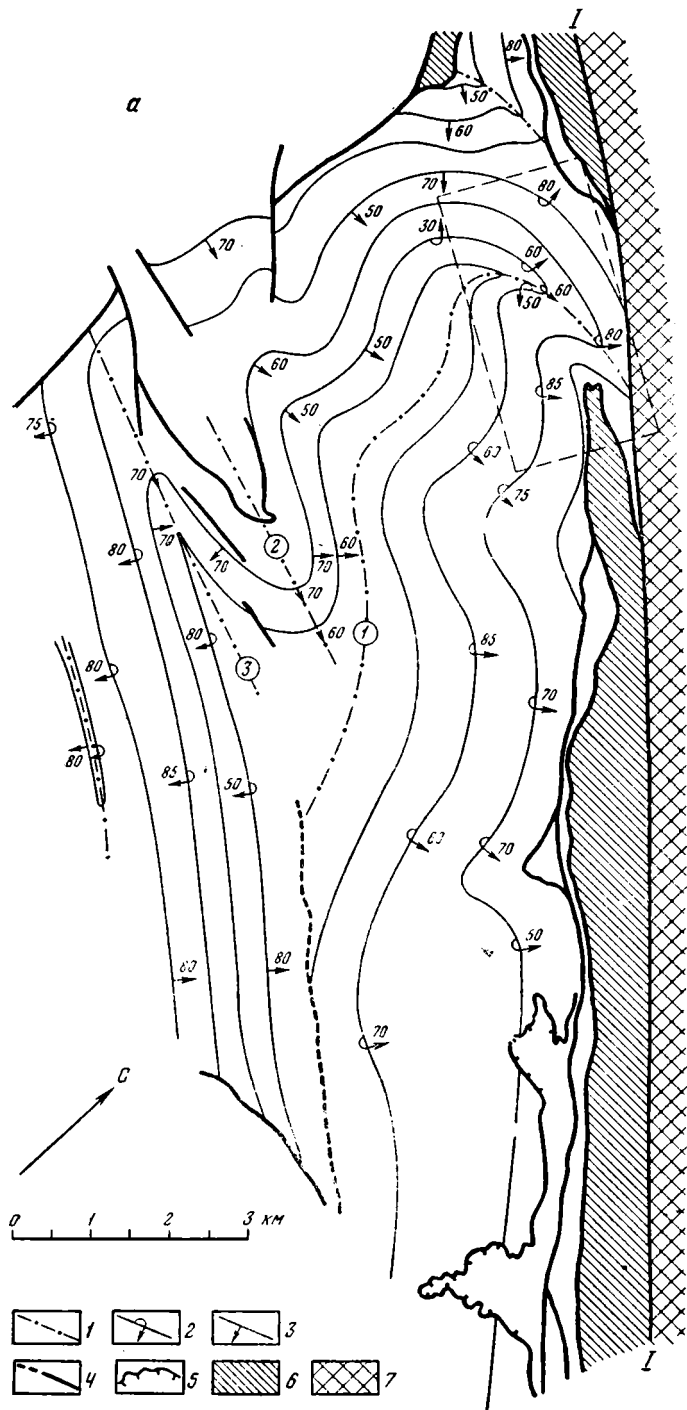
¹ М. В. Гзовский (1954) в своей статье ошибочно называет этот разлом Таласо-Ферганским.

Карасайская антиклиналь представлена лишь восточной периклиналью, а Аксайская синклиналь — западной центриклиналью. Но это заключение было бы верно лишь в том случае, если бы шарниры складок имели пологий наклон. Здесь же мы наблюдаем в разрезе две цельные сопряженные складки с крутопадающими шарнирами. Обе складки сильно сжаты. В ядре Аксайской синклинали наблюдается раздавливание известнякового горизонта среднего визе. В ядре Карасайской антиклинали залегают карбонатные породы нижнего турне, отличающиеся повышенной пластичностью. Эти породы сильно смяты. При этом наблюдается их нагнетание как в восточном направлении, в ядро Карасайской антиклинали, так и на запад, где они образуют тектонический клин, вдающийся в фаменские породы. В целом Карасайская и Аксайская сопряженные складки слагают сжатую горизонтальную (точнее: почти горизонтальную) флексуру — сигмоиду, образовавшуюся в результате горизонтального смятия круто залегающих слоев. Строение рассматриваемой части западного крыла Келенчекской синклинали дисгармонично. Соединив мысленно нижнюю границу отложенный раннего турне, подходящую с двух сторон к описанному тектоническому клину, мы минуем сигмоиду. При этом обнаруживается небольшое, примерно на 1 км, смещение южного конца этой границы к западу, отнесительно ее северного продолжения. Севернее Карасайской складки на крыле Келенчекской антиклинали расположен небольшой правый сдвиг северо-западного простирания.



Фиг. 39. Геологическая схема Келенчекской синклинали (Составил В. С. Буртман в 1962 г.).

1 — среднее и верхнее визе — известняки, песчаники, алевролиты; 2 — нижнее визе — песчаники, алевролиты, туфы, известняки; 3—4 — верхнее турне: 3 — оргайльсайская пачка — известняки с кремнями, 4 — аксайская пачка — известняки, мергели, песчаники; 5—6 — нижнее турне: 5 — дженгильчекская свита (балатурланская и бельмазарская пачки) — известняки, известняковые брекчии, 6 — уюкская свита — известняки, доломиты; 7 — фаменский ярус — мергели, известняки; 8 — франкский и живетский ярусы — песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты; 9 — нижнепалеозойские отложения; 10 — докембрийские образования; 11 — разрывы, I — I — Главный разлом Большого Каратау

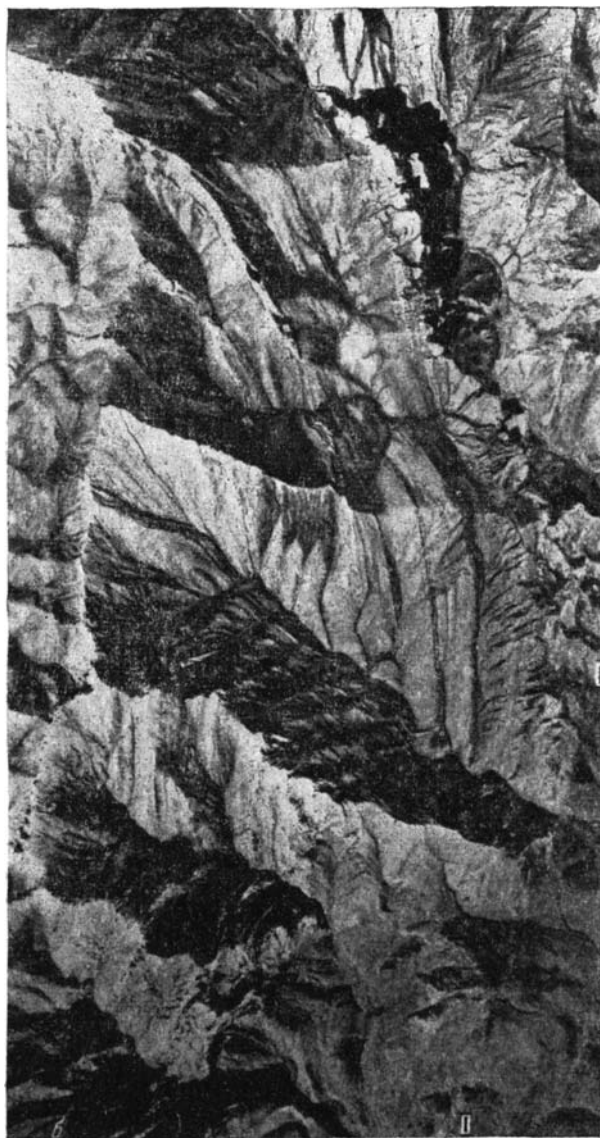


Фиг. 40а. Структурная схема Келенчекской синклинали

1 — оси складок: 1 — Келенчекской, 2 — Карасайской, 3 — Аксайской; 2 — опрокинутое залегание слоев; 3 — нормальное залегание слоев; 4 — крутопадающие разрывы; 5 — надвиги и тектонические покровы; 6 — нижнепалеозойские отложения; 7 — докембрийские образования; I—I — Главный разлом Большого Каратау

В целом, западное крыло Келенчекской синклинали состоит из двух отрезков, ориентированных друг к другу под углом в 60° . Описанное выше дисгармоничное сигмоидальное смятие расположено в месте сочленения этих разноориентированных участков крыла. К югу от Аксайской складки западное крыло Келенчекской синклинали опрокинато в сторону ядра складки. В пределах сигмоиды и к северу от нее слои падают нормально.

Восточное крыло Келенчекской синклинали вытянуто параллельно Главному разлому Большого Каратау. Залегание этого крыла опрокинато. В юго-восточной его части, в междуречье Кашкараты и Болдысу, наблюдаются два небольших тектонических покрова. Они образованы



Фиг. 40б. Складка волочения в северной части Келенчекской синклинали. Участок, показанный пунктирным контуром на фиг. 40а. I — I — Главный разлом Большого Каратау

нижнетурнейскими известняками, налегающими на породы верхнего турне. Плоскость южного покрова имеет горизонтальное залегание, а у северного покрова полого падает на юго-запад. Слои в аллохтоне прихотливо перемяты с образованием лежачих складок. Покровы непосредственно связаны с «корнями», в которых слои круто падают на северо-восток. Перемещение происходило в юго-восточном направлении, амплитуда южного покрова — 1 км, северного — 500 м.

На всем своем протяжении восточное крыло Келенчекской синклинали, сложенное каменноугольными породами, отделено от Главного разлома Большого Каратау блоком нижнепалеозойских пород. Лишь у северной центриклинали складки среднепалеозойские породы подходят непосредственно к линии этого разлома (фиг. 40, а, б). Указанный участок представляет особый интерес. Он находится в горах Босага. Ось Келенчекской синклинали испытывает в северной части этой структуры изгиб, меняя свое северо-западное простирание через меридиональное на юго-восточное. Описав дугу почти в 330° , она переориентируется так, что подходит к Главному разлому Большого Каратау с северо-запада под углом примерно в 20° . Западное крыло Келенчекской синклинали на рассматриваемом участке становится северным, а восточное — южным. Северное крыло повсеместно имеет опрокинутое залегание, падая под углом $60-80^\circ$; около Главного разлома падение опрокинутое, под углом 80° . В горах Келенчек наблюдается выполаживание этого крыла в опрокинутом залегании до $30-40^\circ$: образуется как бы козырек. Южное крыло рассматриваемой структуры также находится в опрокинутом залегании, падая под углом в $40-60^\circ$. Шарнир синклинали около Главного разлома вертикален, а на расстоянии нескольких сот метров от него приобретает опрокинутое залегание. Формирование складки с вертикальным, а тем более опрокинутым шарниром может происходить лишь в результате горизонтального смятия слоев, уже имеющих крутое или опрокинутое залегание. Изгиб оси Келенчекской синклинали около Главного разлома Большого Каратау подобен изгибу структур в Чаткальском районе, образовавшемуся в связи с правым сдвигом по Таласо-Ферганскому разлому, и обусловлен, по-видимому, аналогичными причинами. Суммируем основные морфологические черты Келенчекской синклинали. Складка имеет в целом треугольную форму. Восточное крыло прямое, западное — ломаное. Восточное крыло и простирающаяся почти параллельно ему южная часть западного крыла имеют опрокинутое или вертикальное залегание. Карбонатно-терригенная толща визе, залегающая в ядре синклинали, сложно и прихотливо перемята, слои нередко стоят вертикально, образуя складки с крутонаклоненными шарнирами. Северная часть западного крыла Келенчекской синклинали, ориентированная более меридионально, чем южная, имеет нормальное падение. В месте сочленения этих двух разноориентированных участков западного крыла располагается дисгармоничное сигмоидальное смятие и небольшие сдвиги. Ось синклинали около Главного разлома Большого Каратау изогнута.

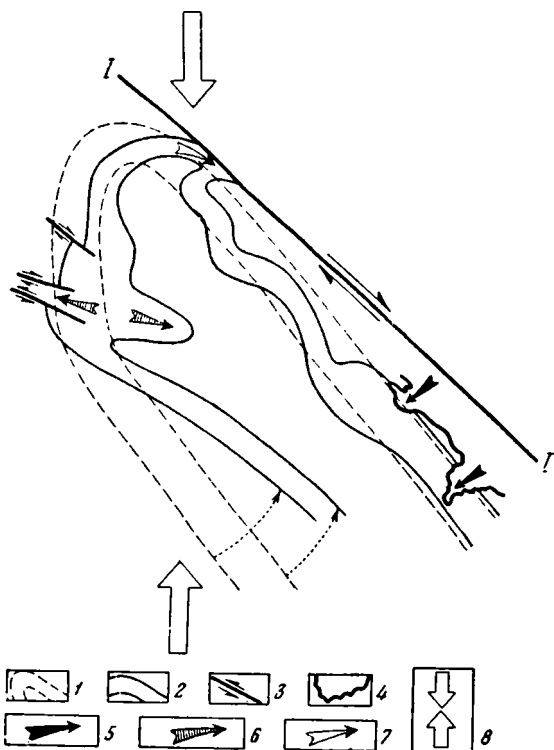
Изгиб оси Келенчекской синклинали около Главного разлома и сигмоидальное смятие на крыле этой структуры, как было показано, образовались в результате деформации круто залегающих слоев. Следовательно, формирование структуры Келенчекской синклинали можно разделить на два этапа. Оно представляется (фиг. 41) следующим. В течение первого этапа образовалась синклиналиная складка северо-западного простирания, которая была значительно шире наблюдаемой в настоящее время. На втором этапе происходит усложнение, переработка этой синклинали. При этом в южной части складки крылья оказались сближенными и опрокинутыми навстречу друг другу. Более пластичные породы нижнего турне были частично выжаты, образовались небольшие

покрыты, сложная складчатость в ядерной части синклинали и сигмоидальное дисгармоничное смятие на ее западном крыле. Формирование этого дисгармоничного смятия и его положение в структуре говорит о том, что южная часть западного крыла Келенчекской синклинали была развернута против часовой стрелки.

