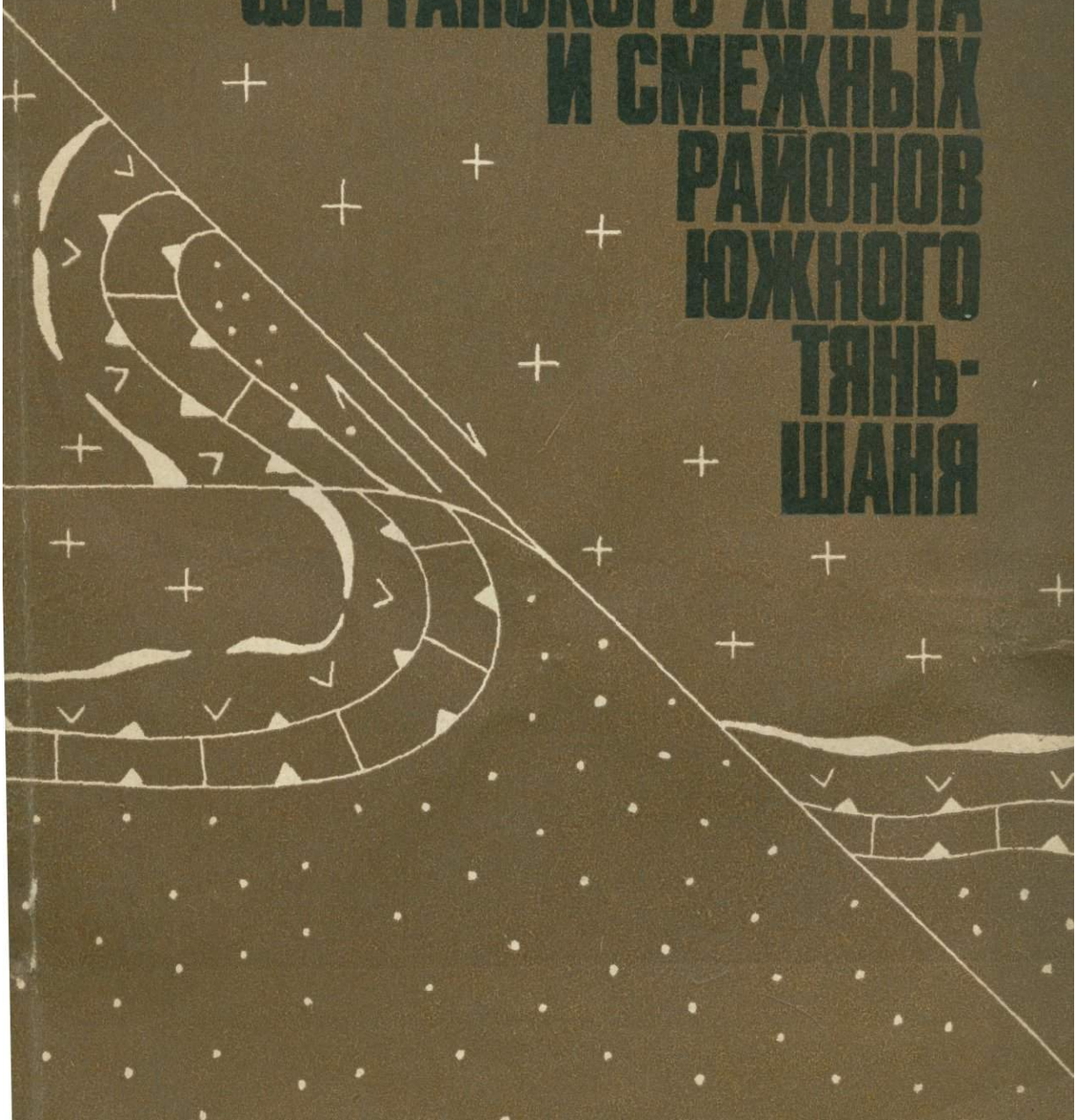


Ю. С. Бискэ
Г. С. Поршняков
Ю. А. Талашманов

ГЕРЦИНИДЫ

ШЕРГАНСКОГО ХРЕБТА
И СМЕЖНЫХ
РАЙОНОВ
ЮЖНОГО
ТЯНЬ-
ШАНЯ



ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени А. А. ЖДАНОВА

551.24

Ю. С. Бискэ, Г. С. Поршняков, Ю. А. Талашманов

ГЕРЦИНИДЫ
ФЕРГАНСКОГО ХРЕБТА
И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

3900



ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
ЛЕНИНГРАД 1982



Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Ленинградского университета

УДК 551.243 +551.73(235.216)

Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С., Талашманов Ю.А.
Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. - Л.:
Изд-во Ленингр. ун-та, 1982. 128 с. Ил. - 52, табл. - 3, библиогр. - 77
назв.

В монографии с новых теоретических позиций излагаются данные по стратиграфии и тектонике Ферганского хребта, которые могут быть использованы при определении методики поисковых и геологосъемочных работ. Рассматриваются этапы деформаций в образовании палеозойской структуры и выдвигается допущение о преобладании крупных горизонтальных перемещений в изучаемом районе. Обосновывается выделение самостоятельных тектонических единиц тектонических покровов.

Для геологов, занимающихся расшифровкой сложных тектонических структур и региональной геологией складчатых областей.

Рецензенты:

д-р геол.-минерал. наук Б.П.Бархатов (ЛГУ), канд. геол.-
минерал. наук Г.Л.Бельговский (ВСЕГЕИ)

Б 20801 - 042 I4I-82 I904040000
076(02) - 82

© Издательство Ленинградского
университета, 1982 г.

ИБ № II88

Юрий Сергеевич Бискэ, Георгий Сергеевич Поршняков,
Юрий Александрович Талашманов

ГЕРЦИНИДЫ ФЕРГАНСКОГО ХРЕБТА
И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Редактор М.С.Юдович Обложка художника А.Н.Гришина
Технический редактор Л.А.Топорина Корректоры К.Я.Евнина, М.В.Зазулина

Подписано в печать 22.04.82. М-30532
Формат 70x108 1/16. Бум. тип. № 1. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 10.39. Усл. печ. л. 11,2. Печ. л. 8.
Тираж 374 экз. Заказ 1386. Цена 1р.60к.
Издательство ЛГУ им. А.А. Жданова
199164, Ленинград, Университетская наб., 7/9

Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

П р е д и с л о в и е

В нашей работе рассматривается геология палеозойских толщ Восточной Ферганы — центрального района советской части Южного (герцинского) Тянь-Шаня. В орографическом отношении он охватывает собственно Ферганский хребет, между реками Тар и Кугарт, Суганташ-Урумбашский и Баубашатинский горные узлы и далее к северо-западу, за ущельем Нарына-Атойнакский хребет.

Даже в сравнении с весьма сложной палеозойской структурой Туркестано-Алая и Кокшаала герцинская тектоника Ферганского хребта до недавнего времени казалась особенно запутанной. Причина заключается в том, что на обычные для Южного Тянь-Шаня субширотные простирания здесь наложены горизонтальные изгибы различного масштаба, включая "Ферганскую сигмоиду", давно составлявшую предмет дискуссий, а также диагональные сдвиговые смещения. При всем этом хорошая обнаженность района и достаточная палеонтологическая характеристика палеозойских толщ позволяют получить достоверные, часто однозначные выводы о строении герцинид и условиях их образования.

Монография представляет собой, по существу, продолжение работы Г.С.Поршнякова "Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня" (1973), в которой давалась уже предварительная характеристика структуры Ферганского хребта. Следует заметить, что геологическое изучение этого района сильно отставало на фоне успехов, достигнутых ранее в геологии Алайского хребта. Характеристики Фергано-Атойнакского района в обзорных работах, включая и недавно опубликованные, уже сильно устарели. Наши полевые исследования здесь относятся к периоду 1967-1974 гг. При подготовке монографии к печати мы стремились учесть также геологические результаты, полученные в последние годы работниками Управления геологии Киргизской ССР, ВСЕГЕИ и Ленинградского университета. Представляется, что новые данные в основном подтверждают сделанные нами выводы, несмотря на то, что далеко не все геологи, знающие Ферганский хребет, эти выводы принимают.

Основная часть стратиграфического раздела работы написана Ю.С.Бискэ; описание тектонической структуры сделал главным образом Г.С.Поршняков. Кроме авторов, в полевых исследованиях и обработке материалов принимали большое участие Л.В.Кушнар, А.Я.Цветков, В.Н.Шванов, А.В.Яговкин. Петрографическое изучение эффузивных формаций провел А.Я.Цветков. Кроме того, авторы благодарны специалистам-палеонтологам, которым принадлежат использованные в работе определения ископаемых — Н.А.Аносовой, В.И.Волгину, В.Б.Горянову, А.В.Дженчураевой, В.Л.Клишевичу, А.А.Малыгиной, Н.М.Петросян, Я.Ф.Поршняковой, М.А.Ржоннищковой, Р.Е.Риненберг, А.В.Яговкину. Определение кораллов *Tabulata* и *Heliolitoidea* сделал Ю.С.Бискэ. Все рисунки, схемы и таблицы в тексте являются оригинальными.

Ю.С.Бискэ
Г.С.Поршняков
Ю.А.Талашманов

Г л а в а I

ОБЩАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГЕРЦИНИД ФЕРГАНСКОГО ХРЕБТА В РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРУКТУРЕ ТЯНЬ-ШАНЯ

Даже при беглом осмотре мелкомасштабной геологической карты Тянь-Шаня нетрудно заметить, что Ферганский хребет вместе с примыкающим к нему с северо-запада Атойнакским хребтом занимает в структурах Тянь-Шаня совершенно особое место. Не случайно даже на самой ранней схеме расположения среднеазиатских хребтов (1845 г.) А.Ф.Гумбольдт (1915) поместил здесь северное продолжение хр.Болор, ориентированного почти поперек господствующих субширотных орографических единиц. Особое положение структур Ферганского хребта еще более ясно выступает на схемах, составленных Д.И.Мушкетовым (Mushketov, 1914, 1919), который установил здесь резкие изменения простираний и предложил гипотезу горизонтальной флексуры, или сигмоиды, для объяснения этого явления. Позднее работами В.А.Николаева (1930, 1933), Н.М.Синицына (1937-1941), А.В.Пейве (1937) и В.Н.Огнева (1937, 1939) был закартирован крупнейший Таласо-Ферганский разлом, проходящий вдоль северо-восточного склона Ферганского хребта и существенно дополнивший структурный рисунок района.