Такая деформация указывает на иную ориентировку напряжений на втором этапе, по сравнению с первым. Эти напряжения на втором этапе были ориентированы более меридионально. С такой ориентировкой напряжений увязываются и небольшие сдвиги в пределах западного крыла. Под действием этих напряжений и в связи с правым сдвигом по Главному разлому Большого Каратау образовалась складка волочения в горах Босога

(фиг. 40, б), в результате чего мы наблюдаем подворачивание оси Келенчекской синклинали около Главного разлома. Указанные выше морфологические особенности этой складки волочения позволяют высказать предположение, что она образовалась на крутопадающем восточном крыле Келенчекской синклинали, и ранее, до сдвига, ось Келенчекской синклинали проходила через северную часть ее нынешнего западного крыла, т. е. со сдвигом связан не просто изгиб оконечности Келенчекской синклинали, а и переработка всей ее северной части, включая формирование новой центриклинали из складки волочения. Приведенные материалы свидетельствуют в пользу правого сдвига по Главному разлому Большого Каратау. Рассмотренные два этапа формирования Келенчекской синклинали — досдвиговый и сопутствующий сдвигу — характеризуются разной ориентировкой напряжений и могли быть разделены значительным промежутком времени. Первый этап начался после нижнего карбона (Грум-Гржимайло, 1962). Второй этап мы связываем с временем сдвига по Таласо-Ферганскому и Большому Каратаускому разломам.

Продолжение Таласо-Ферганского разлома на юг обычно предполагают вдоль западной границы Таримской платформы (Огнев, 1939; Петрушевский, 1955; Резвой, 1959; Н. М. Сеницын, 1960). Исследователи, работавшие в северо-западной Кашгарии, однако, указывают, что линия Таласо-Ферганского разлома не прослеживается до платформы (В. М. Сеницын, 1957; Вонгаз, 1958₁). По мнению В. М. Сеницына (1957), Таласо-Ферганский разлом затухает в Тоюнской депрессии.



Фиг. 41. Схема формирования Келенчекской синклинали

1—2 — контуры Келенчекской синклинали: 1 — предполагаемые в конце первого (досдвигового) этапа; 2 — современные; 3 — сдвиги; 4 — тектонические покровы; 5—7 — направление пластического перемещения материала в результате: выжимания (5), нагнетания (6), волочения (7); 8 — предполагаемое направление родоначальных напряжений. I — I — Главный разлом Большого Каратау

Южная ветвь разлома¹, по его данным, протягивается в меридиональном направлении в хребет Джиль-Арт и затухает к югу от этого хребта. Она служит восточной границей грабена гор Коктун, сложенного юрскими породами. С юго-запада указанный грабен ограничен Теректинским разломом. «Угасание Ферганского разлома происходит параллельно с нарастанием амплитуды Теректинского разлома, приобретающего далее значения главного элемента в этой северо-западной системе нарушений фундамента»,— пишет В. М. Синицын (1957, стр. 152). Теректинский разлом ограничивает с востока Сулутерекский массив докембрийских пород, отделяя его от расположенного восточнее верхнепалеозойского прогиба.

На всем своем протяжении, вплоть до впадины Арпа на юге, Таласо-Ферганский разлом разделяет разнородные палеозойские образования. Южнее указанной впадины он ограничивает Восточно-Ферганскую депрессию, выполненную юрскими отложениями. Вполне вероятным является предположение, что южнее впадины Арпа линия поздневарисского сдвига не совпадает с современной линией Таласо-Ферганского разлома, отклоняющегося здесь к востоку и ограничивающего юрский грабен, а находится под юрской депрессией, подобно тому, как это, по-видимому, имеет место в Леонтьевской депрессии. Если продлить линию Таласо-Ферганского сдвига от впадины Арпа на юго-восток под юрскими отложениями, она протянется к Теректинскому разлому. По данным В. М. Синицына (1957), Теректинский разлом прослеживается на юго-восток до выполненной молодыми отложениями депрессии Упалат-Дала. Его направление изменяется от СЗ—330—335° на севере, до СЗ—320—325° на юге. Далее, в Куньлуне, вероятное продолжение этого разлома—находящийся на его простирании Момукский разлом, описанный Н. А. Беляевским (1949) и также, по-видимому, являющийся сдвигом (Буртман, Пейве, Руженцев, 1963).

Тектонический шов, пересекающий Тяньшанскую горную систему и протягивающийся в Куньлунь, включающий Таласо-Ферганский разлом, Главный разлом Большого Каратау и их продолжения, было предложено называть Тяньшань-Куньлунским разломом (Буртман, Пейве, Руженцев, 1963). На юге этот разлом проходит вдоль западной границы Таримской платформы с варисцидами Куньлуна, а затем, возможно, рассекает последние. Куньлунь очень слабо изучен, о характере его соотношений с указанным разломом можно строить лишь предположения. Северное окончание Тяньшань-Куньлунского разлома скрыто под молодыми осадками. По геофизическим данным, этот тектонический шов протягивается в Тургайский прогиб. Протяженность Тяньшань-Куньлунского разлома более 1500 км.

¹ Л. Б. Вонгаз (1958₁) считает этот разрыв не ветвью, а основной линией Таласо-Ферганского разлома, который, по его мнению, испытывает в горах Карабоктор крутой изгиб, изменяя свое простирание на северо-восточное и сливаясь с разломом, идущим в этом направлении вдоль южного подножья Тянь-Шаня.

Глава VIII

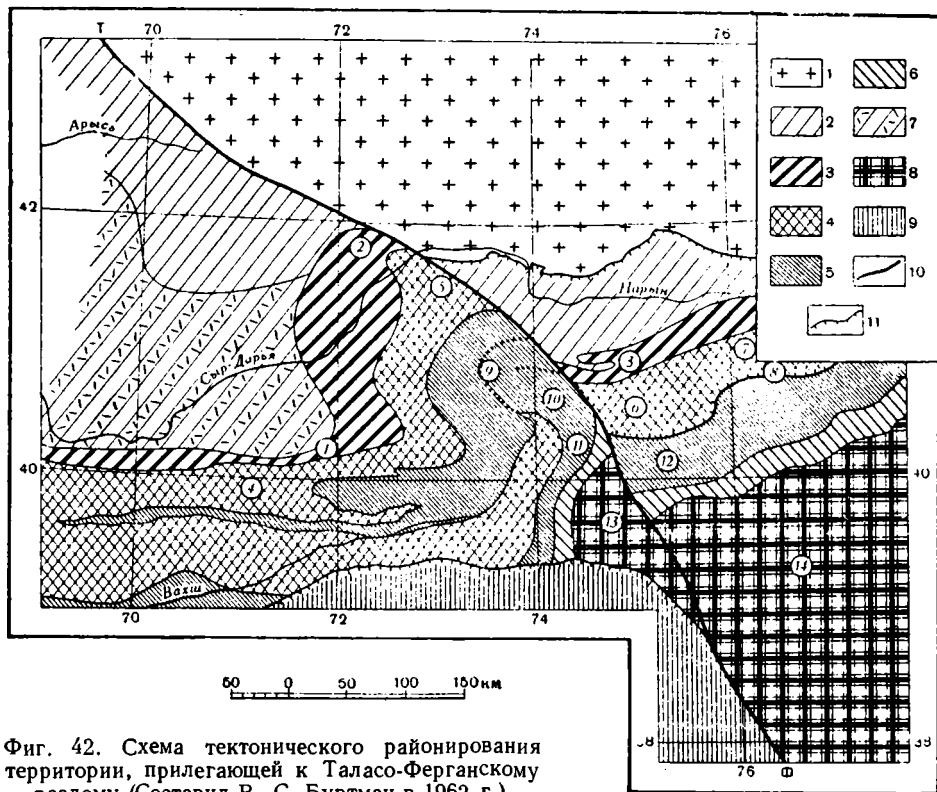
ПОЛОЖЕНИЕ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО СДВИГА В ВАРИССКОЙ СТРУКТУРЕ ТЯНЬ-ШАНЯ

На севере Таласо-Ферганский сдвиг проходит вдоль древнего тектонического шва — границы каледонид Северного Тянь-Шаня, отклоняясь от этого шва, по-видимому, в Леонтьевской депрессии. К югу от Кетмень-Тюбинской впадины рассматриваемый разлом рассекает варисскую геосинклинальную область. В последние годы было предложено большое количество схем тектонического районирования тяньшанских варисцид, дробящих их на все большее и большее количество структурно-нофациальных зон и подзон. Мы же рассмотрим общий план тектонической зональности этой территории, ограниченной на северо-востоке каледонидами Северного Тянь-Шаня и на юго-востоке — Таримской платформой. В рассматриваемой части варисской геосинклинальной области выделяются (фиг. 42):

- I. Северная периферическая (Чаткало-Нарынская) зона.
- II. Внутренняя (Фергано-Кокшаальская) зона, включающая в себя:
 1. Северный пояс верхнепалеозойских прогибов;
 2. Центральный пояс среднепалеозойских прогибов;
 3. Южный пояс верхнепалеозойских прогибов.
- III. Южная периферическая (Притаримская) зона.

В северной периферической (Чаткало-Нарынской) зоне¹ осадко-накопление на значительной части среднепалеозойского этапа характеризуется режимом, промежуточным по отношению к каледонскому Северному Тянь-Шаню и внутренней зоне варисской геосинклинальной области. Так, силурийские и нижнедевонские отложения отсутствуют в северной (внешней) части Чаткало-Нарынской зоны, как и в Северном Тянь-Шане, и появляются в ее южной части. Во второй половине девонской эпохи на территории Чаткало-Нарынской зоны заложился прогиб, в котором накопились терригенные и терригенно-карбонатные, а в нижнем карбоне — карбонатные отложения. Мощность этих отложений достигает 5 км. Северная окраина указанного прогиба на востоке располагается у границы Чаткало-Нарынской зоны, а на западе переходит на территорию Северного Тянь-Шаня (Буртман, 1958). Верхний палеозой в Чаткало-Нарынской зоне представлен терригенными и вулканогенными континентальными отложениями, образовавшимися в изолированных прогибах. Основная складчатость в Чаткало-Нарынской зоне предверхнекарбонная и пермская.

¹ Подробное описание Чаткало-Нарынской зоны имеется в работах В. А. Николаева (1954) и Е. И. Зубцова (1956).



Фиг. 42. Схема тектонического районирования территории, прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому (Составил В. С. Буртман в 1962 г.)

1 — каледонская складчатая область; 2—7 — варисская складчатая область: 2 — северная периферическая (Чаткало-Нарынская) зона; 3—5 — внутренняя (Фергано-Кокшаальская) зона: 3 — Северный пояс верхнепалеозойских прогибов, 4 — Центральный пояс среднепалеозойских прогибов, 5 — Южный пояс верхнепалеозойских прогибов; 6 — южная периферическая (Притаримская) зона; 7 — Кураминская верхнепалеозойская вулканическая провинция; 8 — Таримская платформа; 9 — Северный Памир и Куньлунь; 10 — Таласо-Ферганский разлом (Т-Ф); 11 — надвиги на границах зон и поясов.
Цифры объяснены в тексте

Северный пояс верхнепалеозойских прогибов¹ объединяет Карачатырский (фиг. 42, 1). Северо-Ферганский (фиг. 42, 2) и Джамандаванский (фиг. 42, 3) прогибы, выделенные Н. М. Сеницыным (1960). Собственно говоря, рассматривать вышеупомянутые прогибы, как изолированные структуры, нет оснований, так как мы не знаем естественных границ (поднятий) между ними: Карачатырский и Североферганский прогибы разделены мезокайнозойской депрессией, а Джамандаванский прогиб следует рассматривать как восточное продолжение Североферганского, смещенное по Таласо-Ферганскому сдвигу. Правильнее поэтому говорить о Карачатырском, Северо-Ферганском и Джамандаванском районах Северного пояса.

Вместе с тем имеющиеся материалы (Резвой, 1949; Турбин; 1960, 1962) позволяют различать в пределах указанного пояса относительные прогибы и поднятия меньшего масштаба, неидентичные для разных эпох верхнего палеозоя.

¹ Этот пояс включает в себя следующие тектонические зоны, описанные разными исследователями: Карачатырскую (Н. М. Сеницын, 1960; Резвой, 1959 и др.), Чаактаускую, Джамандаван-Нарынтаускую (Огнев, 1959), Джамандаванскую (Н. М. Сеницын, 1960). В целом Северный пояс примерно соответствует Джамандаван-Карачатырской зоне В. Г. Королева (1961).

Северный пояс верхнепалеозойских прогибов заложился на границе антиклинальной и синклиальной зон среднего палеозоя, перекрыв их краевые части. Средний карбон в этом поясе представлен терригенной песчано-алевролитово-сланцевой толщей, частью пестроцветной и красноцветной, содержащей горизонты конгломератов и известняков. Мощность толщи в Карачатырском районе составляет 1—1,5 км (Вонгаз, 1958₂). В Северо-Ферганском районе она местами превышает 3 км, в целом же сильно варьирует, значительно сокращаясь, помимо границ пояса, также в южном и восточном направлениях (Турбин, 1960). Далее на восток, в западной части Джамандаванского района, мощность терригенной толщи среднего карбона едва достигает 1 км. Верхнекаменноугольные отложения в Карачатырском и Северо-Ферганском районах по своему составу близки к среднекаменноугольным. Мощность верхнего карбона в указанных районах достигает 2—2,5 км (Вонгаз, 1958₂; Турбин, 1960). В хребте Джаман-Даван разрез верхнего карбона образован примерно такой же мощности толщей алевролитов, чередующихся в нижней части разреза с известняками. Венчают верхнепалеозойский разрез Северного пояса нижнепермские отложения, представленные песчано-конгломератовыми и песчано-сланцевыми накоплениями. Основная складчатость в Северном поясе пермская.

Центральный пояс среднепалеозойских прогибов занимает обширную территорию в пределах внутренней зоны варисской геосинклинальной области. Целиком или своей большей частью в него входят следующие тектонические подразделения (зоны, подзоны), описанные разными исследователями под различными названиями: зона высоких предгорий Алая, Зеравшанская, Кштутская, Казыкская, Кокшаальская, Джангджирская (Н. М. Синицын, 1957); Туркестано-Алайская, Зеравшано-Туркестанская, Зеравшано-Алайская, Баубашатинская (Огнев, 1959); Зеравшано-Восточноалайская, Баубашатинско-Аксайская (Вонгаз, 1958, ₂); Туркестано-Зеравшанская, Коксуйская, Южноферганская (Резвой, 1959); Атбашинско-Уланская (Зубцов, 1960); Алай-Джангджирская (Королев, 1961) и др.

Мы коснемся здесь лишь части этого пояса, расположенной вблизи от Таласо-Ферганского сдвига с запада (Баубашатинский район и район высоких предгорий Алая) и востока. Силур на рассматриваемой территории представлен сланцево-песчаниково-известняковыми отложениями и основными эффузивами. Мощность силурийских отложений в высоких предгорьях Алая (фиг. 42, 4) достигает 4 км (Резвой, 1959), в Баубашатинском районе (фиг. 42, 5) она равна 3—4 км. В восточном секторе пояса, в Атбашинском хребте (фиг. 42, 6), мощность силура превышает 4,5 км (Довжиков, 1960). Девонские и нижнекаменноугольные отложения — карбонатные. В восточной части Алайского хребта, Баубашатинском районе и местами в восточном секторе, известняки девона частично замещаются вулканогенными породами основного и среднего состава. На границах пояса карбонатные отложения переходят в терригенные. Мощность девонских пород в высоких предгорьях Алая достигает 4 км (Вонгаз, 1958; Резвой, 1959), в Баубашатинском районе она более 4 км, в Уланском районе восточного сектора (фиг. 42, 7) — более 2 км (Бакиров, Киселев, Королев, 1961). Нижнекаменноугольные отложения в районе высоких предгорий Алая имеют мощность до 1,5 км (Вонгаз, 1958₂), в Джангджирском районе восточного сектора (фиг. 42, 8) мощность известняков нижнего карбона 2—3 км (Галицкая и Королев, 1961). Разрез верхнего палеозоя в Центральном поясе представлен терригенными существенно конгломератовыми отложениями, накопившимися в изолированных прогибах, и характеризуется обилием местных несогласий в залегании. Основная складчатость предверхнекарбонная и пермская.

Южный пояс верхнепалеозойских прогибов охватывает прогибы указанного возраста в пределах Гиссарского, Алайского, Ферганского и Кокшаальского хребтов, он включает целиком или большую часть территории следующих структурно-фациальных зон и подзон, описанных разными исследователями: Яссинскую, Кокшаальскую (Николаев, 1954; Огнев, 1954; 1959); Южно-Гиссарскую, Сурметашскую, Майдантагскую (Н. М. Сينيцын и В. М. Сينيцын, 1958); Гульчинскую, Фергано-Майдантагскую, (Вонгаз, 1958_{1, 2}); Алайскую, Восточно-Алайскую, Киргизатинскую, Исфайрамскую (Резвой, 1959) и др. Западнее Ферганского хребта пояс разделяется на две ветви.

Вблизи от Таласо-Ферганского разлома расположены Таркольский (фиг. 42, 11), Кулунский¹ (фиг. 42, 10), Яссинский (фиг. 42, 9) и Майдантагский (фиг. 42, 12) районы Южного пояса. Верхний палеозой в указанных районах представлен терригенными сланцево-песчаниковыми (флишеидными) и сланцевыми толщами, содержащими прослои известняков, конгломератов, основных эффузивов. По возрасту эти отложения отвечают среднему и верхнему карбону. Мощность среднекаменноугольной части разреза в Таркальском районе превышает 2 км, видимая мощность верхнекаменноугольного разреза более 2,5 км. В Кулунском районе, по данным Г. Л. Бельговского, мощность среднего карбона составляет около 1,5 км, верхнего карбона — 4,5 км, в Яссинском районе, соответственно — 1,5 км и 2,5 км (Вонгаз, 1958). В восточном секторе пояса, в Майдантагском районе, суммарная мощность средне-верхнекаменноугольных отложений также равна 4—4,5 км (В. М. Сينيцын, 1957, 1959). Основная складчатость в Южном поясе пермская.

Притаримская периферическая зона в восточном секторе варисской геосинклинальной области расположена вдоль северной границы Таримской платформы, а западнее линии Таласо-Ферганского разлома прослеживается в горах Уччат, обрамляя с северо-запада Сулутерекский массив докембрийских пород². Притаримская зона представляет собой верхнепалеозойскую окраинную зону варисской геосинклинальной области. Внутренняя (обращенная внутрь геосинклинали) часть зоны унаследовала геосинклинальный режим от среднего палеозоя, а внешняя частично заложилась на платформенном основании. На территории зоны происходило накопление карбонатных и терригенно-карбонатных отложений карбона и нижней перми.

В горах Муздук каменноугольные породы Притаримской зоны подстилаются платформенными отложениями нижнего и среднего палеозоя, до девона включительно (Фараджев, 1958), на западной окраине Сулутерекского массива — непосредственно докембрийскими образованиями, в горах Арпачук — сложной смятой флишеидной толщей силура — девона. Верхняя часть среднепалеозойского разреза (средний девон — нижний карбон) в горах Уччат и в западной части восточного сектора (на Башсогунских возвышенностях, в Сарыташском блоке и др.) образована существенно карбонатными отложениями, содержащими местами горизонты красноватых терригенных пород (В. М. Сينيцын, 1957; Фараджев, 1958).

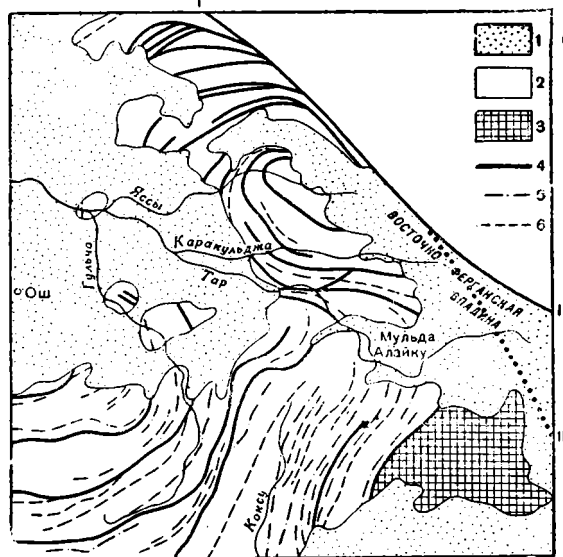
Верхний палеозой в Притаримской зоне представлен терригенно-карбонатной толщей, охватывающей возрастную интервал, по-видимому, от намюра (Фараджев, 1958) до нижней перми. Верхняя часть этой толщи, отвечающая верхнему карбону — нижней перми, образована,

¹ Соответствуют Таркольской и Кулунской подзонам Восточно-Алтайской синклинальной зоны, — по Д. П. Резвому (1959).

² Южная периферическая (Притаримская) зона включает в себя Муздукскую структурно-фациальную зону В. М. Сينيцына (1957), Муздукско-Башсогунскую зону В. А. Фараджева (1958), Субтаримскую и часть Коктунской подзон Л. Б. Вонгаза (1958_{1,2}) и др.

главным образом, известняками. Мощность их в горах Муздук около 1 км, в горах Карабоктор (на западе восточного сектора) и в западном секторе — около 600 м (В. М. Синицын, 1957). На известняки верхнего карбона — нижней перми налегает пермская песчано-сланцевая толща, мощность которой в горах Муздук составляет 300—400 м (В. М. Синицын, 1957), а в западной части Восточного сектора, по данным Л. Б. Вонгаза (1958₂), достигает 1,5 км. Складчатость в Притаримской зоне пермская.

План тектонических поясов внутренней зоны варисской геосинклинальной области отчетливо указывает на общую закономерность в их



Фиг. 43. План варисских структур Восточной Ферганы (в основном по материалам Л. Б. Вонгаза, 1958)

1 — мезозойские и кайнозойские отложения; 2 — палеозойские отложения; 3 — докембрийские образования (Сулутерекский массив); 4 — разрывы; 5 — оси антиклиналей; 6 — оси синклиналей. I — I — современная линия Таласо-Ферганского разлома; I — II — предполагаемое простираание поздневарисского сдвига

расположении вблизи от Таласо-Ферганского сдвига: все они испытывают западнее этого тектонического шва двойной изгиб, образуя Ферганскую сигмоиду. Восточное крыло сигмоиды оборвано Таласо-Ферганским сдвигом. Амплитуда сдвига в Чаткало-Нарынской зоне достигает 180—200 км. В пределах Северного и Центрального поясов внутренней зоны амплитуда сдвига изменяется примерно от 170 км в Северном поясе до 130 км у южной границы Центрального пояса. Резкое изменение амплитуды Таласо-Ферганского сдвига (почти в два раза) происходит на территории Южного пояса внутренней зоны. Западный сектор Южного пояса граничит с линией сдвига на протяжении почти 120 км, в то время как восточный — на интервале в 60 км. Северная граница указанного пояса в западном крыле сдвига подходит к его линии примерно в 130 км от своего продолжения в восточном крыле, южная же граница смещена приблизительно на 70 км. В поисках объяснения этого явления следует обратиться к структурному плану приразломной части западного сектора Южного пояса (фиг. 43).

У северной границы Южного пояса, в бассейне верхнего течения р. Кызылсу-восточной, от Таласо-Ферганского разлома отходит разрыв,

на восточном склоне Ферганского хребта он проходит параллельно линии Таласо-Ферганского разлома, а затем поворачивает на запад. В водораздельной части хребта происходит его расщепление на серию ветвей, которые последовательно отгибаются к юго-западу. Южнее указанной серии разрывов, в бассейне правых притоков р. Кугарт, верхнепалеозойские отложения образуют моноклираль с падением на север. Простираение слоев в целом широтное, а в 3-х километровой полосе, прилегающей к линии сдвига, — юго-восточное. Западнее, по мере удаления от Таласо-Ферганского разлома, простираение структурных форм постепенно изменяется на юго-западное: в междуречье Кугарта и Ирису простираение складок и разрывов ЮЗ — 240—210°. Далее на юго-запад они скрываются под мезо-кайнозойскими отложениями Ферганской депрессии, к югу от которой зона этих структур продолжается, по-видимому, в горах Талдык и долине р. Гульчи.

В верхнем течении р. Кугарт расположена одноименная антиклинальная складка, образованная среднепалеозойскими породами. Ось антиклинали в восточной части складки имеет северо-западное простираение, которое западнее перевала Аубек изменяется на широтное, а далее становится юго-западным. По северному крылу антиклинали проходят несколько параллельных разрывов, прослеживающихся вдоль рек Кугарт и Аубек с субширотным простираением, которое около линии Таласо-Ферганского разлома изменяется на юго-восточное.

В верхнем течении р. Джилангач у линии сдвига силурийские отложения образуют антиклиналь северо-западного простираения. Такое же направление имеет разрыв, протягивающийся примерно параллельно Таласо-Ферганскому разлому. На левом берегу р. Пчан этот разрыв расщепляется на несколько ветвей. Две его ветви отходят на северо-запад. Их простираение на левобережье р. Кылдау вначале СЗ — 300°, а затем оно довольно резко изменяется на ЮЗ — 260°. Северная ветвь затухает западнее р. Кумбели, а южная отклоняется далее к югу и с простираением ЮЗ — 240°, прослеживается вдоль долины р. Талдысу. Непосредственно к югу от этого разрыва, в приводораздельной части Ферганского хребта расположена антиклиналь, образованная средне- и верхнепалеозойскими отложениями и изогнутая параллельно указанному разрывному нарушению.

В бассейне р. Яссы, по данным Л. Б. Вонгаза (1958₂), наблюдается дальнейшее изменение простираений структурных форм — через меридиональное на юго-восточное. Особенно отчетлив здесь рисунок разрывов, имеющих в бассейне правых притоков р. Яссы северо-западное направление, которое затем изменяется на широтное, потом на юго-западное, а на левобережье р. Яссы становится юго-восточным. Далее на юго-восток, в междуречье Каракульджи и Тара, эти разрывы изгибаются на восток, вновь приобретая широтное простираение. В бассейне верхнего течения Тара простираение складок и разрывов становится юго-восточным; таково направление Карабельского разлома, оси Кулунской синклинали и других структур (Резвой, 1959). На юго-восток эти структуры скрываются под мезозойские отложения Восточно-Ферганской депрессии и мульды Алайку. Южнее мульды Алайку, в Таркольском районе Южного пояса, простираение складчатых и разрывных форм — Таркольской синклинали и др. — юго-западное (ЮЗ — 210°). В северо-западной части этого района, на левобережье Тарткуля, виден поворот простираений к меридиональному направлению, т. е. навстречу структурам Кулунского района.

Таким образом, в приразломной части западного сектора Южного пояса, в простираении структурных форм наблюдается двойной изгиб: от северо-восточного в Таркольском районе — к северо-западному в Кулунском и южной части Ясинского района, затем вновь к северо-восточно-

му и восточному — в северной части Яссинского района, и юго-восточному в зоне Таласо-Ферганского сдвига. Простирающиеся структурные формы обрисовывают здесь две сопряженные складки с вертикальными шарнирами. Гребень южной из них (будем называть ее Тарской) обращен на восток, а северной — Яссинской — на северо-запад. Ось Тарской складки проходит с близким к широтному направлению в бассейне р. Ойтал-Алайку. Складка, возможно, осложнена сдвигом. Ось Яссинской складки находится в бассейне одноименной реки и ориентирована в северо-западном направлении.

Основываясь на приведенных выше данных, можно предложить следующую рабочую гипотезу для решения проблемы «пространства», возникающей в связи с резким изменением амплитуды Таласо-Ферганского сдвига в пределах Южного пояса. Образование Яссинской и Тарской складок с вертикальными шарнирами привело к тому, что Южный пояс подходит к линии Таласо-Ферганского разлома не только своей «торцевой» частью (это имеет место на северном крыле Яссинской складки), но и бортом — в замковой части Тарской складки. Тарская и Яссинская складки с вертикальными шарнирами представляют собой осложнение Ферганской сигмоиды и образовались в результате дисгармоничного смятия, в связи со сдвигом по Таласо-Ферганскому разлому. Дисгармоничное смятие возникло вместо («на месте») раздвига в тылу сдвига. За счет образования этого дисгармоничного смятия и произошло изменение амплитуды Таласо-Ферганского сдвига в пределах Южного пояса¹.

Южный пояс верхнепалеозойских прогибов внутренней зоны варисской геосинклинальной области отделен узкой периферической (Притаримской) зоной от Таримской платформы. К западу от Таласо-Ферганского разлома периферическая зона протягивается вдоль границы Сулутерекского массива докембрийских пород (фиг. 42, 13). Этот массив образован протерозойскими (?) кристаллическими сланцами, филлитами, кварцитами и мраморами. Строение Сулутерекского массива и его соотношение с южной периферической зоной геосинклинальной области и Таласо-Ферганским сдвигом позволяют высказать предположение, что указанный массив представляет собой часть Таримской платформы, сдвинутую на северо-запад по Таласо-Ферганскому сдвигу. Действительно, в северной части платформы по направлению на запад наблюдается резкое уменьшение мощности палеозойского платформенного чехла, то есть воздымание фундамента платформы (Фараджев, 1958). Этот фундамент и выступает в Сулутерекском массиве. Амплитуда предполагаемого перемещения Сулутерекского массива по Таласо-Ферганскому сдвигу, судя по положению северной границы массива, относительно северной границы платформы — примерно 70 км.

Образование Таласо-Ферганского сдвига, секущего по единой плоскости различные тектонические зоны, могло произойти лишь под действием напряжений, охвативших все эти зоны, то есть поля напряжений очень крупного порядка, распространяющегося по меньшей мере на значительную часть Средней Азии и часть Центральной Азии. Ориентировка плоскости сдвига указывает на вероятное направление главных осей напряжений. Простирающиеся Таласо-Ферганского разлома на границе каледонид — в Таласском и Атойнокском хребтах — является «вынужденным», предопределенным положением ранее существовавшего тектонического шва. Попытка определения главных осей напряжений, вызвавших сдвиг, основываясь на направлении этой части разлома, была бы ошибочной. Остальная часть сдвига представляет собой новообразование, и ее ориен-

¹ Возможно, частично это изменение амплитуды происходит также за счет перекрытия в восточном крыле сдвига северной окраины Южного пояса надвинутым на него Центральным поясом внутренней зоны.