Именно здесь на материалах по геологии Ферганского хребта в дальнейшем разгорелись жаркие дискуссии о роли горизонтальных тектонических движений в формировании складчатых и разрывных структур, дискуссии, далеко выходящие за рамки узкорегиональных вопросов и затрагивающие теоретические основы тектонических знаний. При этом ряд геологов: Д.И.Мушкетов (1934, 1936), В.Н.Огнев (1937, 1939, 1940, 1959), Е.И.Зубцов (1956), В.Г.Королев (1961), Г.Л.Бельговский (1961), Т.А.Додонова (1962), В.С.Буртман, А.В.Пейве (1963), В.С.Буртман (1964, 1968), В.С.Буртман, В.Л.Клишевич (1971), А.В.Яговкин (1973), Ю.С.Бискаэ, Г.С.Поршняков (1973), Г.С.Поршняков (1973), Е.И.Зубцов и др. (1974) приводили аргументы в пользу решающей роли горизонтальных тектонических перемещений, другие же - Н.М.Синицын (1960), А.Е.Довжиков и др. (1960), В.Д.Брежнев (1969) - доказывали возможность реконструкции процессов структурообразования в данном районе "на месте", без привлечения существенных горизонтальных движений. В борьбе этих двух направлений углублялись и уточнялись геологические карты Ферганского хребта и, хотя детальные съемки еще не завершены, были собраны обширные материалы, позволяющие обсудить на новом уровне знаний основные вопросы тектоники этого необычайно сложного и вместе с тем необычайно интересного региона.

Для оценки позиции герцинид Ферганского хребта в структурах Тянь-Шаня необходимо иметь в виду следующие обстоятельства.

I. Геосинклинальные комплексы Ферганского и южного склона Атойнакского хребта принадлежат герцинидам Южного Тянь-Шаня. От расположенной севернее области Срединного Тянь-Шаня они отличаются рядом признаков, главные из которых приведены в табл. I.

Т а б л и ц а I

Сравнительная характеристика Срединного и Южного Тянь-Шаня

Срединный Тянь-Шань	Южный Тянь-Шань
Отсутствуют морские отложения верхнего силура, нижнего девона и эйфеля	Широко распространены разнофациальные морские отложения верхнего силура, нижнего девона и эйфеля
Среднепалеозойский вулканизм локален, представлен континентальными, дифференцированными, существенно кислыми комплексами	Среднепалеозойский вулканизм распространен широко, представлен морскими, слабо дифференцированными, главным образом основными, комплексами (спилит-диабазовые формации)
Гипербазитовые интрузии практически отсутствуют	Гипербазитовые интрузии и протрузии развиты довольно широко, особенно в пограничной со Срединным Тянь-Шанем зоне
Ясно выражено региональное несогласие в основании среднего девона (живетского яруса)	Несогласия в основании живетского яруса или в основании нижнего девона локальны
В девоне широко распространены красноцветы	Континентальные красноцветы в девоне отсутствуют
Средний палеозой в формационном отношении сравнительно слабо изменчив	Средний палеозой представлен формациями, резко меняющимися вкост простирания
Тектонические структуры среднепалеозойских толщ обычно сравнительно просты	Структуры среднего палеозоя весьма сложны, широко развиты тектонические покровы

Все эти особенности объясняются тем, что Срединный Тянь-Шань (наряду с Северным) был областью проявления каледонской складчатости, и среднепалеозойский комплекс в его пределах, хотя он и бывает близок к миеосинклинальным образованиям, можно рассматривать в качестве чехла срединного массива, тогда как Южный Тянь-Шань — классическая герцинская геосинклиналь, в пределах которой проявления более древних тектонических циклов локальны или вовсе неизвестны.

Границу между Срединным и Южным Тянь-Шанем естественно в таком случае проводить по границе лудловско-раннедевонского континента, отмеченной

зоной проявления базит-гипербазитового магматизма и повышенного метаморфизма. Эта зона, близкая по значению к современным зонам Заварицкого-Беньюфа, может быть прослежена вдоль южной окраины Ферганской впадины (Южно-Ферганский глубинный разлом) и вдоль южной окраины Атбашинской впадины (Атбаш-Иныльчекский глубинный разлом). Оба эти разлома могли бы образовать почти прямую, слегка выпуклую к югу зону, которая намечается от северного подножия гор Букантау до Хан-Тентри и далее, если бы не было резкого отклонения ее к северу в Восточной и Северо-Восточной Фергане. Проследить эту зону по условиям обнаженности нелегко, ибо она часто сохраняла склонность к погружению и в позднем палеозое, и даже в мезокайнозое, но несомненно, что она отклоняется здесь до левобережья р. Карасу-западной и до осевой части Атойнакского хребта, т.е. почти на 170 км к северу от Южно-Ферганско-Атбашинской линии. На участке между Кувасаем и Майли-Саем ее можно наметить лишь приблизительно вдоль южного подножия Андижанского адыра и далее, с разворотами и смещениями, соответствующими примерно изгибам частично обнаженных здесь герцинских структур Южного Тянь-Шаня. Под большей частью Ферганской впадины, следовательно, должны располагаться структуры, принадлежащие Срединному Тянь-Шаню. У восточного конца Атойнакского хребта (близ Токтогула) эта зона утыкается в Таласо-Ферганский разлом и появляется в его восточном крыле только в 180 км к юго-востоку (хр. Джаман-Даван).

С юга Южный Тянь-Шань в пределах его восточного сектора ограничен Таримским платформенным массивом. Западнее же Таласо-Ферганского разлома эта граница обычно проводилась по северо-западной границе Сулутерекского массива, Алайской долине и Главному Гиссарскому разлому. Современные материалы свидетельствуют, что границы Сулутерекского платформенного блока и Южно-Гиссарского срединного массива имеют скорее всего различный геологический характер. После того как А.В.Яговкин (1973) в результате детальных съемок Восточного Алая показал, что Восточноалайские комплексы не уходят к северу от Таримской платформы, а огибают Сулутерекский блок с юга и скрываются в Южной Кашгарии, стало ясно, что в Гиссаро-Алае соприкасаются два самостоятельных складчатых пояса: Урало-Тянь-Шаньский (Урало-Кокшаальский) и Скифско-Куэньлуньский, и что границу между ними надо искать внутри складчатой области Гиссаро-Алая. Эта идея делает также понятными многие особенности строения Ферганского хребта. Надо заметить, что она укрепилась в результате развития и постепенного уточнения представлений Д.И.Мушкетова (1919), Д.В.Наливкина (1926), Г.Штилле (1928), О.С.Вялова (1943), В.М.Синицына (1945), Л.Б.Вонгаза (1958), В.Г.Гарьковца (1964). Но современную трактовку ей придал А.В.Яговкин (1973).

Вопрос о границе двух складчатых поясов, соприкасающихся в Гиссаро-Алае, имеет, следовательно, свою историю. Г.Штилле (1928) проводил эту границу ("бар") через Ферганскую депрессию, поперек структур Восточной Ферганы. О.С.Вялов (1943) искал ее в зоне Сулутерек-Каратегин - Южный Гиссар, что также противоречит современным материалам, ибо она должна пройти в таком случае поперек структур Восточного Алая. Чтобы понять, как и где соприкасались два великих складчатых пояса Евразии, необходимо разобраться во внутренней тектонической зональности и структурном рисунке Южного Тянь-Шаня.

II. Тектонической зональности Тянь-Шаня посвящено очень много работ. Имеются десятки тектонических схем этой области. Они различаются как принципами, положенными в основу районирования, так и фактическими материалами, использованными в процессе работы. Немалую роль играют и общие теоретические представления авторов этих схем. Наиболее широкую известность получили схемы, составленные Д.В.Наливкиным (1936), В.И.Поповым (1938), Н.М.Синицыным (1960), В.Н.Огневым (1959), Д.П.Резвым (1959), В.Г.Королевым (1961), В.Г.Гарьковцом (1964), В.И.Кнауфом (1966, 1972), А.Е.Довжиковым и др. (1968, 1977), М.М.Кухтиковым (1969) и др. Мы лишены возможности дать здесь их обзор, имеются работы, специально посвященные этой задаче (Бархатов, Бархатова, 1962; Арипов и др., 1969). Отметим только, что ведущим принципом районирования обычно являлся возраст завершающей складчатости. Широкое пространство получило представление о глубинных длительно развивающихся разломах, разделяющих тектонические зоны и блоки земной коры, которые испытывают самостоятельные вертикальные движения. На этом пути была проделана большая работа по выявлению особенностей разрезов палеозоя и геологической истории различных зон Южного Тянь-Шаня. Последняя крупномасштабная схема подобного рода составлена для Северо-Восточной Ферганы Г.В.Ивановым (1976). Однако со временем все более ясными становились и недостатки такого подхода, при котором терялась взаимосвязь и закономерность расположения многочисленных зон и подзон, ускользал от анализа тот факт, что одинаковые этапы развития геосинклинали различные ее участки проходили в разное время, и одновременный или близкий возраст складчатости мог оказаться у зон с совершенно различной геологической историей. Например, Карачатырская и Сурметашская зоны Алая — обе позднегерцинские, но глубоко различны по геологической истории. Часто получалось, что в любом месте геосинклинали может сформироваться любой комплекс формаций.

Разграничение зон краевыми разломами на первых порах соответствовало результатам стратиграфического исследования, но в то же время не способствовало изучению структурных соотношений между зонами и подзонами, практически исключая анализ возможных покровных структур, что привело к крупным ошибкам в трактовке возраста и соотношений многих толщ в герцинидах Южного Тянь-Шаня.

Недостатки метода особенно четко проявлялись при попытках его использования для детального тектонического районирования. Очевидно это — судьба любого метода, когда выявляются пределы его применения.

Параллельно с господствующей методикой районирования Тянь-Шаня и особенно в последние десятилетия развивался и иной подход к этому вопросу. Так, В.И.Попов (1964) в основу районирования кладет процесс роста континентальной коры, связанный главным образом с позднегеосинклинальным магматизмом, и выделяет ядерные и межъядерные зоны с более дробной зональностью внутри них. Однако гранитоидный магматизм, как нам представляется, недостаточно четко отражает зональность собственно геосинклинального процесса, распространяется неравномерно и часто выходит за рамки соответствующих геосинклиналей. Поэтому оказывается более удобным опереться на раннегеосинклинальный магматизм, узкозональный и тесно связанный пространственно с собственно-геосинклинальными структурами. Одним из первых к такому выводу пришел Г.Штилле (1929), и не удивительно, что на тектонических схемах Средней Азии все чаще появляются эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны в

качестве главных единиц тектонического районирования складчатой области. Эти понятия приобрели уже международное признание и наполнились глубоким содержанием, правда, далеко не одинаковым у разных авторов. Применение их к Тянь-Шаню прямо или косвенно можно видеть на схемах, составленных В.И.Кнауфом (1966), В.В.Киселевым и В.Г.Королевым (1972), А.В.Яговкиным (1973), В.С.Буртманом и Г.С.Поршняковым (1974) и др.

В самом общем виде зональность герциниды Памиро-Алая при таком подходе можно описать как систему, аналогичную классической паре геосинклиналей с центростремительным движением масс. Русская платформа на западе и Таримский массив на востоке разделяют продолжения этих складчатых поясов, а в пределах Средней Азии они тесно соприкасаются, прижаты друг к другу так, что их миогеосинклинальные зоны смыкаются, образуя синвергентную антиформную структуру приосевой части Туркестано-Алая. Наиболее крупными тектоническими единицами этой системы в рассматриваемом регионе являются с севера на юг:

- Срединный массив Северного и Срединного Тянь-Шаня с каледонскими структурами в основании;
- Герцинская складчатая область Южного Тянь-Шаня, включающая Южно-Тянь-Шаньскую эвгеосинклинальную и Притаримскую (на западе - Алайскую) миогеосинклинальную зоны;
- Таримский платформенный массив и Сулутерекский блок на востоке; Устьуртский массив на западе;
- Зеравшано-Восточноалайская герцинская складчатая область, включающая Зеравшанскую миогеосинклинальную и слабее выраженную Восточноалайскую эвгеосинклинальную зоны.

Обе складчатые области характеризуются на ранних стадиях герцинской складчатости движением покровных пластин навстречу друг другу: в Южно-Тянь-Шаньской области - к югу, в Зеравшано-Восточноалайской - к северу, т.е. с обеих сторон на Таримскую платформу или на расположенную на ее продолжении зону "бара". Надо, правда, оговориться, что последующие складчатые и разрывные нарушения местами существенно осложняют эту картину, с чем связаны в ряде случаев противоречивые мнения геологов о "движении масс".

В Ферганском хребте и Восточном Алае все перечисленные субширотные структуры вовлечены в сложные горизонтальные дислокации, резко сигмоидообразно изогнуты, развернуты и смещены по сдвигам с общим сильным смещением к северу всей диагональной (север-северо-восточной) зоны, расположенной между Восточным Алаем и Атойнакским хребтом. Форма этой нарушенной зоны в первом приближении напоминает треугольник с основанием в 150 км по линии Сары-Таш-Кызылой и высотой около 300 км - вершина приходится на Атойнакский хребет. Сложность структурного рисунка этой области усугубляется тем фактом, что изгибам и смещениям подверглась зона, проходящая у западного замыкания Таримского массива, где располагался, по-видимому, первично дугообразный периклинальный прогиб, давший начало структурам Яссинского полукуполо. Так что первичные изгибы простираций сочетаются здесь со сложными вторичными горизонтальными дислокациями. При этом в северо-восточном горном обрамлении Ферганской впадины господствуют пликативные изгибы простираций структур и фациальных зон, целиком компенсированные на северо-восточном склоне Ферганского хребта правым смещением по Таласо-Ферганскому сдвигу. В Восточном же Алае, напротив, пликативные дислокации восточной

дуги могут быть компенсированы в значительной части на ее западном ограничении левосторонним смещением по Шартскому сдвигу.

В общем тектонические структуры Ферганского хребта выглядят особенно сложно даже на фоне вообще сложных структур Южного Тянь-Шаня. Разобраться в них, нам кажется, можно, только расчленив структуры по возрасту, вернее, по этапам деформации, и прослеживая историю их формирования. На этом пути мы встречаем тоже немало трудностей, ибо структуры образуются, затем видоизменяются и усложняются, но, изучив их взаимные соотношения и соотношения с породами (особенно орогенического этапа), можно в первом приближении наметить следующие стадии их возникновения.

1. Заложение и развитие структур геосинклинального прогибания, связанных, вероятно, с процессами растяжения земной коры. Их реконструкция, естественно, может быть лишь очень приближенной и опираться прежде всего на формационный анализ геосинклинальных комплексов, что и побуждает нас изложение стратиграфии района вести на формационной основе. Данный этап занимает большой промежуток времени, начинаясь в силуре и заканчиваясь в среднем карбоне или даже перми.

2. Образование структур первых фаз герцинской складчатости, связанных с явлениями горизонтального сжатия геосинклинальной области, вероятно, наибольшего за всю ее историю. Главную роль играют на этой стадии процессы шарьирования с последующим формированием продольных складок. Одновременно закладываются и развиваются передовые флишевые и тыловые молассовые прогибы. Если рассматривать герцинскую геосинклиналь в целом, то первые деформации различных ее участков окажутся одновременными и будут продолжаться от среднего карбона до начала перми включительно. Но для каждой узкой зоны в пределах геосинклинали можно видеть такую последовательность событий:

- а) заложение и развитие флишевого (олистостромового) прогиба;
- б) перекрытие этого прогиба тектоническим покровом;
- в) образование продольных складок и иногда, параллельно, заложение и развитие раннего молассового прогиба.

Взаимное наложение этих этапов деформации и возрастное их скольжение определяются тем фактом, что свое начало первые фазы герцинской складчатости получают в конце раннего карбона в зоне соприкосновения срединного массива и эвгеосинклинали, а заканчиваются они лишь в ранней перми в обрамлении Таримской платформы или в зоне антиклинального "бара", разделяющего складчатые пояса, где встречаются волны сжатия, следующие в южном и северном направлениях.

3. Образование структур поздних фаз герцинской складчатости, нам представляется, начинается тогда, когда дальнейшая разрядка горизонтальных напряжений в геосинклинальных прогибах становится ввиду их закрытия невозможной, напряжения накапливаются и приводят к деформациям молассовидных комплексов тыловых прогибов, а затем и отдельных участков ранее сформированных структур. Область Ферганского хребта особенно богата событиями данной стадии, существенно перестроившими ранние структуры этого региона. Здесь можно наметить следующие этапы деформации:

- а) продольные складчатые деформации ранних моласс;
- б) формирование гигантской Восточно-Ферганской горизонтальной сипмоиды;
- в) наложение на складки а)-б) поперечных и диагональных (по отношению к геосинклинальной зональности) складок и гемискладок.

4. Образование структур завершающих (послекелематинских) фаз герцинской складчатости. Среди них удается выделить:

а) структуры наложенных и унаследованных впадин поздних моласс;

б) надвиговые, взбросовые и сдвиговые нарушения. В число последних входит и знаменитый Таласо-Ферганский разлом, движения по которому возобновлялись позднее неоднократно.

5. Мезозойские и кайнозойские деформации - довольно разнообразные, усложнившие, но в общем существенно не переработавшие герцинские сооружения.

Г л а в а II

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Палеозой Фергано-Атойнакской горной системы делится на два крупных структурных комплекса.

Нижний комплекс, в основном среднепалеозойский, носит все признаки геосинклинальных условий формирования. Он состоит из морских отложений, весьма разнообразных по составу и мощностям, образующих почти непрерывные разрезы. К нему примыкают также фрагменты допалеозойских (?) зеленосланцевых пород.

Накопление верхнего комплекса следует за первой фазой горизонтально-го сокращения коры, которое выразилось в развитии надвиговых чешуй и шарьяжей, а в рельефе области — появлением островных дуг. Верхний комплекс сформировался в тылу фронта надвигов. Он отделен, как правило, несогласием и состоит в основном из терригенных пород, все более грубообломочных вверх по разрезу.

Граница между двумя комплексами, собственно геосинклинальным и орогенным, в палеозойском разрезе является естественной границей первого порядка. Естественной, но не изохронной: при детальном рассмотрении она оказывается состоящей из ряда несогласных поверхностей, расположенных на разных уровнях. В горах Келематау между Нарыном и Майлису тыловая часть чешуйчато-покровной структуры нижнего комплекса перекрывается с пологим несогласием конгломератами низов московского яруса, выше которых есть другие поверхности несогласий, более резкие в краевых частях поздних прогибов и почти исчезающие в их осевых зонах. Двигаясь к югу и востоку в направлении видимого перемещения масс в шарьяжах, мы встречаем в автохтоне уже согласно залегающие толщи среднего-верхнего карбона и, наконец, раннепермский флиш на р. Ясы.

Заметим, что любя из неоднократно предлагавшихся схем тектонического или "структурно-фациального" районирования нашей области, как и многих ей подобных, неизбежно упрощают положение этой границы. Она разбивается на отдельные горизонтальные (изохронные) отрезки, которым отводится роль границ между структурными ярусами в различных зонах, а зоны, в свою очередь, приходится разграничивать вертикальными поверхностями. Такие искусственные поверхности имеются на всех схемах стратиграфической корреляции и являются, пожалуй, одним из источников широко распространенных представлений о межзональных "краевых разломах".

1. Геосинклинальный комплекс

Отложения, входящие в геосинклинальный (собственно геосинклинальный) комплекс Фергано-Атойнакской системы, образовались за время по крайней мере с раннего силура и до начала среднего карбона, а в юго-восточных районах Ферганского хребта - до позднего карбона - начала перми.

Формирование геосинклинального комплекса шло почти непрерывно в морских условиях, несогласия внутри него редки и локальны, а поэтому не могут быть универсальной основой для более дробного стратиграфического членения. Наиболее отчетливыми и естественными поверхностями раздела в этом случае оказываются формационные границы, которые отражают устойчивую смену условий осадконакопления. Изохронные в пределах небольших участков, эти границы при далеком прослеживании испытывают сильное смещение во времени. Такое смещение в принципе никем не оспаривается. Однако практические рекомендации по стратиграфическому расчленению оказываются разными, и к тому же сильно противоречивыми у авторов, стремящихся получить подразделения одновременно и естественные, и с изохронными границами.