тировка (СЗ — 310—320°) может быть использована для указанных целей. К востоку от линии Таласо-Ферганского разлома, вдоль границы Нарынского сектора с каледонским Северным Тянь-Шанем — по Главной структурной линии Тянь-Шаня развита система надвигов и тектонических покровов, двигавшихся в северном направлении. Амплитуда этих перемещений по меньшей мере 15—20 км. Зона надвигов имеет в целом широтное простираие и подходит к Таласо-Ферганскому разлому южнее Кетмень-Тюбинской впадины. Сочетание северо-западного правого сдвига с широтными надвигами позволяет предполагать, что эта система образовалась под действием сжимающих напряжений, ориентированных в меридиональном направлении. Развитие надвигов большой амплитуды в фронтальной части восточного крыла Таласо-Ферганского сдвига послужило основанием для предположения В. А. Николаева (1954) о том, что и это крыло в какой-то мере двигалось в северном направлении, то есть оба крыла Таласо-Ферганского разлома испытали перемещение на север, но амплитуда смещения западного крыла больше чем восточного.

Глава IX

СМЕЩЕНИЕ ВАРИССКИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН ПО ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОМУ СДВИГУ

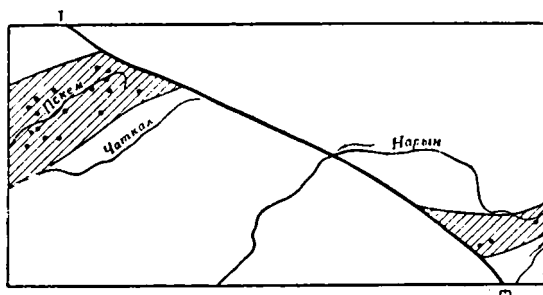
В этой главе мы рассмотрим несколько примеров соотношений Таласо-Ферганского сдвига с варисскими металлогеническими зонами. Варисское эндогенное оруденение Тянь-Шаня, по отношению к главным факторам, определившим его локализацию, может быть отнесено к трем типам. К первому типу относятся рудные тела, генетически и пространственно связанные с определенными интрузивными комплексами, ко второму — рудная минерализация, приуроченная к определенному стратиграфическому горизонту, обладающему специфическими литологическими признаками и к третьему типу — оруденение, контролируемое региональными структурными формами.

I. Примером металлогенических зон с оруденением первого типа на территории, прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому, является Майдантальская зона (Карпова, 1959, 1960; Кайзер, 1937). Эта зона охватывает Майдантальский хребет, северо-восточную часть Пскемского хребта и прилегающие участки Угамского и Таласского хребтов. Оруденение связано с гранитами Таласского и Майдантальского массивов и их апофизами. Оно представлено касситеритом и молибденитом в пегматитах, касситеритом, вольфрамитом и молибденитом в кварцевых жилах, касситеритом в грейзенах, шеелитом и молибденитом в скарпах и железными рудами (р. Аккапчигаи-северный).

В Нарынском секторе аналогом Майдантальской металлогенической зоны является Западно-Акшийрякская металлогеническая зона, предположительно выделенная Е. Д. Карповой (1959). В пределах этой зоны расположены скарновые магнетитовые месторождения Ойкаин в хребте Чаарташ и Кургантор в хребте Акшийряк (Смирнов, 1941), а также выявлены преизены с касситеритом. Оруденение связано с гранитами Кенинбельского массива и его апофизами. Указанный массив, по нашему предположению, представляет собой восточное продолжение Таласской интрузии, смещенное относительно нее по Таласо-Ферганскому сдвигу. Поэтому Майдантальская и Западно-Акшийрякская металлогенические зоны являются частями единой Майдантал-Акшийрякской металлогенической зоны, разобщенными вследствие сдвига по Таласо-Ферганскому разлому (фиг. 44). В восточном секторе Майдантал-Акшийрякской зоны можно предполагать наличие редкометального оруденения, аналогичного известному на территории западного сектора этой зоны.

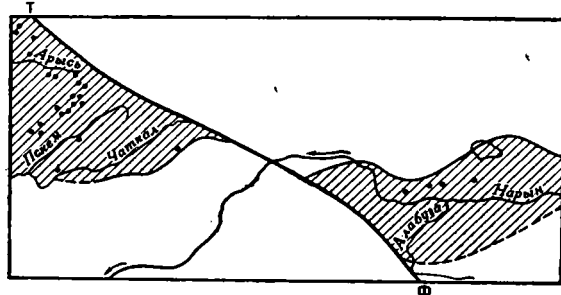
II. Оруденение второго типа (контролируемое литолого-стратиграфическими факторами) широко распространено в Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоне. К карбонатным породам девона и ниж-

него карбона приурочены верхнепалеозойские телетермальные свинцовые руды. Они образуют тела неправильной формы, тяготеющие к зонам разрывов и расположенные преимущественно в турнейских известняках, и пластообразные тела. Последние локализуются в самых нижних карбонатных горизонтах среднепалеозойского разреза (Зубцов, 1960). На



Фиг. 44. Майдантал-Акшийрякская металлогеническая зона (заштрихована) и Таласо-Ферганский сдвиг (Т-Ф)

территории развития терригенных фаций живетско-франских отложений (аккапчигайского и таялмышского литологических комплексов) пластообразные рудные тела располагаются среди выше лежащих фаменских доломитов и известняков, а в районе распространения алабукинского и бозбутауского литологических комплексов — в карбонатных породах



Фиг. 45. Каратау-Нарынская металлогеническая зона (заштрихована) и Таласо-Ферганский сдвиг (Т-Ф)

живетско-франского возраста (месторождение р. Сумсара, гор Бозбутау). Граница между областями распространения аккапчигайского и алабукинского литологических комплексов (фиг. 9) в этом смысле является границей зон, в которых свинцовое оруденение приурочено к отложениям разного возраста. По указанному признаку могут быть выделена Каратау-Нарынская зона со свинцовым оруденением в фаменских и более молодых отложениях (фиг. 45) и Южно-Чаткальская зона с оруденением, приуроченным к живетско-франским и более молодым породам.

Каратау-Нарынская зона состоит из двух секторов, смещенных друг относительно друга по Таласо-Ферганскому сдвигу. Рассматриваемое оруденение широко распространено в западном секторе, особенно в хребте Каратау. Выявлено оно также в хр. Боролдай, горах Каракус, хребтах Угамском и Пскемском и в северо-восточной части Чаткальского хребта. В восточном секторе в настоящее время известно лишь несколько непромышленных свинцовых месторождений и рудопроявлений в хребте Молдотау. Указанный сектор значительно хуже изучен. Между

тем, учитывая досдвиговое положение этого сектора на продолжении пологости месторождений Каратау и аналогичное геологическое строение, на территории восточного сектора следует ожидать наличие свинцовых месторождений каратауского типа и такую же стратиграфическую приуроченность оруденения¹. К выводу о перспективности Нарынского сектора Срединного Тянь-Шаня на свинцовое оруденение пришли также Е. Д. Карпова (1959, 1960) и Е. И. Зубцов (1960), основывавшиеся на результатах структурно-фациального районирования Тянь-Шаня.

III. К третьему типу принадлежит верхнепалеозойское телетермальное сурьмяно-ртутное оруденение, широко распространенное в Южном Тянь-Шане. Ртутные, сурьмяно-ртутные и сурьмяные месторождения и коренные рудопроявления этого района образуют несколько рудных зон. Южно-Ферганская сурьмяно-ртутная зона протягивается по северным предгорьям Туркестанского и Алайского хребтов и включает многие десятки месторождений и рудопроявлений. Оруденение выражено, главным образом, киноварью и антимонитом и расположено в разновозрастных отложениях от силура до перми. Основные рудные тела имеют пластообразную форму и локализуются в самых верхних карбонатных горизонтах палеозойского разреза, принадлежащих московскому ярусу. Значительное число рудопроявлений расположено также в известняках нижнего карбона. Месторождения и рудопроявления расположены группами, образуя в пределах зоны серию «рудных кулис» («рудных полос»), связанных с местными структурными формами.

Южно-Ферганская сурьмяно-ртутная зона, по Н. М. Синицыну (1959₂), располагается в складчатых зонах: высоких предгорий Алая и Зеравшанской, тяготея к их границе с Карачатырской складчатой зоной, окраинная часть которой также входит в пределы сурьмяно-ртутной зоны. Согласно схеме тектонической зональности, предложенной в предыдущей главе, рассматриваемая зона сурьмяно-ртутного оруденения находится на территории Центрального пояса среднепалеозойских прогибов, располагаясь вдоль границы с Северным поясом верхнепалеозойских прогибов. Оруденение контролируется регионально выдержанной полосой разломов (Щербаков, 1926; Сауков, 1946; Синицын, 1948, и др.; Поярков, 1955), протягивающейся в Туркестанском и Алайском хребтах вдоль указанной границы.

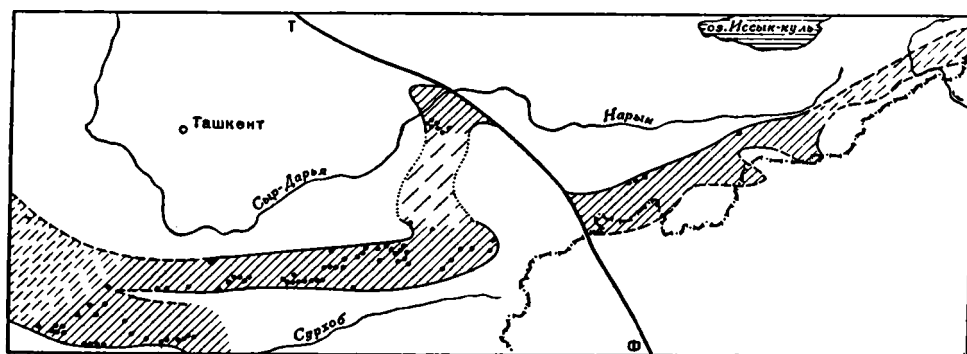
Н. М. Синицын (1959₂) условно выделил Южно-Алайскую зону ртутного оруденения, объединив в нее мелкие рудопроявления, образующие редкую цепочку, вытянутую в Туркестанском и Алайском хребтах вдоль границы Центрального пояса среднепалеозойских прогибов с северной ветвью Южного пояса верхнепалеозойских прогибов. Однако аналогичные рудопроявления рассеяны по всей территории Центрального пояса среднепалеозойских прогибов, отделяющей Южно-Алайскую ртутную зону от Южно-Ферганской и вполне логично объединение указанных рудных зон, как это сделано Е. Д. Карповой (1959, 1960). Таким образом, Южно-Ферганская зона сурьмяно-ртутного оруденения охватывает (в пределах Туркестанского и Алайского хребтов) Центральный пояс среднепалеозойских прогибов. Наиболее рудоносна пограничная область между Центральным и Северным поясами внутренней зоны варисской геосинклинальной области.

В западном направлении Центральный пояс среднепалеозойских прогибов продолжается в хребет Нуратау. На южном склоне этого хреб-

¹ В связи с этим следует учитывать, что восточный сектор находится на более высоком эрозионном срезе, в результате чего верхнедевонские карбонатные отложения, в которых можно ожидать пластовые рудные тела, на большей части его территории не вскрыты. Указанное обстоятельство, по-видимому, в значительной мере объясняет задержку с выявлением промышленного оруденения в этом секторе.

та также известны ртутные рудопроявления. Южную ветвь Центрального пояса среднепалеозойских прогибов занимают Зеравшано-Гиссарская и Восточно-Алайская (Коксуйская) зоны сурьмяно-ртутного оруденения (Н. М. Синицын, 1959; Карпова, 1959), разобщенные мезокайнозойскими отложениями Памиро-Алая.

В восточном направлении центральный пояс среднепалеозойских прогибов, следуя Ферганской сигмоиде, изменяет свое широтное направление на меридиональное и протягивается под покровом мезо-кайнозойских отложений Ферганской долины в районе Баубашатинских гор. Здесь также известны ртутные рудопроявления (Майлисуйская металлогеническая подзона, по Е. Д. Карповой, 1959), тяготеющие к границе Центрального пояса с Северным поясом верхнепалеозойских прогибов.



Фиг. 46. Южно-Тяньшанский сурьмяно-ртутный пояс (заштрихован) и Таласо-Ферганский сдвиг (Т-Ф)

Далее на восток, смещенный по Таласо-Ферганскому сдвигу, Центральный пояс среднепалеозойских прогибов продолжается в Атбашинском хребте, хребтах Уланском, Джангджирском, Борколдой, протягиваясь к Хан-Тенгри. Восточный сектор Южного Тянь-Шаня изучен значительно слабее западного, однако, имеющиеся сведения позволяют говорить о наличии здесь ртутного оруденения и его приуроченности к Центральному поясу среднепалеозойских прогибов. Коренные рудопроявления ртути известны в хребтах Атбашинском (Ташраба, Дженишке, Шириқты) и Уланском (Кулушкен). Они расположены у северной границы Центрального пояса среднепалеозойских прогибов. К этой же границе тяготеют ртутные ореолы, выявленные шлиховым опробованием в Атбашинском и Уланском хребтах. Другой участок с содержащими киноварь шлихами находится в хребте Борколдой, у южной границы пояса среднепалеозойских прогибов.

Сходное геологическое положение и аналогичный характер ртутного оруденения Атбашинско-Уланской и Южно-Ферганской металлогенических зон подчеркивались многими исследователями (Шульц, 1945; Н. Синицын, 1959; Карпова, 1960), однако, наличие пространственной связи между указанными зонами оставалось неясным. Лишь недавно Е. И. Зубцовым (1960) было высказано предположение о возможной их связи через рудопроявления Бау-башатинского района. Приведенные материалы о Таласо-Ферганском сдвиге и его соотношениях с тектоническими зонами и структурными формами позволяют решить указанный вопрос более определенно. Эти материалы, в сочетании с данными Д. И. Щербакова, Н. М. Синицына, Е. Д. Карповой, А. Е. Довжикова и других исследователей о пространственном размещении сурьмяно-ртутного оруденения, дают возможность сделать следующие выводы: 1. Сурь-

мяно-ртутное оруденение в Южном Тянь-Шане образует пояс, протягивающийся более чем на 1000 км от Нуратау к Хан-Тенгри и совпадающий в целом с Центральным поясом среднепалеозойских прогибов внутренней зоны варисской геосинклинальной области. 2. Южно-Тяньшанский сурьмяно-ртутный пояс изогнут согласно с Ферганской сигмоидой и смещен по Таласо-Ферганскому сдвигу (фиг. 46). 3. Относительно слабо изученный восточный сектор указанного пояса — перспективный район, в котором можно ожидать открытия промышленного оруденения рассматриваемого типа.