Выделение формационных тел в качестве стратиграфических (литостратиграфических) единиц по нашему мнению для геосинклинальных комплексов наиболее разумно. Речь идет здесь о "конкретных формациях", как их назвал, в частности, Н.С.Шатский. По-видимому, такие тела будут ближе по смыслу к формациям американских стратиграфов, чем к местным подразделениям Стратиграфического кодекса СССР (1977), хотя в конкретном употреблении те и другие часто сближаются. Мы будем по возможности избегать термина "свита", когда речь пойдет о несомненных диахронных телах, тем более что применение его с географическим названием лишает нас возможности указать, о каких породах идет речь, а само слово "свита" практически нечего не дает читателю. Чаще мы будем пользоваться законным для подобных случаев термином "толща" или же свободным сочетанием географического и вещественного наименования типа "улюкурские сланцы", "тегерекские известняки" и др., что представляется наиболее удобным и информативным. Для более крупных по мощности или времени образования формационных единиц придется все же употреблять термин "серия". По своему существу, однако, они ближе к "магнациям" Кастера (Леонов, 1974, с.416-418). Принятая нами система местных (литостратиграфических) подразделений изображена в табл.2.

Пространственно разобщенные тела одного и того же формационного состава для большей конкретности могут выделяться как отдельные серии: на этот счет вряд ли нужны жесткие правила. В случаях латерального сцепления разных формаций (серий) отдельные относительно обособленные их части мы выделяли иногда в самостоятельные толщи (свиты), а более мелкие описывали как линзы или клинья.

На прилагаемой формационно-геологической карте (рис.1) ввиду ее мелкого масштаба показаны лишь наиболее крупные из выделенных литостратиграфических подразделений. Авторы полагают, что на детальных геологических картах тем более следовало бы изображать подобные подразделения, отдавая им цветовую систему условных обозначений и обозначая их фактический возраст индексами, но не пытаясь, как это нередко делается, подменять условной возрастной индексацией реальное вещественное содержание этих единиц.

Итак, наш подход к расчленению разреза является литостратиграфическим. Это не означает какого-либо пренебрежения к палеонтологическим данным, на-

оборот, только тщательный сбор и использование этих данных позволяют составить достоверные стратиграфические схемы в сложных покровно-складчатых структурах Южного Тянь-Шаня и подобных ему регионов. При этом отнюдь не снимается и задача построения геологических карт - обычно мелкомасштабных - в изохронных поверхностях региональной или международной хроностратиграфической шкалы. Следует, однако, ясно отдавать себе отчет в том, что такой подход не может лечь в основу детального геологического картирования.

Последовательность формаций, отраженная в расчленении геосинклинального комплекса на серии, довольно обычна (рис. 2-4). В силурийском периоде и до середины девона наблюдается усиление эффузивной деятельности, вследствие чего аспидные граптолитовые сланцы местами перекрываются андезитобазальтовыми лавами. Одновременно или несколько позже на поднятиях океанического дна образуются известняки, в прогибах - маломощные кремнистые толщи. В конце девона и начале карбона вулканизм почти прекращается, и образование известняков и силицитов идет на фоне общего медленного прогибания. С конца раннего карбона и до начала перми самые разные отложения перекрываются флишевой формацией, которая образуется перед фронтом островной дуги. Его перемещение к югу или юго-востоку в это время является и фактическим горизонтальным перемещением шарьированных масс.

В первой главе намечены основные тектонические единицы Южно-Тянь-Шаньской складчатой области. Внутри них мы имеем возможность выделить зоны с различным набором формаций, т.е. с разными типами разрезов геосинклинального комплекса, разным их возрастным объемом и мощностями. Следует помнить при этом, что доступны изучению лишь фрагменты этих зон в средних частях покровов или отдельных чешуях и что первоначальные границы между разнотипными разрезами были, вероятно, менее резкими, чем ныне наблюдаемые. Такой вывод хорошо увязывается как с полевыми наблюдениями, так и с принципом актуализма.

Формационные типы разрезов охарактеризованы ниже в общей последовательности с северо-запада на юго-восток, от Срединного Тянь-Шаня к западной периклинали Таримского массива.

Разрез чехла Срединно-Тянь-Шаньского массива

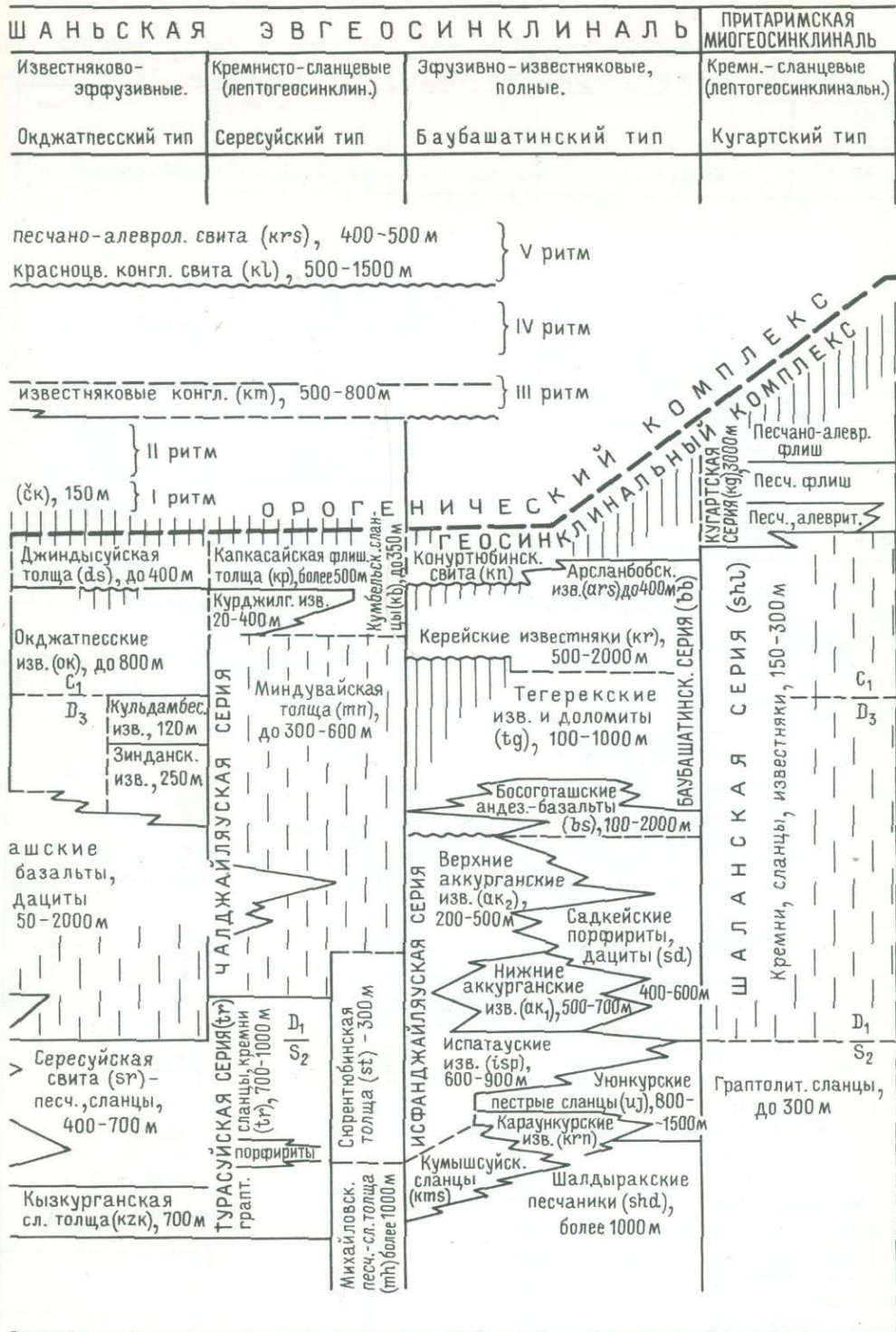
Главные отличия разрезов среднего палеозоя Срединного Тянь-Шаня от южно-тянь-шаньских охарактеризованы выше. Терригенные и карбонатные отложения большой мощности, возрастом от середины девона до раннего карбона, залегающие на метаморфизованном основании, определяют характеристику Срединного Тянь-Шаня как северного окраинного миегеосинклинального прогиба в герцинской геосинклинали. В настоящее время эта зона состоит из двух частей, смещенных по Таласо-Ферганскому сдвигу. Западная часть включает массив Бозбутау и север Атойнакского хребта; восточная - хребты Кокийрим, Чарташ-Акшиярк и Джаман-Даван, отходящие к востоку от Ферганского хребта.

Каледонская красноватая моласса представлена тьюкубашской свитой (D_{2-3}); ее несогласные контакты с подстилающими смятыми и метаморфическими породами докембрия - нижнего па-

Корреляционная схема палеозойских отложений Фергано-Атойнакской горной области

Хроностратиграфические единицы				СРЕДИННО-ТЯНЬ-ШАНЬСКИЙ МАССИВ	ЮЖНО-ТЯНЬ-		
Общей шкалы		Местные	Индекс		Сокращенные вулканогенно-осадочные.	Эффузивные.	
Сист.	Отд.	Ярус			Горизонт	Майлисуйский тип	Каракорумский тип
ПЕРМСКАЯ	Сист. ПЕРМ.	Верхн.		P ₂	Карасуйская Келематинская		
	нижн.	Сакмарск.	Улукский	P ₁ ul	Известняки и флиш с Schwagerina		
КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	Верхн.	Гжельский	Дастарск.	C ₃ ds	Устасайская флиш. толща (us), 1600 м		
		Касимов.	Джилгинск.	C ₃ йб	Туршуйск. конгл. (ts)		
	Средн.	Московск.	Шункмазар.	Актарекск.	C ₂ m ₂ sh	Турдукская (td) флиш. толща	
			Кельвасайд.	Кокчинский	C ₂ m ₁ kl	Конгл. 1700 м Ойалминские (oj) флиш. толща	
			Башкирск.		C ₂ b	Чонташские, акзовские конгл. (акз), 700-800 м	
	Нижн.	Намюрский (намюр А-В)			C ₁ n	Ятойнакская песч.-сланц.-изв. толща (at), до 300 м	
			Визейский		C ₁ v	Шингские изв.-ки (shg), 100-150 м	
		Турнейский			C ₁ t	Киркичинский флиш с крем., 1000-2000 м	
						C ₁ с	Курджилгинск. изв. (krd), 100 м
	ДЕВОНСКАЯ	Верхн.	Фаменский		D ₃ fm	Слоистые изв. и доломиты	
Франский			Анхорский	D ₃ fr	Тюлькубашская свита (tl) красноцв. песчаников, 1500-2000 м		
Средн.		Живетский	Анаварск.	D ₂ gv	Кезартские изв. (kz), 100 м		
		Эйфельск.	Аккапчиг.	D ₂ ак	Намаздыкская толща (nm) - граувакки, изв., конгл., порфириды, до 200-300 м		
Нижн.		Эмс	Злихов	Ляглянск.	D ₂ lg(s.l)	Айрыт спилиты, андезиты, (ajr)	
			Праг.	Манакский	D ₁ sn	Мануалдинская толща (mb) - сланцы, кремни, порфириды, изв., 1000-1300 м	
		Жедин	Лохюв	Кунжажакский	D ₁ kn	Майлисуйская серия (m) - эпидот-актинолит. и др. зеленые сланцы; Тогузбулакские (tgs) сланцы, до 1800 м	
			Иржи-долий	Исфаринский	S ₂ py	Каркору́мская серия (kr) - сланцы, кремни, порфириды, изв., 400-800 м	
Силурийская		Верхн.	Лудловск.	Дальянск.	S ₂ ld	Арпатынские порфириды, дациты (arp), 300-400 м	
		Нижн.	Венлокский	Меришкор.	S ₁ w	Толщи каледонского основания	
	Лландовери			S ₁ ln			
Нижний палеозой				PZ ₁			
Верхний протерозой				PR ₃			

леозоя вскрываются редко. Разрез состоит из сложного переслаивания пачек кварцевых и кварц-полевошпатовых красновато-коричневых или розовых песчаников, алевролитов. В северо-западной части Атойнакского хребта он содержит также пачки слоистых доломитов и известняков, содержащих иногда франскую и фаменскую морскую фауну, а в основании - доломитовые брекчии.



В хр. Чаарташ карбонатные породы отсутствуют, зато часты прослои гравели-тов и конгломератов. Это указывает, вероятно, на сравнительно большую близость второго района к размывавшимся каледонским поднятиям. Мощность свиты до 2000 м в Атойнакском хребте и не менее 1500 м в Чаарташе. В Бозбу-тау она отсутствует.

песчаников и сланцев (Чаарташ), либо темными доломитами и доломитистыми известняками. Остальная часть разреза относится к нижнему карбону и имеет более чистый известняковый состав, причем к верху возрастает роль оолитовых и органогенных известняков. Доломито-известняковая серия Срединного Тянь-Шаня отличается от своих аналогов в Южном Тянь-Шане большой, хотя и не постоянной, мощностью турнейской части - свыше 1000 м в Чаарташ-Акшийряке, появлением кремневых прослоев и линз уже в известняках среднего турне и более ранним завершением своего образования. Общая ее мощность в полных разрезах местами превышает 2000 м.

В Атойнакском хребте имеются разрезы, которые можно относить к южной краевой части Срединного Тянь-Шаня. Мощность карбонатной формации в истоках Западной Карасу превышает 1300 м, южнее, в гряде Акбельских известняков, она около 700 м, хотя разрез может быть неполным. Акбельские известняки отличаются также появлением кремней только в визейском ярусе среди темных тонкослоистых известняков. Крайний южный выход среднего палеозоя с подобным разрезом имеется в долине р. Ярыкташ, где на красные песчаники тьюлкубашского типа мощностью до 100 м налегают темные доломиты и известняки со спириферидами и микроводорослями *Umbella* sp., скорее всего, фамена - турне (рис. 5). Эта пачка также сокращенной (около 100 м) мощности наращивается сверху темными слоистыми, иногда окремненными известняками, которые здесь включают многочисленные прослои известняковых гравелитов и конгломератов и по обильным остаткам фораминифер должны относиться главным образом к верхнему визе. Их мощность около 800 м.

Предскадчатую терригенную формацию в Атойнакском хребте представляет атойнакская толща песчаников, гравелитов, сланцев, плитчатых известняков и конгломератов. Эти отложения, ранее считавшиеся нижепермскими, в верховьях рек Бурду и Минтеке содержат непереотложенную микрофауну намюра (?)^{*} и башкирского яруса, включая *Pseudostaffella* sp., *Donetzella* sp. и др. Мощность достигает 300 м, подошва выглядит согласной. Аналогичная толща перекрывает известняковую серию Срединного Тянь-Шаня в низовьях Карасу-западной, однако возраст ее не документирован.

Разрезы Южно-Тянь-Шаньской эвгеосинклинали

При некоторой неопределенности терминов "эвгеосинклиналь" и "миогео-синклиналь" их употребление все же позволяет различать в Южном Тянь-Шане две группы разрезов, из которых одна содержит мощные толщи основных вулканитов, а другая характеризуется осадочным составом. Несмотря на сокращение седиментационного пространства в конце палеозоя, благодаря общему сжатию и тектоническим покровам, относительное расположение эв- и миогео-синклинальных разрезов в рассматриваемой части складчатой области мы принимаем как близкое к первоначальному. Эвгеосинклиналь располагается на

* Здесь и далее имеется в виду намюр А и В, т.е. отложения, которые в настоящее время в СССР включаются в серпуховский и низы башкирского яруса.



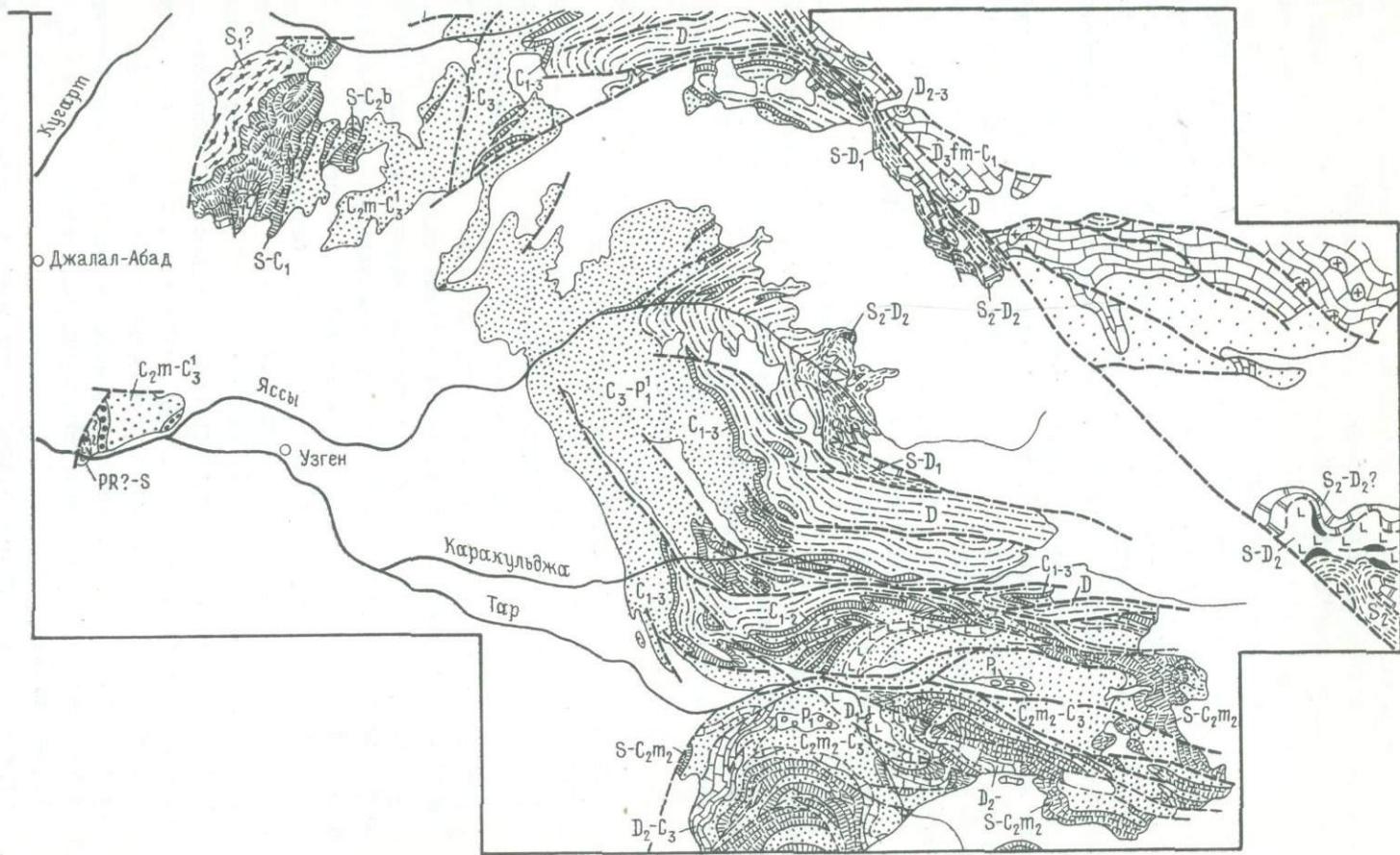


Рис. 1. Формационно-геологическая карта Фергано-Атойнакской горной области. Индексы показывают возраст формаций в конкретных местонахождениях.

1 - нерасчлененные формации эпигерцинского чехла (MZ-KZ).

О р о г е н и ч е с к и е ф о р м а ц и и г е р ц и н и д. 2-6 - формации тыловых прогибов, в том числе 2, 3 - молассовая: 2 - верхняя моласса (келематинская, карасуйская, токташская свиты - P, P₁, P₁₋₂), 3 - нижняя моласса (чонташская, ой-алминская, корумтокайская, акзовская и другие конгломератовые толщи - C_{2m}); 4 - гранитоидная, в основном порфиroidные гранитоиды малых интрузий (C₃), в Срединном Тянь-Шане - нерасчлененные разновозрастные гранитоиды; 5 - флишоидная, послепокровная (в тыловых прогибах), местами включая грубообломочные фации (турдукская, бекечалская, акташская, сарыташская толщи; турашуйские, куламинские конгломераты - C_{2m}-C₃, C_{2m2}-C₃¹, C_{2m2}-C₃², C₃¹⁻², C₃), в Срединном Тянь-Шане нерасчлененные терригенные толщи верхнего палеозоя; 6 - известково-сланцевые и известково-песчаные фации молассы и флиша (чаакские, суоктюбинские известняки - C_{2m}). 7, 8 - формации фронтальных (передовых) прогибов: 7 - флишоидная предпокровная (киркичинская, капкасайская, атойнакская толщи, кумбельские сланцы - C₁, C₁₋₂; кугартская серия - C_{2m}-C₃¹; улугчатская серия - C₃-P₁¹; флишоидные свиты Восточного Алая - C_{2m2}-C₃); 8 - грубообломочные и олистостромовые фации предпокровного флиша (конуртубинская свита, джидысуйская толща - C_{2b}).