Приведенные примеры соотношений Таласо-Ферганского сдвига с металлогеническими зонами показывают, что этот сдвиг является важнейшим обстоятельством, которое необходимо учитывать при выяснении закономерностей размещения полезных ископаемых в Тянь-Шане, при составлении металлогенических и прогнозных карт. Сказанное относится и к более древним образованиям, чем рассмотренные, и к оруденению иного генезиса, например к кембрийскому ванадиеносному комплексу Чаткало-Нарынской зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При изучении Таласо-Ферганского сдвига было применено большое число методов установления горизонтальных смещений по разломам. Эти методы разделяются на качественные, указывающие лишь на наличие сдвига, и количественные, позволяющие определить величину смещения. К последней группе относятся следующие из примененных методов: 1) анализ фаций отложений, развитых на крыльях разлома; 2) анализ мощностей отложений; 3) анализ магматических образований в крыльях разлома; 4) анализ структурного рисунка территории, расчлененной разломом; 5) анализ тектонической зональности этой территории; 6) анализу металлогенической зональности; 7) геоморфологический метод — изучение смещений форм рельефа. Качественно сдвиг был также установлен: 8) структурным анализом зоны разлома — изучением складок с вертикальными шарнирами, складок волочения и сжатия; 9) изучением сместителя разлома — зеркал скольжения и пр.; 10) изучением соотношения разлома с приразломными прогибами.

При горизонтальных смещениях породы обоих крыльев сохраняются и, изучая такие смещения, мы сравниваем реально существующие и наблюдаемые в настоящее время образования. В то же время выявление сдвига, особенно крупного, встречает трудности, т. к. требует равномерной площадной изученности значительной территории. Этим объясняется то, что многие сдвиги были первоначально описаны, как сбросы. Решение о сбросовой природе разлома нередко обосновывается лишь предположением, ставшим привычным, что более молодые породы, залегающие на одном крыле разлома, отсутствуют на противоположном участке другого крыла вследствие его относительного поднятия и эрозии. При этом, упускается из виду возможность горизонтальных перемещений по разлому, которые могли создать наблюдаемую картину. Пересмотр привычных тектонических реконструкций, на основе площадного исследования территорий, должен привести к выявлению значительного числа сдвиговых и сбросо-сдвиговых структур.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдрахманов К. А. Геолого-петрографические особенности щелочной интрузии Ирису в Таласском Алатау.—Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1961, вып. 4 (45).
- Абдрахманов К. А., Иванов А. И., Монич В. К., Морочков В. Д. Абсолютный возраст щелочных пород северо-запада Таласского Алатау.—Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1961, вып. 4 (45).
- Аделунг А. С., Иванов Н. В., Синицын Н. М. Геологическая карта Средней Азии. Лист К-42-Г, северо-восточная четверть (Чаткал). Гостоптехиздат, 1940.
- Арсовски М. И. Структура Боролдайского антиклинория и история ее формирования. Изд. МГРИ, 1957.
- Арсовски М. И., Грум-Гржимайло О. С., Гафт Д. Е., Страчков М. М. Стратиграфия девонских и каменноугольных отложений хребта Большого Каратау.—В кн.: Совещание по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1957.
- Бакиров А. А., Киселев В. В., Королев В. Г. Новые данные по стратиграфии палеозоя восточной части хребтов Уланского и Нарынтоо.—Материалы по геологии Тянь-Шаня, вып. 1. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1961.
- Беляевский Н. А. Альпийская тектоника Западного Кузнь-Луны.—Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 2.
- Бронгулеев В. В. Строение среднепалеозойского структурного этажа Центрального Каратау. Гостоптехиздат, 1961.
- Буртман В. С. О границах между фаціальными типами девонских и каменноугольных отложений Северо-Западного Тянь-Шаня.—Сов. геология, 1958, № 10.
- Буртман В. С. Возраст карабалтинской свиты Киргизского хребта.—Бюлл. научно-техн. информации Мин-ва геологии и охраны недр, 1960, № 3 (27).
- Буртман В. С. О Таласо-Ферганском сдвиге.—Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 12.
- Буртман В. С. 1. Нижнекаменноугольные отложения Срединного Тянь-Шаня и Таласо-Ферганский разлом.—Изв. высш. учебных заведений, геология и разведка, 1962, № 9.
- Буртман В. С. 2. Тарсуйская свита Киргизского хребта.—Материалы по геологии Тянь-Шаня, вып. III. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1962.
- Буртман В. С. 3. Таласо-Ферганский разлом и его соотношение с варисскими структурами Срединного Тянь-Шаня. М., Изд. Геол. ин-та, 1962.
- Буртман В. С. 1. Среднепалеозойские отложения в центральной части Киргизского хребта.—В кн.: Материалы по региональной стратиграфии СССР. Госгеолтехиздат, 1963.
- Буртман В. С. 2. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас.—В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 80.
- Буртман В. С. 3. Сравнительная характеристика разломов Сан-Андреас и Таласо-Ферганского.—Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геологическ. 1963, 38, вып. 4.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В., Суворов А. И., Трифонов В. Г. Роль сдвигов в структуре Средней Азии и Казахстана.—В кн.: Тезисы докладов Душанбинской сессии II Всесоюзного тектонического совещания, Душанбе, 1962.
- Буртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира.—В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 80.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения.—В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 80.

- Введенская А. В. Об определении динамических параметров очагов землетрясений по наблюдениям удаленных станций.— Докл. АН СССР, 1951, 80, № 4.
- Вебер В. Н. Восточный Каратау.— Изв. Геолкома, 1925, 44, № 9.
- Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии. Лист Аулие-Ата (северо-западная часть).— Труды Центр. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1935, вып. 67.
- Вендланд К. Н. Шонжинитовый массив Ирису.— Материалы по геологии Средней Азии, вып. 7. Ташкент, 1937.
- Волкова А. А., Чернова Н. А. К стратиграфии верхнесилурийских и девонских отложений северных отрогов Кокшаалского хребта.— Изв. АН КиргССР, серия естеств. и техн. наук, 1961, т. III, вып. 4.
- Вонгаз Л. Б. Некоторые структурно-фациальные особенности палеозойского фундамента Южного Тянь-Шаня.— Сов. геология, 1958, № 5.
- Вонгаз Л. Б. О палеозойских структурно-фациальных зонах и подзонах Тянь-Шаня.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1958, вып. 4.
- Галицкая-Гладченко А. Я. Стратиграфия нижнего карбона Северной Киргизии.— В кн.: Сопоставление по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Тезисы докладов. Алма-Ата, 1957.
- Галицкая-Гладченко А. Я. К стратиграфии нижнекаменноугольных отложений Чаткало-Нарынской зоны к востоку от Ферганского хребта.— В кн.: Тезисы докладов к совещанию по унификации стратиграфических схем Средней Азии. М., 1958.
- Галицкая-Гладченко А. Я. Схема стратиграфии нижнекаменноугольных отложений Северной Киргизии.— Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. II. Алма-Ата, 1960.
- Галицкая А. Я., Королев В. Г. Карбон Северной Киргизии.— Материалы по геологии Тянь-Шаня, вып. I. Фрунзе. Изд-во АН КиргССР, 1961.
- Галицкий В. В. Урало-Тяньшанская зона сдвигов.— Сов. геология, 1940, № 9.
- Гзовский М. В. Тектонические поля напряжений.— Изв. АН СССР, серия геофизич., 1954, № 5.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Изд-во АН СССР, I часть, 1959 и II часть, 1963.
- Грум-Гржимайло С. С. О происхождении глыбовых складок хребта Большого Каратау (Южный Казахстан).— Изв. Высш. учебных заведений, геология и разведка, 1962, № 12.
- Довжиков А. Е. Основные черты геологического строения средней части системы хребтов Кокшаала.— Материалы ВСЕГЕИ, 1956, вып. 10.
- Довжиков А. Е. Таласо-Ферганский разлом и его положение в структуре Тянь-Шаня.— ВСЕГЕИ Материалы Годичной сессии Ученого Совета по результатам работ 1958 г. Л., 1960.
- Довжиков А. Е., Брежнев В. Д., Комарова М. З. Силурийские отложения Ферганского и Атбашинского хребтов.— Труды Упр. геологии и охраны недр при Совете Министров КиргССР, 1960, сб. 1.
- Додонова Т. А. К истории формирования Таласо-Ферганского разлома.— Труды Упр. геологии и охраны недр КиргССР, 1962, сб. 2.
- Зубцов Е. И. К условиям формирования Восточно-Ферганского каменноугольного бассейна.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та по геологии и полезным ископаемым, новая серия, 1956, вып. 10.
- Зубцов Е. И. Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы.— Информ. сборник Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1956, № 4.
- Зубцов Е. И. Чаткало-Нарынская структурно-фациальная зона Тянь-Шаня.— Материалы ВСЕГЕИ по геологии и полезным ископаемым, новая серия, 1956, вып. 8.
- Зубцов Е. И. Некоторые черты металлогении Среднего Тянь-Шаня и смежных с ним районов.— Бюлл. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1960, № 2.
- Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. О докаменноугольных отложениях Тахтадыкской гряды, хребта Кокиримтау и северного борта Нарынской впадины.— Информ. сборник Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1956, № 3.
- Иванов Н. В. Юго-Восточный склон Чаткальского хребта от р. Чанач до западных отрогов Атойнакского хребта.— Геология УзССР, т. 1, 1937.
- Иконникова Н. Ф. К палеогеографии рек Сумсар, Кассан-сай и Падша-ата в девоне.— Труды Среднеазиатск. политехн. ин-та, новая серия, 1961, вып. 12.
- Кайзер А. О. Геология и рудоносность Чаткальских гор. Изд. Ком. наук УзССР, 1937.
- Карпова Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира.— Сов. геология, 1959, № 3.
- Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Кнауф В. И. Среднепалеозойский эффузивно-осадочный комплекс Северного Тянь-Шаня.— Труды Упр. геологии и охраны недр при Совете Министров КиргССР, 1960, вып. 1.
- Козеренко В. Н. Анализ глубинности интрузий при поисках рудных месторождений в средней части Западного Тянь-Шаня.— Сов. геология, 1946, № 17.

- Козеренко В. Н. Основные геологические закономерности в размещении и характере эндогенных рудных месторождений на территории средней части Западного Тянь-Шаня.— Геология и горное дело, 1947, № 13.
- Колотухина С. Е. Фации нижнего карбона в хребте Каратау.— Изв. высш. учебн. завед., геология и разведка, 1958, № 9.
- Королев В. Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов.— Изв. Кирг. фил. Всес. геогр. об-ва, 1961, вып. 3.
- Королев В. Г. Геологическое строение и геологическая история Киргизии.— В кн.: Природа Киргизии. Фрунзе, Киргосиздат, 1962.
- Крестников В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- 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. Я. Геологическое строение и происхождение рельефа юго-восточной Ферганы.— Вопросы геологии Тянь-Шаня, т. II. Изд-во Львовского ун-та, 1960.
- Кушев В. Г. Новые данные о возрасте щелочных пород Чаткало-Нарынской зоны (Южный Тянь-Шань).— В кн.: Некоторые вопросы геологии Азиатской части СССР. Изд-во АН СССР, 1959.
- Кушев В. Г. Некоторые данные о щелочных породах западной части Шаматорской интрузии.— Вести. Ленингр. ун-та, 1960, № 6.
- Кыдыров Ш. А. К вопросу о происхождении озер Карасу и Капкаташ.— Изв. АН КиргССР, серия естеств. и техн. наук, 1961, 3, вып. 4.
- Ласовский А. Г. К вопросу о важнейшей структурной линии Тянь-Шаня.— В кн.: Сборник материалов III Научно-технической конференции Фрунзенского политехнического ин-та. Фрунзе, 1958.
- Молчанова Т. В. О генезисе щелочных пород интрузии Ирису (Таласский Алатау).— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.
- Молчанова Т. В. Интрузивно-эффузивный щелочный комплекс северо-восточных отрогов Таласского Алатау.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 33, вып. 4.
- Мухин В. Г. Геология Советского Тянь-Шаня в свете новых данных.— Записки Ленингр. Горн. ин-та, 1938, т. XI, вып. 1.
- Мушкетов Д. И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем.— Материалы по общей и прикладной геологии, 1919, вып. 10. Изд. Геолкома.
- Мушкетов Д. И. Современные представления о тектонике Средней Азии.— Записки Ленингр. Горн. ин-та, 1934, т. VIII.
- Мушкетов Д. И. Региональная геотектоника. М.— Л., ОНТИ, 1935.
- Мушкетов Д. И. Тектоника Средней Азии. Ташкент, Госиздат УзССР, 1936.
- Мушкетов И. В. Туркестан. Пг., 1915.
- Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Изд-во Туркпечать, 1926.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии в палеозое.— Труды III Всес. съезда геологов, 1930, вып. 2. Изд. Геолкома, Ташкент.
- Наливкин Д. В. Новые данные и проблемы геологии Средней Азии.— Вести. ВГРО, 1932, № 34.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии. Научные итоги Таджикско-Памирской экспедиции. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Николаев В. А. Щелочные породы Ирису и западное окончание Александровского хребта.— В кн.: Путеводитель экскурсий III Всесоюзного геологического съезда, 1928.
- Николаев В. А. К стратиграфии и тектонике Таласского Алатау (предварительный отчет за 1928 г.).— Изв. ГГРУ, 1930, 49, № 8.
- Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня.— Записки Всерос. мин. об-ва, 1933, ч. 62, вып. 2.
- Николаев В. А. Щелочные породы р. Каинды в Таласском Алатау.— Труды ЦНИГРИ, 1935, вып. 11.
- Николаев В. А. Об изображении структурно-фациальных комплексов на геологической карте.— Сборник Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1945, № 7.
- Николаев В. А. Некоторые общие вопросы тектоники Киргизской ССР.— Геология СССР, т. 25. Госгеолтехиздат, 1954.
- Николаев Н. И. О природе и морфологическом типе глубинных разломов.— Сов. геология, 1959, № 7.
- Огнев В. Н. Геология Северной Ферганы.— В кн.: Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня, ч. 5. Изд-во АН СССР, 1935.
- Огнев В. Н. Баубашатинский горный узел и прилегающие части Атойнакского и Ферганского хребтов.— Геология УзбССР, т. 1 М.— Л., 1937.
- Огнев В. Н. Таласо-Ферганский разлом.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 4.