Г е о с и н к л и н а л ь н ы е ф о р м а ц и и. 9, 10 - карбонатная формация, в том числе 9a - верхняя часть (баубашатинская серия и ее аналоги - D_{2gv}-C_{2b}; известняковые серии кульгеджилинских разрезов Восточного Алая - D₂-C₃ и Срединного Тянь-Шаня - D_{3fm}-C₁, D_{2gv}-C₁, C₁); 9b - нижняя часть (караункурские известняки, исфанджайлюская серия и ее аналоги - S₂-D₂, D₁, D₁₋₂); 10 - андезитово-базальтовая (босоготашские эффузивы - D_{2gv}); 11 - спилито-диабазовая, щелочно-базальтовая, кератофировая, включая местами силициты (каракорумская серия и ее аналоги - S-D₂, куюксуйские эффузивы - D₁₋₂); 12 - отдаленная кремнистая, включая известковистые и порфирит-туфовые фации (миндувайские кремни и курджилгинские известняки - D-C₁, шаланская серия - D-C_{2b}, джуректашская свита - C₁-C₃¹; в кугартских и восточно-алайских разрезах объединена с кремнисто-сланцевыми и местами известняковыми фациями силура - S-C₁, S-C_{2b}, S-C_{2m2}); 13 - известняково-граувакковая, включая местами туфо-кремнистые фации (манубалдинская толща - S-D₁; намаздыкская, карашакская, шингская толщи, D-C_{2b}); 14 - терригенная морская, перикратонная, включая красноцветные фации (узгенская серия - D, тьякубашская свита и ее аналоги - D₂₋₃); 15 - аспидно-сланцевая, известково-сланцевая, кремнисто-сланцевая (турасуйская серия и ее аналоги, S-D₁¹; уюнкурская толща - S₂); 16 - кварц-граувакковая (лититовая) (шалдыракские, михайловские песчаники, сурентубинская толща - S₁?, S-D₁, возможно присутствие досилурийских отложений); 17 - зеленосланцевая метаморфическая формация, в составе толейтовых базальтов, кремнисто-глинистых и частично песчаных осадочных фаций (майлисуйская серия, тогузбулакская толща - PR?-S₁); 18 - габбро-гипербазитовая (PZ₁₋₂).

Ф о р м а ц и и д о т ь л ь к у б а ш с к о г о о с н о в а н и я в С р е д и н н о м и С е в е р н о м Тянь-Шане: 19 - липарит-дацитовая (D₁₋₂? PR?); 20 - нерасчлененные в разной степени метаморфизованные формации PR-0; 21 - геологические границы: а - стратиграфические, б - разрывные.

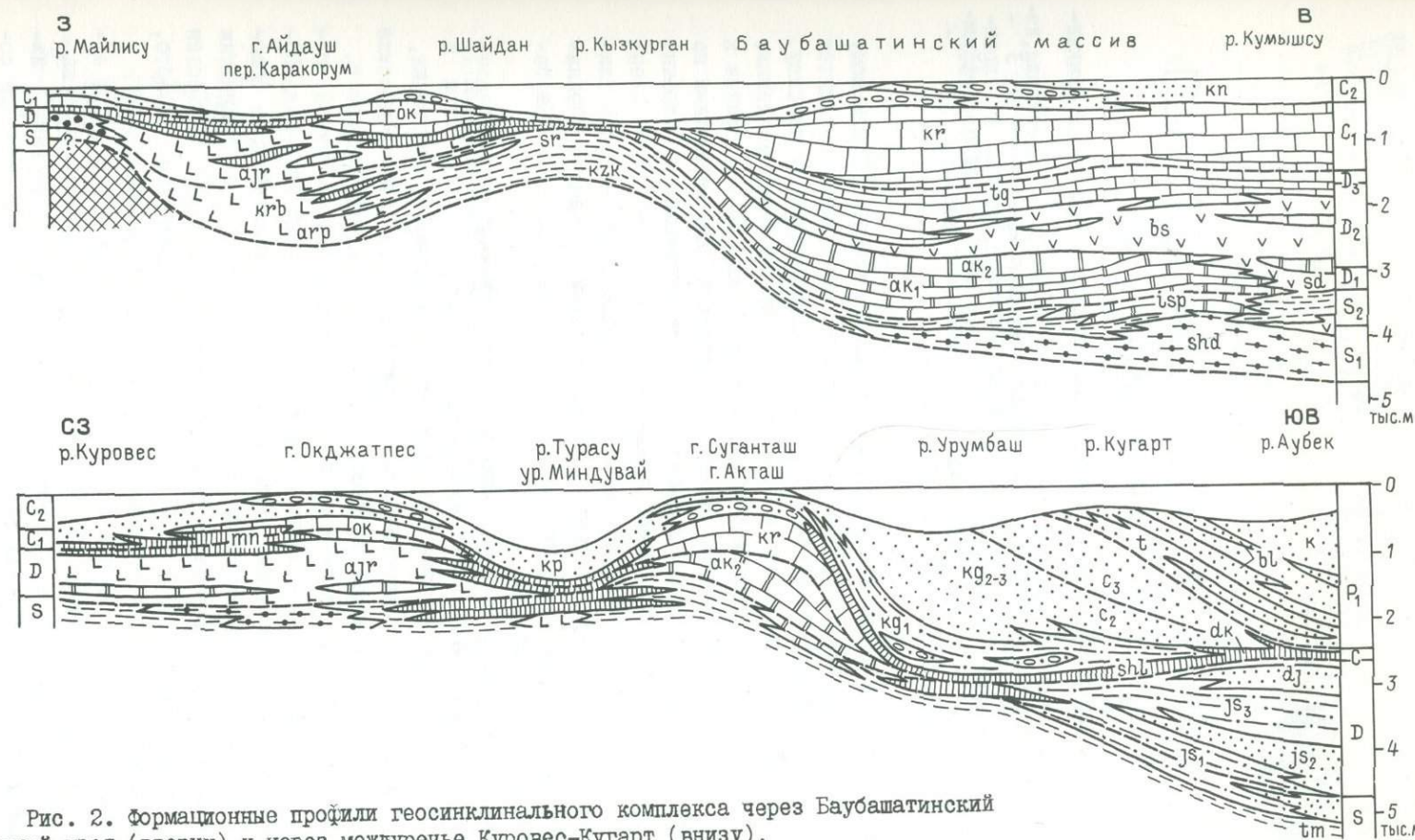


Рис. 2. Формационные профили геосинклинального комплекса через Баубашатинский горный узел (вверху) и через междуречье Куровес-Кугарт (внизу).

Условные обозначения те же, что на формационно-геологической карте-схеме (см.рис.1); дополнительно в флиш-шпидных сериях выделены песчаниковые фаши. Буквенные обозначения некоторых литостратиграфических единиц расшифрованы в корреляционной табл.2. Пунктиром проведены изохроны, соответствующие границам систем и некоторых отделов. На профилях показаны не полностью компенсированные прогибы; позднее они были загружены тектоническими покровами. Вертикальный масштаб сильно увеличен.

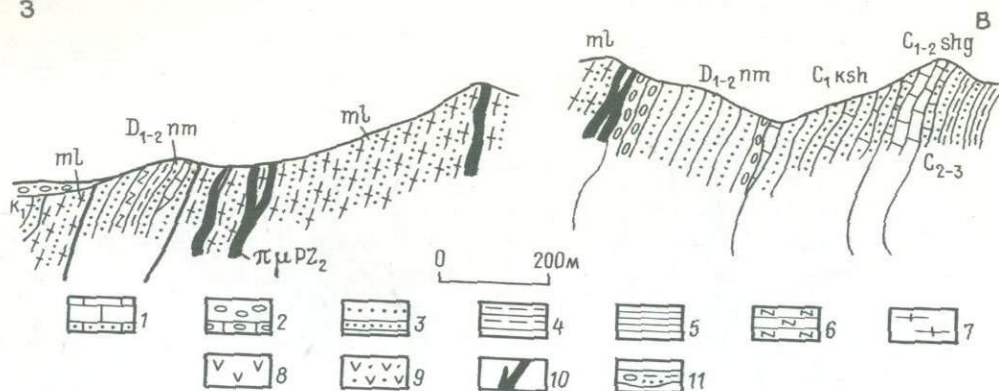


Рис. 3. Разрез через западное (опрокинутое) крыло Сугандинской синклинали.

Условные обозначения к разрезам и рисункам: 1 - известняки, известнякостые песчаники; 2 - конгломераты, известняковые конгломераты; 3 - песчаники; 4 - алевролиты; 5 - глинистые и алевролитовые сланцы; 6 - кремнистые сланцы; 7 - метаморфизованные сланцы; 8 - основные и средние эффузивы; 9 - их туфы; 10 - габбро и гипербазиты, включая серпентиниты; 11 - четвертичные галечники, щебнистые суглинки и пр.

севере или северо-западе и своей внутренней частью примыкает к Срединному Тянь-Шаню по Южно-Ферганскому глубинному шву. Миогеосинклиналь находится южнее (юго-восточнее) и причленяется к Таримскому платформенному массиву.

Среднепалеозойские, а возможно и более древние толщи эвгеосинклинали частично имеют глубоководное происхождение, и местами их разрез близок к океаническому типу. Миогеосинклиналь заполнена осадками, напоминающими по составу и мощности толщи современных пассивных континентальных окраин. Промежуточное в пространстве положение занимают пелагические "лептогеосинклинали" разрез с сокращенными мощностями среднего палеозоя, а также расположенные среди них вулканогенно-осадочные толщи Баубашаты. Принятое здесь положение границы эв- и миогеосинклинали южнее разрезов Баубашатинского типа является условным.

Внутренняя часть эвгеосинклинали. Майлисуйский вулканогенно-осадочный тип разреза. Область выходов зеленосланцевых метаморфических толщ в Атойнакском хребте и на левобережье Нарына имеет S-образные очертания, ограничивая с юга и востока Срединно-Тянь-Шаньский массив. Метаморфические породы перекрываются здесь фациально пестрым разрезом среднего палеозоя, который содержит уже морские отложения, в частности известняки нижней половины девона, и должен по этому признаку включаться в Южный Тянь-Шань. Подобный тип разреза, ранее описанный нами под названием майлисуйского (Бискэ, Поршняков, 1974), установлен также на небольших участках в поднятии Суганде и предполагается на левобережье р. Караункюр. Он широко известен также в Южной Фергане (Поршняков, 1973 и др.) и в Джангджирском хребте, повсеместно располагаясь вблизи северной границы Южного Тянь-Шаня.

Метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи в Северо-Восточной Фергане описывались под названием майлисуйской серии (Бискэ, Поршняков, 1974), в Южной Фергане известны как канские или джильбарские зеленые сланцы, а в хр. Нуратау им соответствует иттунысайская (маджерумская) свита. Вскрытая мощность майли-

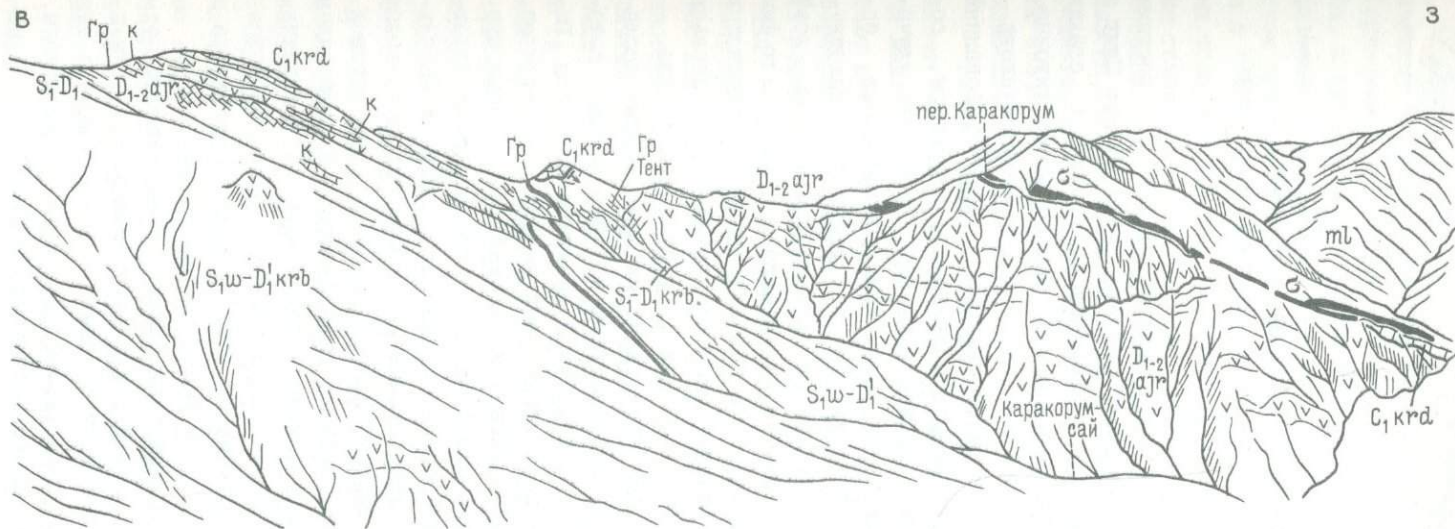


Рис. 4. Надвиг майлисуйского покрова на эффузивные толщи (каракорумский тип разреза) у перевала Каракорум.

Эффузивный средний палеозой вздвоен дополнительным надвигом (слева). Здесь и далее обозначение находок ископаемых: К - кораллы, Gr - граптолиты, Тент - тентакулиты.

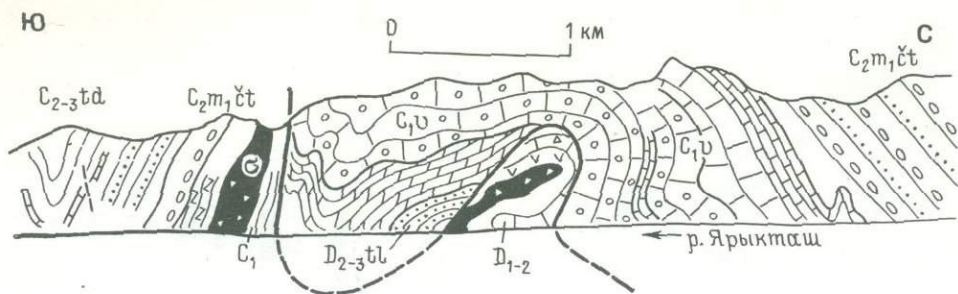


Рис. 5. Схематизированный разрез вдоль долины р. Ярыкташ. Видна дислоцированная поверхность надвига срединно-тянь-шаньских толщ на Южный Тянь-Шань.

суйской серии и ее аналогов в Ферганском хребте достигает 1000, местами 1700 м; последняя цифра получена для типичного разреза серии по саю Шингу в междуречье Нарына и Майлису. В составе серии преобладают породы в стадии зеленосланцевого метаморфизма – главным образом это эпидот-актинолитовые, эпидот-хлоритовые, кварц-актинолит-хлоритовые, кварц-хлорит-гидромусковитовые, хлорит-кремнистые сланцы, которые имеют целиком новообразованный минеральный состав и гранобластовые (гранолепидобластовые) структуры, сопровождаются сегрегационными прослоями и будинами кварца. Во многих случаях отмечались значительные по мощности пачки зеленокаменноизмененных основных эффузивов с реликтами порфировой структуры; эти пачки чаще находятся в верхней части разреза, однако расчленить серию однообразно по всей площади развития не удастся. Кварциты заметно представлены в разрезе по Шингу и особенно в массиве Суганде. Иной разрез с преобладанием слюдястых сланцев и с прослоями мраморизованных известняков установлен в верховьях р. Куровес; эти отложения описываются отдельно как тогузбудакская толща.

Майлисуйская серия в последнее время привлекает интерес многих исследователей благодаря своей ассоциации с гипербазитами и габброидами, которые рассматриваются в качестве фрагментов первичной океанической коры Южного Тянь-Шаня, превращенных обычно в серпентинитовый меланж (Макарычев, 1978). Данные о химическом составе майлисуйских metabазальтов, которые привел В.Н. Шванов (1979), говорят в пользу сходства их с океаническими толеитами. Возможно, что их удастся скоррелировать с нижнепалеозойскими базальтами урочища Сартале в Южной Фергане, залегающими на габбро-гипербазитовом основании. Однако в северо-восточной Фергане полные разрезы офиолитовой формации отсутствуют. Тела серпентинизированных гипербазитов и габброидов здесь представлены широко (см. рис. 1) и в основном приурочены к тектонической подошве майлисуйской серии, но контакты их с зелеными сланцами повсеместно тектонические. Более подробные данные об этих породах содержатся в работах Т.А. Додоновой, Е.Н. Горещкой (1972) и Ю.Л. Семенова (1978).

Более высокие слои разреза – манубалдинская толща – представлены относительно слабо измененными зелеными, серыми, красными сланцами, глинистыми и кремнистыми, с частыми прослоями мраморизованных известняков, а также зеленокаменноизмененными базальтами и их туфами. По рекам Манубалды, Акджол и по Майлису у г. Бешбаджа мощность их достигает 1000–1300 м. В известняках встречаются кораллы верхнего силура, кораллы и тентакулиты ниж-

него девона. Граница манубалдинской толщи с майлисуйскими сланцами нечетка и при геологическом картировании вызывала разногласия. В.Н.Шванов (1979) включает эти отложения также в майлисуйскую серию. Как мы видим, возраст майлисуйской серии в узком объеме оказывается доверхнесилурийским, возможно раннепалеозойским.

Существует представление и о более древнем, протерозойском возрасте зеленых сланцев Восточной и Южной Ферганы, подробно аргументированное В.Б. Горяновым с соавторами (1973). Оно основано на изучении разрезов иного типа, в которых майлисуйская (канская) серия отделена размывом от неметаморфизованных отложений среднего палеозоя. Такие разрезы имеются и в Ферганском хребте. На майлисуйские сланцы здесь налагает известняково-граувакковая формація, представленная маломощными толщами сланцев, песчаников, конгломератов с прерывистыми известняковыми телами, которые нередко включают коралловые биогермы или же имеют грубообломочную структуру. Возраст формации охватывает интервал от раннего девона до визе-намюра, хотя вероятны длительные перерывы в отложении и размывы, иногда приводящие к переотложению органических остатков в гальках. На значительной площади эти породы удалены преднамюрским (?) или предраннемосковским размывом.

Нижняя часть формации описана нами как намаздыкская толща (D_{1-2}) и имеет типичные разрезы в верховьях р.Намаздык (Мечеть-сай), правого притока Майлису. Здесь на майлисуйские метаморфические сланцы параллельно налегают песчаники и конглобрекчии, местами с прослоями вулканогенных пород — порфиритов, вариолитов и их туфов. Песчаники имеют граувакковый состав, в их обломочной части много сланцев и алевролитов, в том числе эпидот-хлоритовых сланцев, а также кремней, спилитов и базальтов, обломков полевых шпатов; цвет пород меняется от красноватого и зеленого до почти черного. Известняки залегают в виде различных по размеру линз в разных частях разреза, иногда непосредственно в подошве толщи. Они представлены как светлыми массивными разностями, переходящими в известняковые конгломераты, так и темными, песчанистыми и глинистыми с более слоистой или комковатой текстурой; и те и другие могут чередоваться в разрезе между собой и с песчано-сланцевыми породами. Ископаемая фауна в известняках, песчаниках и в гальке конгломератовых прослоев представлена почти одним и тем же комплексом, в основном коралловым, состав которого позволяет датировать отложения концом раннего — началом среднего девона. Более молодые слои разреза содержат остатки хететид, амфипор и редко тентакулитов, по которым могут быть отнесены к эйфельскому и живетскому ярусам. Местами (истоки Майлису, сай Джамансарт) разрез начинается непосредственно с известняков эйфеля, содержащих кораллы *Tabulophyllum rotundum* Spassky, *Bethaniphyllum soeticum* (Schlüter), *Minussiella beliakovi* Bulvanker и брахиоподы *Cymostrophia nobilis* (M'Coу), *Desquamatia* sp. Мощность намаздыкской толщи колеблется от нескольких десятков до 200–300 м. Сходные разрезы имеются и в Атойнакском хребте по левобережью р.Западная Карасу. К сожалению, прямое соотношение между манубалдинскими сланцами и маломощной намаздыкской толщей остается неясным.

В далеко отстоящем от описанных выходов массиве Суганде майлисуйская серия также перекрывается с размывом граувакковой толщей мощностью в 200–250 м, которая содержит в основании конгломераты, а выше по разрезу извест-

няковые линзы с кораллово-строматопоровой фауной верхней части нижнего девона (см.рис.3). В гальках здесь можно найти также кораллы верхнего силура и основания девона.