- Огнев В. Н. Геологическая карта Средней Азии. Лист К-43-В, северо-западная четверть (Кетмень-Тюбе). Гостоптехиздат, 1940.
- Огнев В. Н. Структурно-фациальные особенности угленосных толщ Восточно-Ферганского каменноугольного бассейна. Фрунзе, Изд-во Кирг. фил. АН СССР, 1946.
- Огнев В. Н. Тектоника хребтов Южной зоны Тянь-Шаня.— Геология СССР, т. 25, Госгеолтехиздат, 1954.
- Огнев В. Н. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии.— В кн.: Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1959.
- Огнев В. Н., Кушнаръ С. А. Предварительные данные по геологическим исследованиям в Кетмень-Тюбинском районе Киргизской ССР.— За недра Средней Азии, 1934, № 4.
- Орлова М. П. Интрузии щелочных габброидов северо-западных отрогов Таласского Алатау.— Ученые записки Ленингр. ун-та, 1960, № 291, вып. 11.
- Пейве А. В. О границе Северного и Южного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 3.
- Пейве А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5—6.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тяньшанского орогена и происхождение его виргадий.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, вып. 5.
- Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских глубинных структур Урало-Тяньшанской геосинклинальной области.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
- Пейве А. В. Главнейшие типы глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1 и № 3.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры — В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. Докл. сов. геологов на XXI сессии междунар. геол. конгресса. Проблема 18. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд. Ком. наук УзССР, Ташкент, 1938.
- Попов В. И. Структура конского хвоста в тектонике Зап. Тянь-Шаня. Изд. Ком. наук УзССР, Ташкент, 1939.
- Поярков В. Э. Ртуть и сурьма. Гостоптехиздат, 1955.
- Ранцман Е. Я. О четвертичных горизонтальных движениях по Таласо-Ферганскому разлому.— Докл. АН СССР, 149, № 3, 1963.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы.— Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня, т. I. Изд-во Львовск. ун-та, 1959.
- «Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии». Изд-во АН УзбССР, 1959.
- Розова Е. А., Грин В. П. Расположение эпицентров землетрясений, происшедших на территории Киргизии. Изд-во АН КиргССР, Фрунзе, 1955.
- Розова Е. А., Чернявкина М. К. Землетрясение 2 ноября 1946 г. и эпицентральная зона его последующих толчков.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 5 (132).
- Сагындыков К. К. Стратиграфия нижнепалеозойских отложений хр. Кокиримтоо (Тянь-Шань).— В кн.: Материалы по геологии Тянь-Шаня, вып. 1. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1961.
- Сауков А. А. Геохимия ртути.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1946, вып. 78, минералого-геохим. серия (№ 17).
- Сергунькова О. И. Стратиграфия палеозоя западной оконечности Таласского Алатау.— В кн.: Материалы по геологии Средней Азии, вып. 1, 1933.
- Сергунькова О. И. Схема стратиграфического расчленения нижнего карбона западных отрогов Северных цепей Тянь-Шаня.— В кн.: Совещание по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Тезисы докладов. Алма-Ата, 1957.
- Сергунькова О. И. Схема стратиграфического расчленения нижнего карбона юго-западного Казахстана.— Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Вост. Казахстана, т. II, Алма-Ата, 1960.
- Синицын В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. Изд-во АН СССР, 1957.
- Синицын В. М. Центральная Азия. Географиз, 1959.
- Синицын Н. М. Центральная часть Чаткальского хребта. Геология УзбССР, т. I, 1937.
- Синицын Н. М. О региональных структурах, контролирующих ртутно-сурьмяное оруденение Южной Ферганы.— Докл. АН СССР, 1948, 59, № 3.

- Синицын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня.—Вестн. Ленингр. ун-та, серия геол. и геогр., 1957, вып. 2.
- Синицын Н. М.₁ О возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Западного Тянь-Шаня.—Сов. геология, 1959, № 2.
- Синицын Н. М.₂ Тектонические закономерности размещения ртутного оруденения Тянь-Шаня.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. II, Изд-во АН СССР, 1959.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.
- Синицын Н. М., Синицын В. М. Тянь-Шань. Главнейшие элементы тектоники.—Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 4.
- Смирнов А. Д. Стратиграфия верхнедевонских и каменноугольных отложений бассейна оз. Сонкуль (Тянь-Шань).—Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 4.
- Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. Госгеолиздат, 1947.
- Смирнов В. И., Козеренко В. Н. Главная зона разломов Тянь-Шаня и ее связь с оруденением.—Сов. геология, 1940, № 11.
- Смирнов П. А. Геология и полезные ископаемые Ферганского хребта.—В кн.: Геология и полезные ископаемые Восточной Ферганы. Изд-во АН СССР, 1941.
- Соловьёва М. Н., Буртман В. С. Стратиграфия каменноугольных отложений центральной части Киргизского хребта.—Геол. сборник Львовск. геол. об-ва, 1963.
- Турбин Л. И. К стратиграфии верхнего палеозоя Северной Ферганы.—Труды Упр. геологии и охраны недр при Совете Министров КиргССР, 1960, № 1.
- Турбин Л. И. Новые данные к стратиграфии верхнего палеозоя Северо-Восточной Ферганы.—Материалы по геологии Тянь-Шаня, 1962, вып. 3. Изд-во АН КиргССР. Фрунзе.
- Фалькова Э. А. Геологические исследования в бассейнах рек Боролдай и Бала-Бугунь в хр. Каратау (Тянь-Шань).—Изв. Ассоциации научно-исслед. ин-тов, 1928, I, вып. 1—2.
- Фараджев В. А. Основные черты тектоники Аксу-Кашгарского района Южного Тянь-Шаня.—Геол. сборник Львовск. геол. об-ва, 1958, № 5—6.
- Шульц С. С. Геологический маршрут вдоль Тянь-Шаня.—Труды Таджикско-Памирской экспедиции, 1939, вып. 38.
- Шульц С. С. О возможном продолжении Туркестано-Алайской зоны ртутного оруденения на восток в Южный Тянь-Шань.—В кн.: Академику К. И. Скрябину в день 40-летия деятельности. Изд-во Кирг. фил. АН СССР, 1945.
- Щербakov Д. И. Новые данные о месторождениях киновари и антимонита в Южной Фергане.—Докл. АН СССР, 1926, август.
- Machatschek F. Landescunde von Russisch-Turkestan. Stuttgart, 1921.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	5
<i>Глава I.</i> Линия Таласо-Ферганского разлома и современные горизонтальные смещения	12
<i>Глава II.</i> Литологические комплексы среднего-верхнего девона и нижнего карбона на территории, прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому	20
Средний-верхний девон	21
Живетский и франский ярусы	21
Таялмышский литологический комплекс	22
Аккапчигайский литологический комплекс	25
Алабукинский литологический комплекс	31
Бозбутауский литологический комплекс	35
Фаменский ярус	38
Северная область развития карбонатно-терригенных отложений	38
Область развития глинистых и песчанистых известняков	40
Южная область развития карбонатно-терригенных отложений	42
Область развития известняков и доломитов	44
Девонские отложения в Северном Тянь-Шане	44
Нижний карбон	48
Турнейский ярус	49
Верхнее турне	49
Карбонатные отложения	49
Карбонатно-терригенные отложения	53
Грубообломочные и вулканогенные отложения турне в Северном Тянь-Шане	54
Визейский ярус	55
Нижнее визе	56
Карбонатные отложения	56
Карбонатно-терригенные отложения	57
Среднее и верхнее визе	60
Карбонатные отложения	60
Карбонатно-терригенные отложения	63
Нижний намюр	65
Карбонатные отложения	65
Карбонатно-терригенные отложения	67
Существенно грубообломочные отложения Северного Тянь-Шаня	68
<i>Глава III.</i> Соотношение Таласо-Ферганского разлома с литологическими комплексами среднего-верхнего девона и нижнего карбона	72
<i>Глава IV.</i> Соотношение Таласо-Ферганского разлома с варисскими структурными формами	76
Чаткальский сектор Срединного Тянь-Шаня	76
Восточная оконечность Чаткальского сектора	76
Северо-восточная часть Чаткальского сектора	87
Западная часть Нарынского сектора Срединного Тянь-Шаня	90
Северо-восточная часть Ферганского сектора Южного Тянь-Шаня	95
<i>Глава V.</i> Соотношение Таласо-Ферганского разлома с варисскими интрузиями	100
<i>Глава VI.</i> Таласо-Ферганский сдвиг	106
<i>Глава VII.</i> О продолжении Таласо-Ферганского сдвига в Казахстан и Куньлунь	115
<i>Глава VIII.</i> Положение Таласо-Ферганского сдвига в варисской структуре Тянь-Шаня	123
<i>Глава IX.</i> Смещение варисских металлогенических зон по Таласо-Ферганскому сдвигу	131
Заключение	136
Литература	137

CONTENTS

Introduction	5
<i>Chapter I.</i> Talaso-Ferghana fault line and recent horizontal displacements	12
<i>Chapter II.</i> Middle-Upper Devonian and Lower Carboniferous lithological complexes on the territory adjoining the Talaso-Ferghana fault	20
<i>Chapter III.</i> Relations between the Talaso-Ferghana fault and the lithological complexes of Middle-Upper Devonian and Lower Carboniferous age	72
<i>Chapter IV.</i> Relations between the Talaso-Ferghana fault and the Variscian structural forms	76
<i>Chapter V.</i> Relations between the Talaso-Ferghana fault and Variscian intrusions	100
<i>Chapter VI.</i> The Talaso-Ferghana wrench fault	106
<i>Chapter VII.</i> On the extension of Talaso-Ferghana wrench fault into Kazakhstan and Kunlun	115
<i>Chapter VIII.</i> The position of the Talaso-Ferghana wrench fault in the Variscian structure of Tien-Shan	123
<i>Chapter IX.</i> Displacement of Variscian metallogenic zones along the Talaso-Ferghana wrench fault	131
Conclusion	136
Bibliography	137

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
42	16 св.	Кокуйбель на	Кокуйбель (17) на
43	16 сн.	Blain	Blain 212
60	20 сн.	Тактурмас (5)	Тектурмас (4)
78	6—7 сн.	западная ось	западная, ось
79	8 сн.	} восток	} запад
82	16, 18 и 24 сн.		
83	14 и 17 св.		
83	19 св.	западной	восточной
86	4—5 св.	юго-восточное	юго-западное
101	7 сн.	прерывают	прорывают
111	11 св.	К северо-западу	К северо-востоку
134	9 св.	в районе	в район
138	32 св.	Грум-Гржимайло С. С.	Грум-Гржимайло О. С.
74	14 сн.	пересечения этой	пересечения и пунктам действительного пересечения этой

Валентин Семенович Буртман

Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань)

Труды Геологического института, вып. 104

*Утверждено к печати
Геологическим институтом
Академии наук СССР*

Редактор издательства *О. М. Ванюкова*
Технические редакторы *О. Г. Ульянова, Ф. М. Хенох*

РИСО АН СССР №23-77В. Сдано в набор 15/XI 1963 г.
Подписано к печати 27/II 1964 г. Формат 70×108^{1/16}.
Печ. л. 9+10 вкл. Усл. печ. л. 12,33+вкл. Уч.-изд. л. 13,6 (12,2+1,4 вкл.).
Тираж 800 экз. Т-03421. Изд. зак. № 2244. Тип. зак. № 2318
Темплан 1964 г. № 619

Цена 93 к.

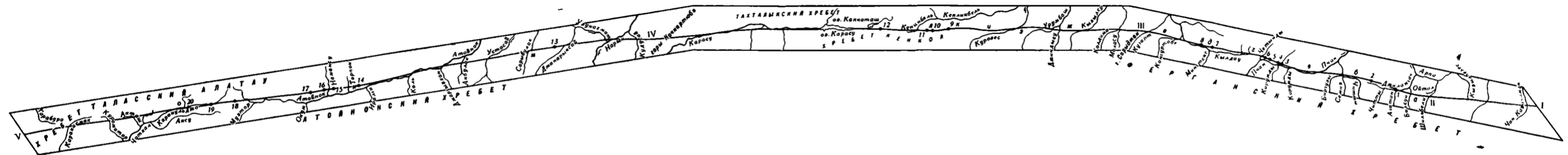
Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография Издательства «Наука»
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

93 коп.

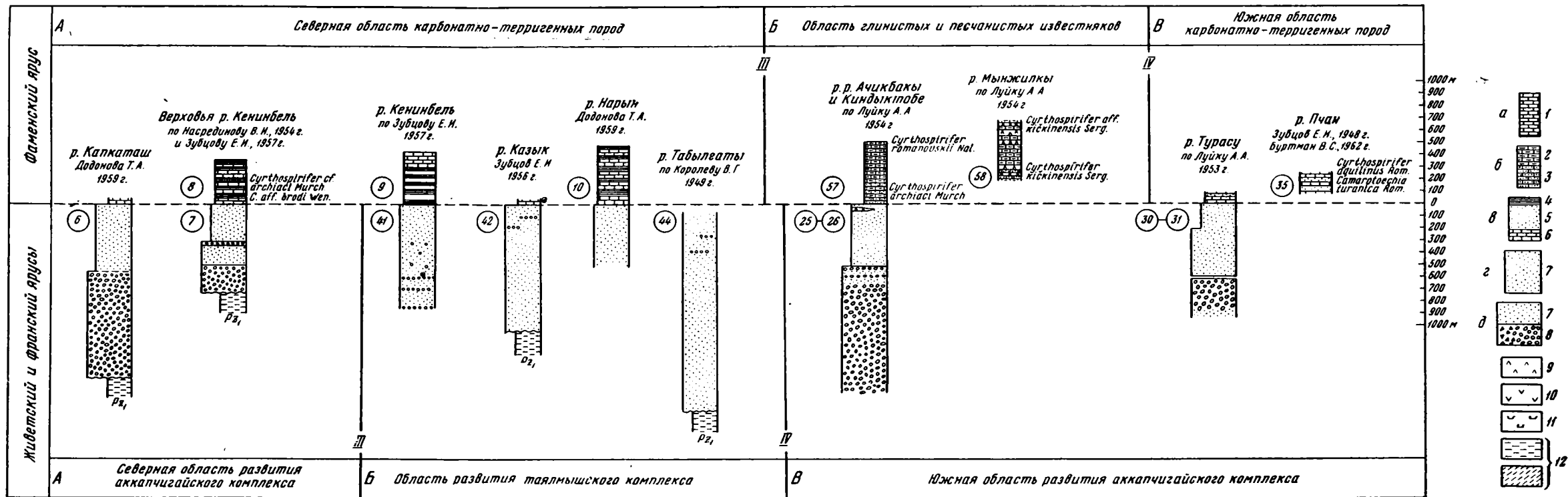
В. С. Буртман

**ТАЛАСО-ФЕРГАНСКИЙ
СДВИГ
(ТЯНЬ-ШАНЬ)**

**Приложение
(Рисунки 2, 11—16, 27, 28, 34)**



Фиг. 2. Линия Таласо-Ферганского разлома от впадины Арпа до реки Карабуры в Таласском Алатау
 Буквы и цифры объяснены в тексте

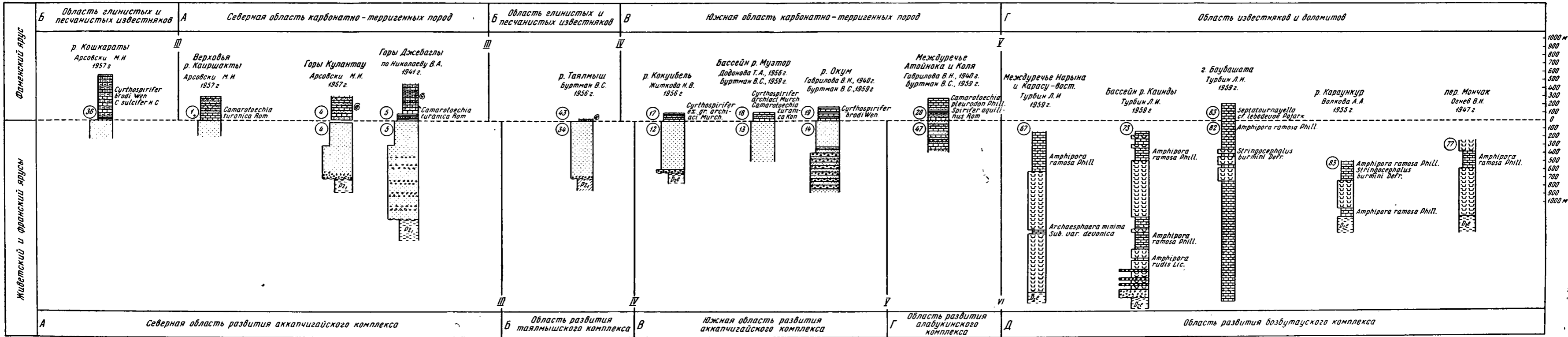


Фиг. 11. Схема сопоставления разрезов девонских отложений по линии а — б на фиг. 9 и 17

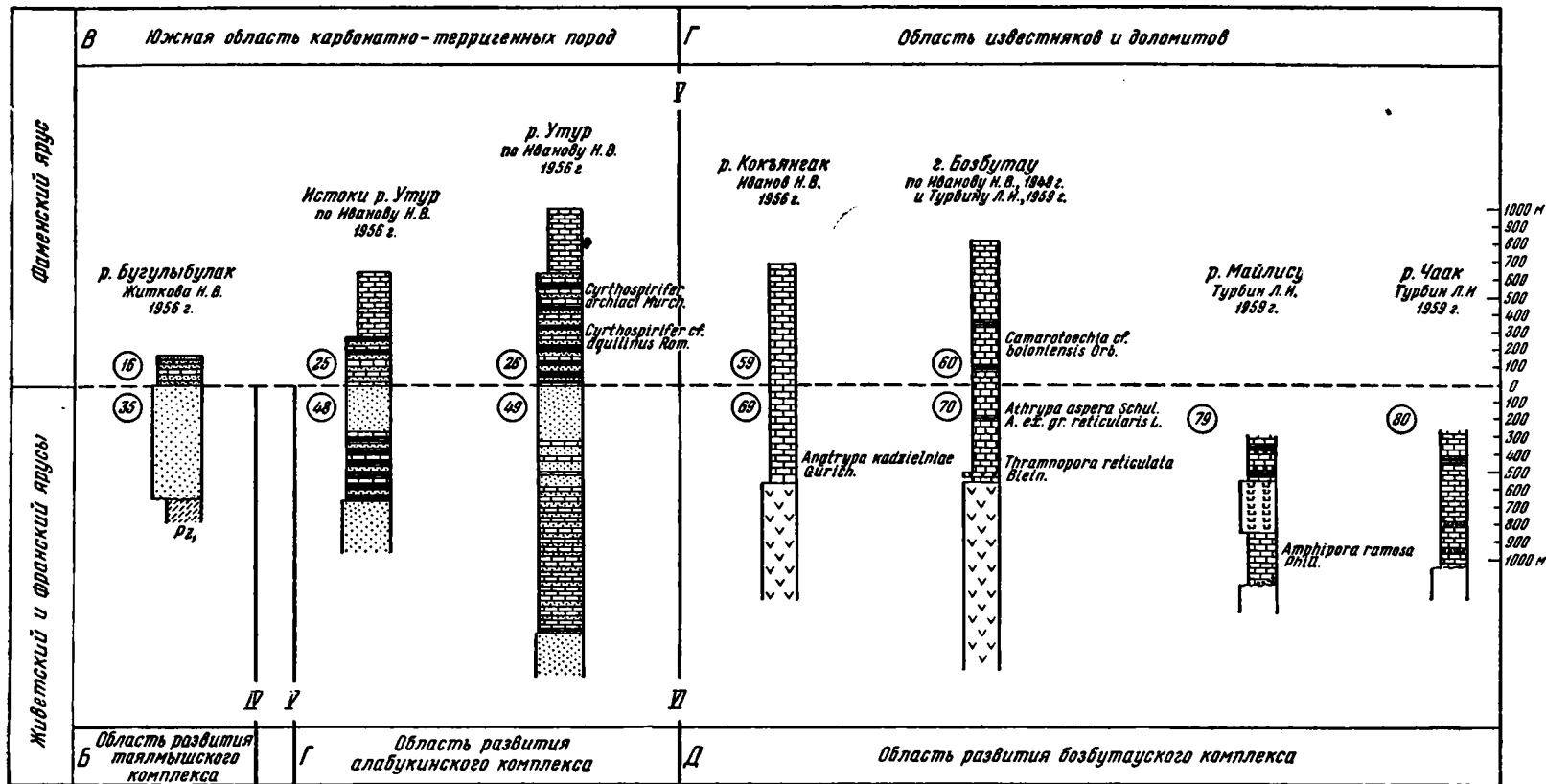
а — группа известняков и доломитов; б — группа глинистых и песчаных известняков; в — карбонатно-терригенная группа пород; г — группа существенно кварцевых песчаников; д — группа грубообломочных пород.

1 — известняки, доломиты; 2 — известняки глинистые; 3 — известняки песчаные; 4 — аргил-

литы; 5 — песчаники, алевролиты; 6 — известняки; 7 — песчаники; 8 — конгломераты, брекчии; 9 — гипсы; 10 — кислые вулканические породы; 11 — средние и основные вулканические породы; 12 — подстилающие породы. (Номера в кружках соответствуют номерам разрезов на фиг. 9 и 17)

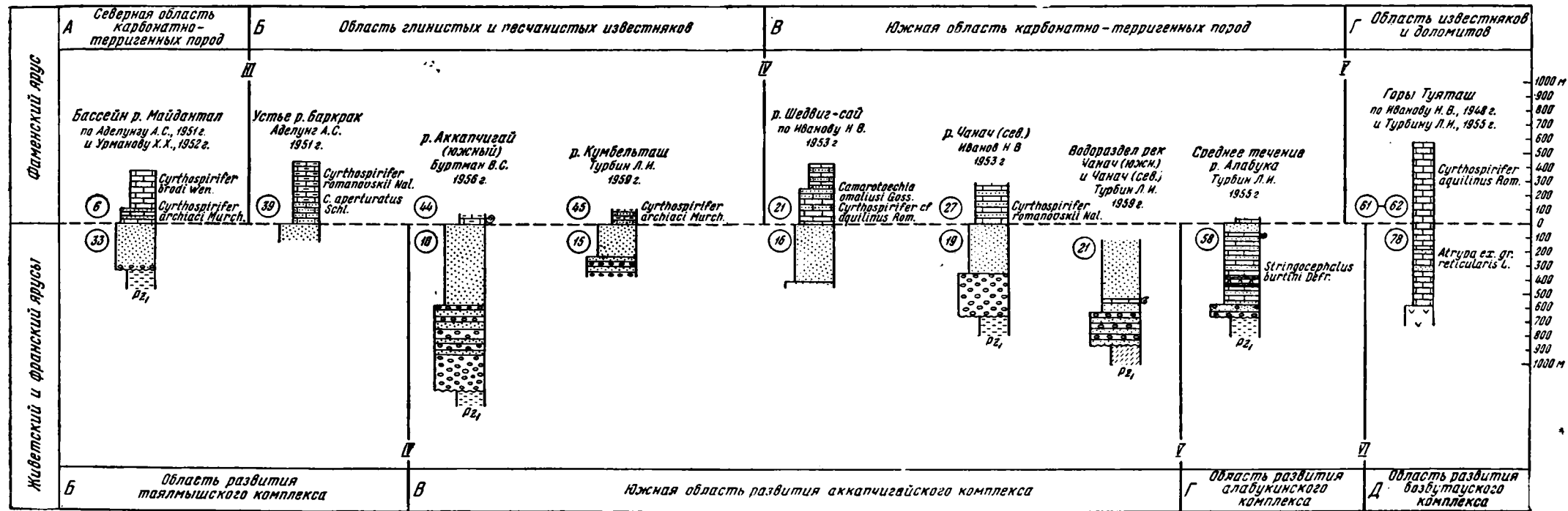


Фиг. 12. Схема сопоставления разрезов девонских отложений по линии с — d на фиг. 9 и 17.
Условные обозначения см. на фиг. 11



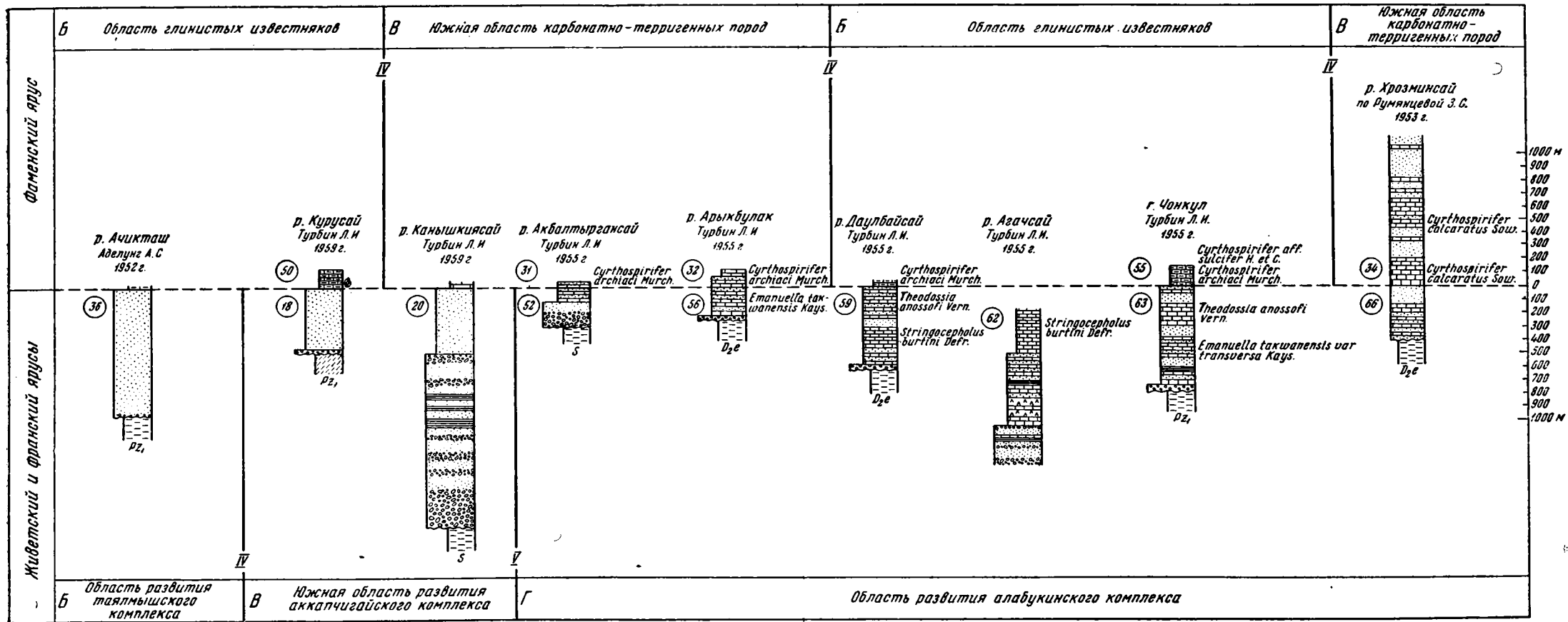
Фиг. 13. Схема сопоставления разрезов девонских отложений по линии е—f на фиг. 9 и 17.

Условные обозначения см. на фиг. 11



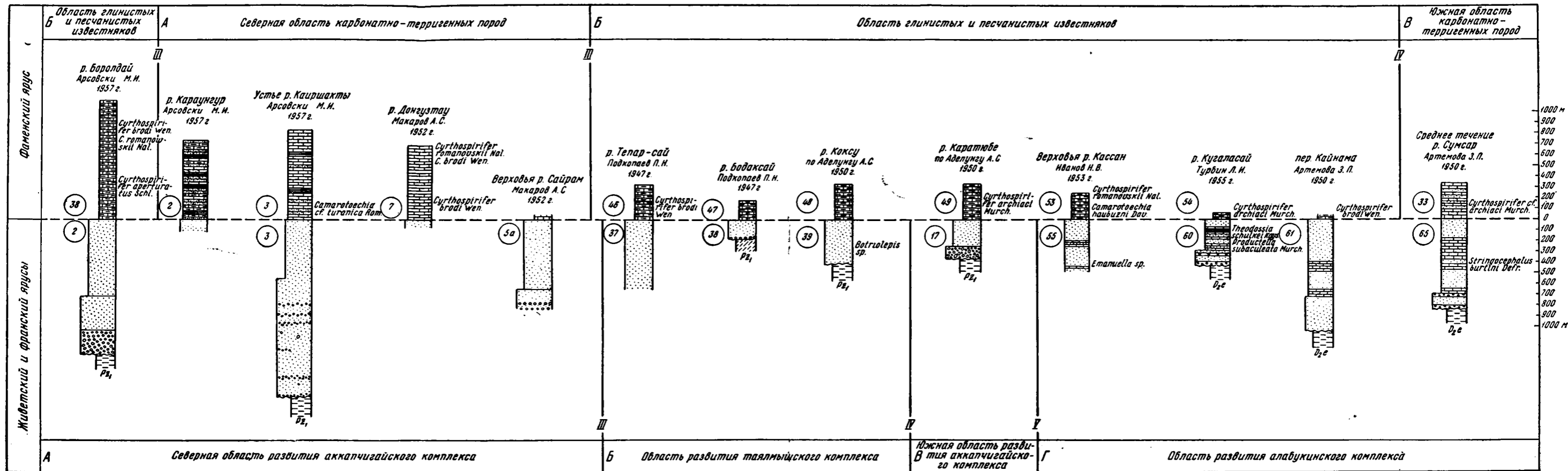
Фиг. 14. Схема сопоставления разрезов девонских отложений по линии g—h на фиг. 9 и 17.

Условные обозначения см. на фиг. 11

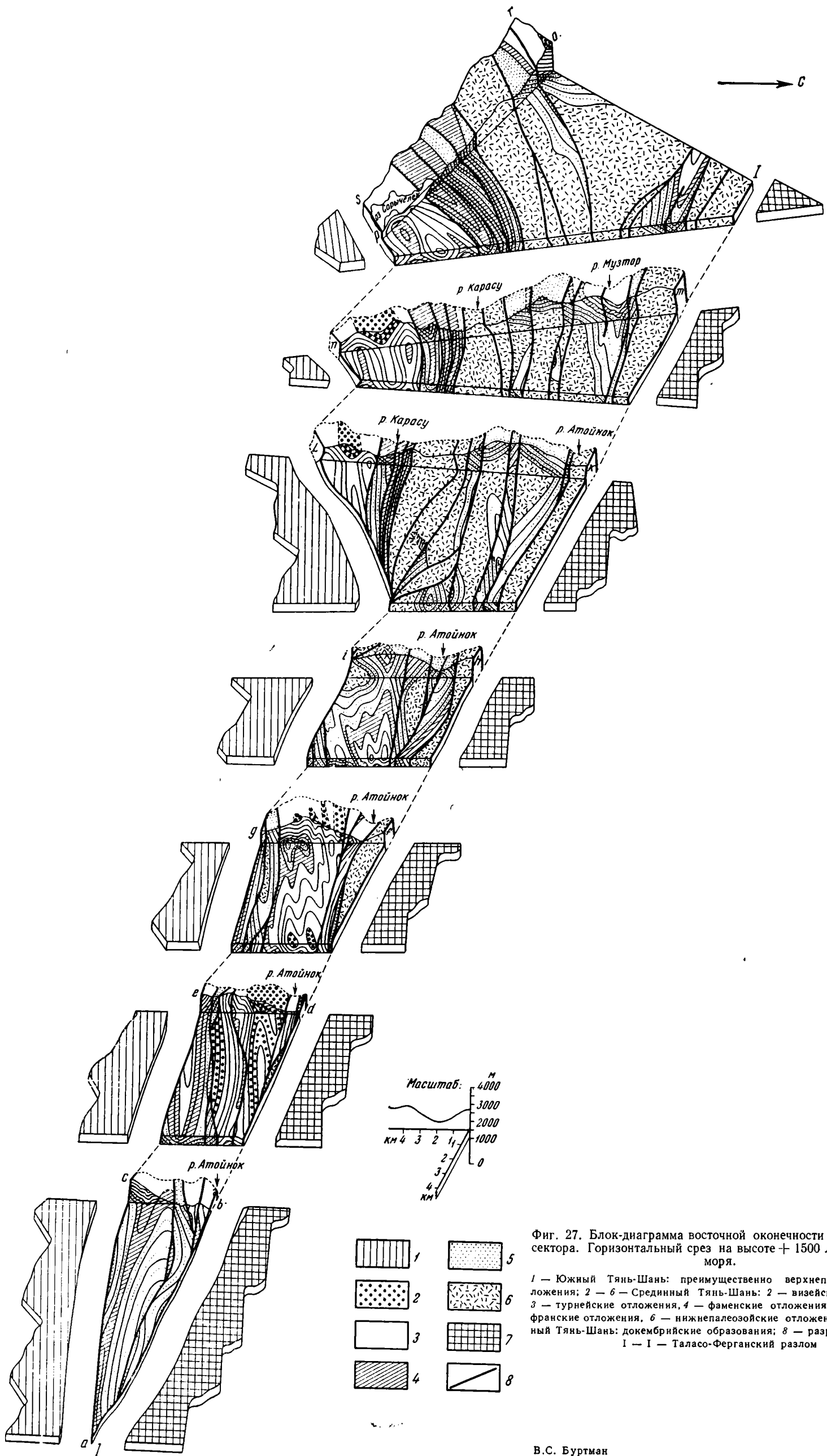


Фиг. 15. Схема сопоставления разрезов девонских отложений по линии i—k на фиг. 9 и 17.

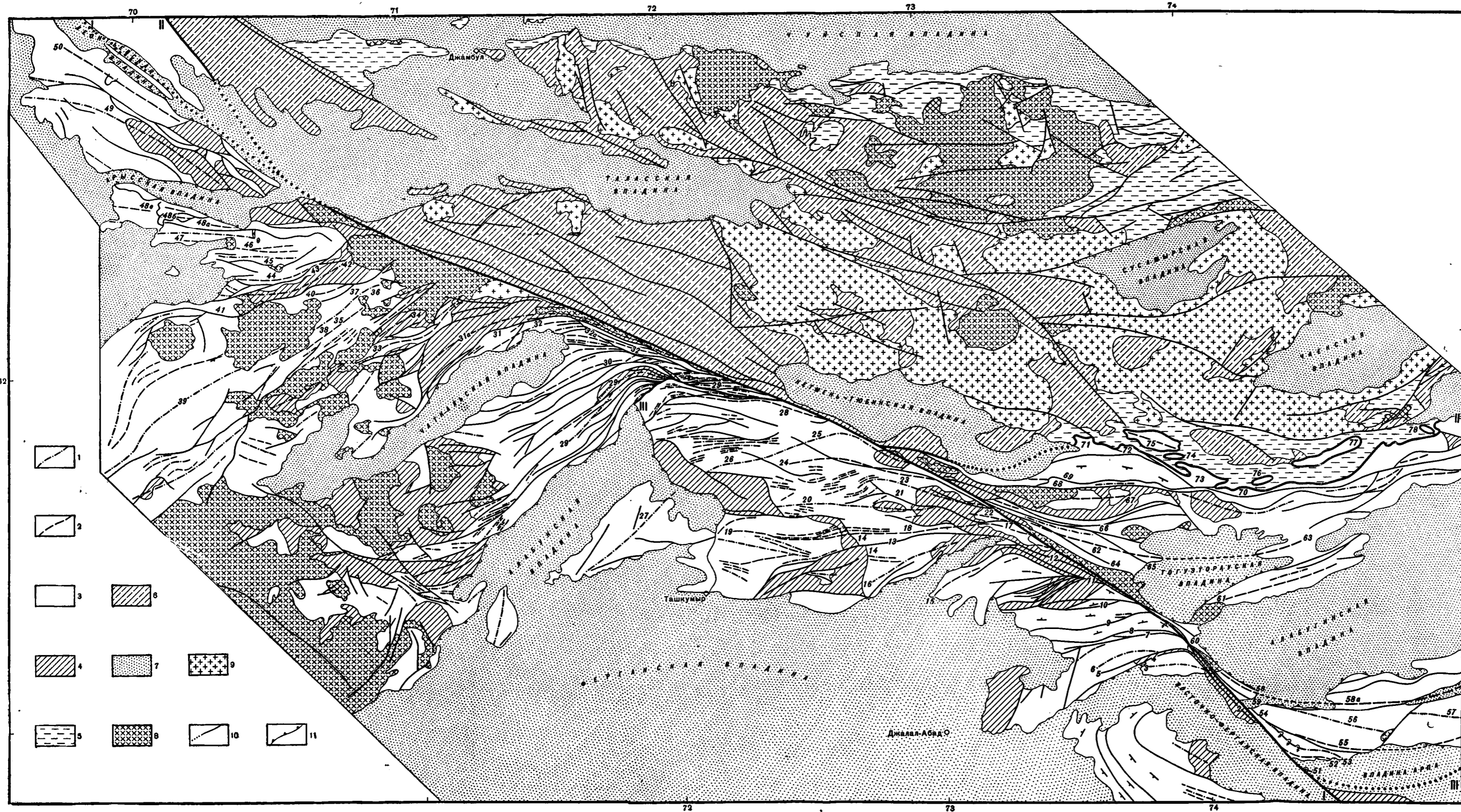
Условные обозначения см. на фиг. 11



Фиг. 16. Схема сопоставления разрезов девонских отложений по линии 1 — n на фиг. 9 и 17.
Условные обозначения см. на фиг. 11



Фиг. 27. Блок-диаграмма восточной оконечности Чаткальского сектора. Горизонтальный срез на высоте +1500 м над уровнем моря.

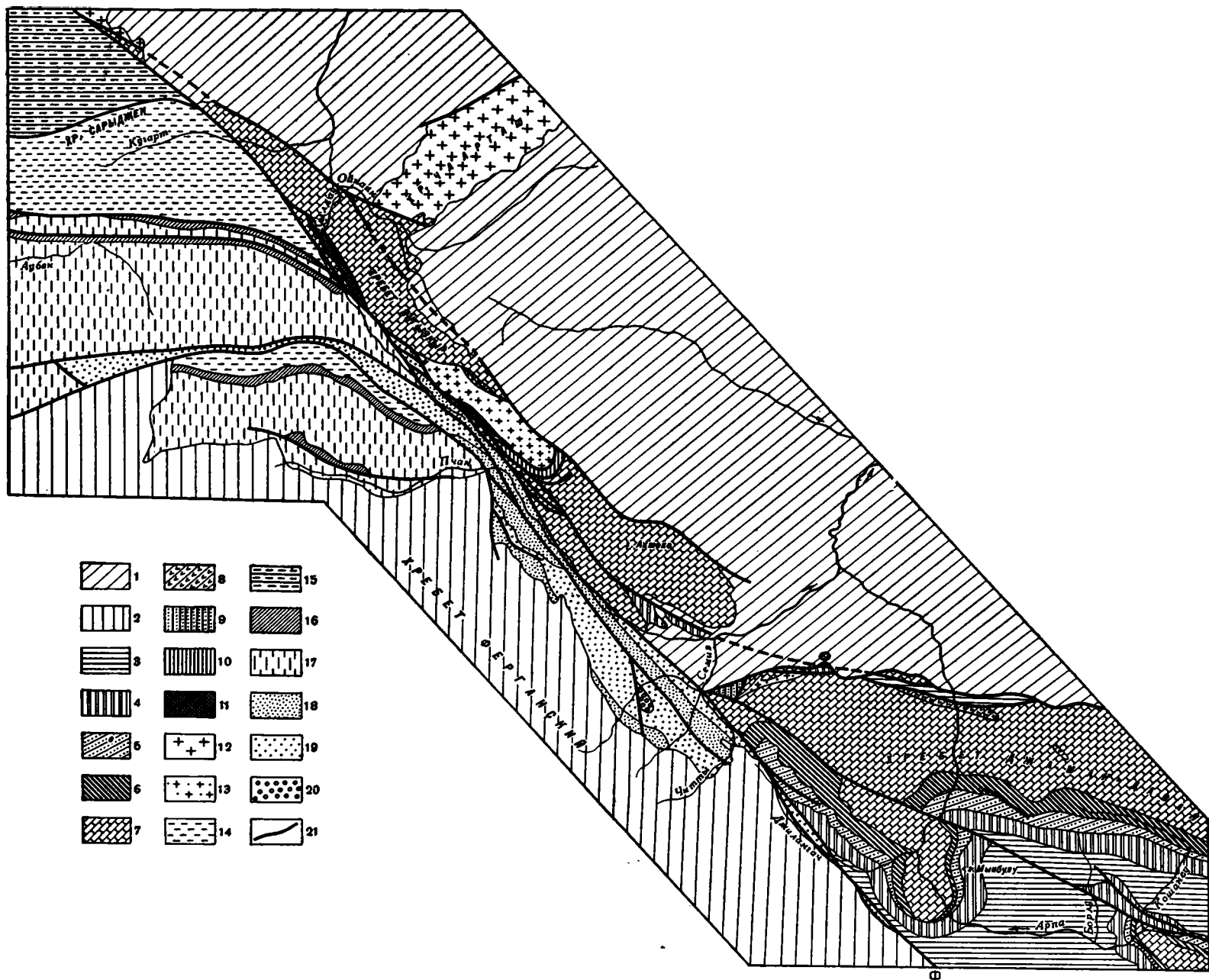


Фиг. 28. Структурная схема территории Тянь-Шаня, прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому (составил В. С. Буртман в 1962 г.)

Срединный и Южный Тянь-Шань; 1-2 — варисские структурные формы: 1 — оси антиклиналей, 2 — оси синклиналей; 3 — пермские, каменноугольные и девонские отложения; 4 — силурийские, нижнепалеозойские и докембрийские отложения.

Северный Тянь-Шань; 5 — каменноугольные и девонские отложения; 6 — нижнепалеозойские и докембрийские отложения; 7 — мезо-кайнозойские отложения; 8 — варисские интрузии; 9 — каледонские и докембрийские интрузии; 10 — разломы; 11 — тектонические границы мезо-кайнозойских впадин.

I — I — Таласо-Ферганский разлом; II — II — Главная структурная линия Тянь-Шаня; III — III — граница Среднего и Южного Тянь-Шаня. (Ссылки на цифры см. в тексте)



Фиг. 34. Схема распространения палеозойских отложений в центральной части Ферганского хребта (по материалам Е. И. Зубцова, 1948 г.; Н. В. Иванова 1959 г. и В. С. Буртмана, 1962 г.)

Т-Ф — Таласо-Ферганский разлом; 1 — кайнозой и мел; 2 — лейас и рет. 3—13 — *Срединный Тянь-Шань*: 3 — верхний карбон-нижняя пермь: алевролиты, песчаники; 4 — верхний карбон: известняки, алевролиты, конгломераты; 5 — средний карбон: пестроцветные конгломераты, песчаники, аргиллиты; 6 — намюрский ярус: известняки, песчаники; 7 — визейский ярус: известняки; 8 — турнейский ярус: известняки, гипсы; 9 — фаменский ярус: известняки, алевролиты; 10 — живетский и ранский ярусы: красноцветные песчаники; 11 — нижний палеозой: глинистые сланцы, алевролиты, известняки; 12 — варисские граниты; 13 — варисские гранодисриты и диориты. 14—20 — *Южный Тянь-Шань*: 14 — нижняя пермь: аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки; 15 — московский ярус: песчаники, аргиллиты; 16 — визейский ярус и нижний намюр: аргиллиты, известняки, песчаники; 17 — средний палеозой: песчаники, аргиллиты; 18—19 — лудлов: 18 — верхняя известнякско-сланцевая толща; 19 — толща мраморизованных известняков; 20 — венлок (?); нижняя известняково-сланцевая толща; 21 — разрывы