Таким образом, мы, несомненно, устанавливаем в разрезах майлисуйского типа додевонский (доверхнесилурийский?) этап зеленосланцевого метаморфизма. Более молодой метаморфизм, наложенный как на майлисуйские сланцы, так и на породы среднего палеозоя, носит неравномерный, высокоградиентный

характер и по происхождению может быть в значительной мере стрессовым (Цветков, 1972, 1976; Шванов и др., 1973).

Верхний девон в разрезах майлисуйского типа обычно отсутствует, что можно связать с внутривулканическим перерывом и размывом. До сих пор лишь на правом водоразделе Кезарта и в приустьевой части долины Турдука (рис.6) обнаружены массивные светлые, часто конгломератовидные известняки,

Рис.6. Кезартские известняки на правом водоразделе р.Кезарт.

из которых В.П.Скворцов определил комплекс фораминифер франского возраста: *Scribrosphaeroides minimus* Pojark., *Cr. simplex* (Reitl.), *Parathurammina spinosa* Lip., *Eotuberitina reitlingerae* M.-M., *Nodosaria evlanensis* (Lip.) и др. Эти известняки, которые мы будем называть кезартскими, не имеют нормальной подошвы и могут перекрываться по надвигам более древними толщами, что делает их положение в разрезе неясным. Фаменские фораминиферы встречаются в более высоких слоях разреза - карашакской толще, но лишь в гальках известняков и в виде обломков в песчаниках, где вместе с ними можно найти микрофауну визе. Нижнекаменноугольные отложения, таким образом, отделяются в подошве перерывом, хотя по своему составу они близки к девонским. Типичный разрез карашакской толщи находится на правом берегу Майлису между ручьями Чаак и Карашак (рис.7). Здесь намаздыкские пес-

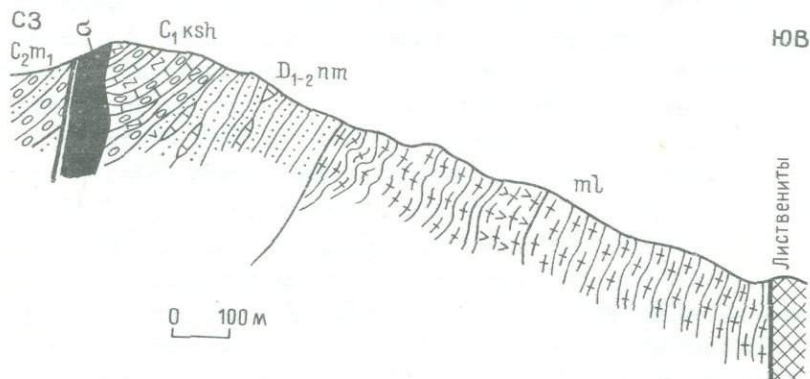


Рис.7. Разрез майлисуйского типа в верховьях р.Майлису ниже сая Карашак.

чаники параллельно перекрываются толщей известковистых песчаников, гравелитов, кремнистых сланцев, песчанистых известняков и конгломератов с галькой тех же пород, причем уже в основании известняки содержат *Estafella schamordini* Raus. и другие фораминиферы верхов нижнего карбона. Мощность толщи на правом берегу Майлису изменяется в пределах 100–150 м. Свообразным ее раздувом является, вероятно, массив известняковых конглобрекчий, образующий ущелье Чаака.

Подобные же породы достигают мощности 200–300 м против устья р. Турдук, на правом борту долины Западной Карасу; они представлены в нижней части больше сланцами и конгломератами, а в верхней преобладают плитчатые известняки с обильным комплексом фораминифер верхнего визе (В.П. Скворцов, В.И. Долматов). В междуречье Западной Карасу с Кезартом эта толща налегает на ниже-среднедевонские отложения, а возможно и на кезартские известняки. К числу аналогов карашакской толщи в Атойнакском хребте можно отнести также темные кремнистые сланцы и алевролитопесчаники с гониатитами визейского возраста — *Fronorites* sp., *Goniatites* sp., которые в низовьях Ярыкташа прорваны серпентинитами и перекрыты московскими конгломератами (см. рис. 5, слева), небольшие выходы сходных пород, перекрывающих девонскую пеструю толщу и содержащих раковины *Endothyrida* в верховьях р. Мин-Бугу, и др.

Аналогом карашакской толщи в Суганде являются граувакковые песчаники с редкими раковинами визейских фораминифер, которые содержат отдельные прослои конгломератов и глыбы известняков и почти согласно залегают на сходных по составу девонских (намаздыкских) песчаниках.

Верхним элементом геосинклинального комплекса в майлисуйских разрезах можно считать толщу шингских известняков. По саю Шинг, восточнее гор Таш-Кумыр, Л.В. Кушнар в 1968 г. описала налегание на майлисуйские сланцы с песчаниками и конгломератами в основании темных плитчатых известняков, в которых В.И. Волгин определил намур-башкирский (газский) комплекс брахиопод — *Productus concinnus* Sow., *P. productus* Mart., *Linoproductus gansensis* Volgin, *Spirifer* ex gr. *bisulcatus* Sow., *Choristites* ex gr. *bisulcatiformis* Semich. и др. Мощность толщи 40–50 м. В массиве Суганде слоистые известняки мощностью около 50 м охарактеризованы остатками микрофауны и брахиопод позднего визе-намюра и согласно перекрывают карашакские песчаники. В самой кровле этой пачки имеются плитчатые глинистые известняки с многочисленными гониатитами *Branneroceras* (*Marianoceras*) sp., *Prochumardites* aff. *karpinskii* Raus., *Homoceratoides* sp. — по мнению А.В. Яговкина, скорее поздненамюрскими, чем башкирскими.

Этот маломощный, не более 10 м, горизонт составляет здесь постепенный переход от известняков к верхнепалеозойской флишевой толще. В большинстве случаев, однако, верхний палеозой в разрезах майлисуйского типа залегают с несогласием, что и позволяет его целиком включить в орогенический комплекс.

Эффузивные разрезы. Каракорумский и окджатпесский типы. Мощные толщи эффузивов среднего палеозоя в Восточной Фергане обычно обнажаются из-под надвинутых на них зеленосланцевых толщ (см. рис. 4, 6, 7) и в настоящее время наблюдаются к востоку от майлисуйских сланцев — по южному склону Атойнакского хребта, в верховьях бассейна Майлису и в хр. Алаштау, в бассейне Куровеса, а также на южном склоне Сюрен-Тюбе.

Стратиграфический разрез эвгеосинклинальных отложений не везде одинаков. Его основу составляет эффузивная формація, которой соответствует каракорумская серия ($S_1 - C_1$). На разных стратиграфических уровнях серия включает прослой, линзы, клинья осадочных пород - аспидных граптолитовых сланцев, кремнистых сланцев, известняков, которые в местах наибольшего развития заслуживают выделения под собственными наименованиями. Во внутренней части эвгеосинклинали эффузивная серия имеет более полный разрез (каракорумский тип); восточнее в более внешней зоне на верхнюю половину девона и нижний карбон приходится относительно маломощные известняки (окджатпесский тип разреза). Кровлю везде составляют терригенные породы, которые в каракорумском типе имеют большую мощность и более тонкий состав по сравнению с окджатпесским.

Разрез каракорумского типа изучен в верховьях Майлису и Сересу. Его нижние члены представляют собой довольно сложное сцепление аспидных и кремнистых, флишидно-граувакковых и эффузивных фаций. Самые древние слои обнажаются в истоках р. Майлису и выделены нами (Бискэ, Поршняков, 1974; Бискэ, Цветков, 1975) в арпатинскую толщу дацитовых альбитофиров, туфов и туфобрекчий с прослоями кремней, битуминозных сланцев и с линзочками известняков. В сланцах найдены граптолиты среднего лландовери - *Diplograptus* sp. indet., *Camptograptus* aff. *communis* (Lapw.), *Demirastrites*? sp. indet., позднего лландовери - *Monograptus marri* Perner и др., а в известняках силурийские кораллы *Halysites* sp. Мощность толщи не превышает 300-400 м. Венлокские отложения, скорее всего, составляют непрерывные разрезы с лландовери, но здесь они фаунистически не подтверждены. Зато верхнесилурийская часть разреза вместе с аналогами кунжакского горизонта D_1 характеризуется значительным содержанием и нередко преобладанием эффузивных пород; она получила название карбытауской толщи (Бискэ, Риненберг, 1973). Толща содержит в своем составе базальтовые порфириты, спилиты, много реже андезитовые порфириты и андезит-дацитовые порфиры, туфы и туфобрекчий. С ними переслаиваются кремни, граувакковые песчаники и особенно часто битуминозные сланцы с граптолитами лудлова - от зоны *Neodiversograptus nilssoni* до зоны *Monograptus formosus* - и выше придолия, с *Pristiograptus* cf. *transgrediens* (Perner) и др. Встречаются линзы массивных известняков с *Conchidium knighti* Sow. и кораллы. В верхней части разреза близ перевала Каракорум (см. рис. 4) найдены также линзочки тентакулитовых известняков нижнего девона с *Turkestanella* ex gr. *acuaria* (Richt.), *Alaina* sp., а в долине р. Кугай в бассейне Майлису - раннедевонские граптолиты *Monograptus herscynicus* Perner. Мощность толщи составляет 400-800 м.

Айрыташская эффузивная толща (свита) D_{1-2} , в отличие от подстилающих отложений, уже не содержит битуминозных граптолитовых сланцев. Она состоит из базальтовых и андезитовых порфиритов, туфобрекчий и туфов, лишь в нижней части изредка встречаются эффузивы дацитового состава. Отдельные горизонты и линзы известняков, охарактеризованных брахиоподами и кораллами, отмечены в разных разрезах и на разных уровнях. Их исследование позволяет заключить, что нижнедевонские отложения нередко представлены лишь маломощными туфами и сланцами с тентакулитами кунжакского и пражского возраста, а основная часть разреза айрыташской толщи относится к верхам нижнего? - низам среднего девона; живетские отложения обнаруживаются реже.

Общая мощность айрыташской свиты составляет в стратотипе (перевал Айрыташ - г. Арпатктыр) около 550-600 м, в районе г. Айдауш может достигать 1000 м. Более молодые отложения в эффузивной формации, возможно, отвечают нижнему карбону, о чем пока говорит лишь находка обломка известняка соответствующего возраста в толще порфиритов из сая Текмойнак (сообщение В.Б. Горянова).

Андезитобазальтовые толщи мощностью до 1,5-2 тыс. м вскрываются также ниже по р. Майлису в тектоническом окне из-под майлисуйских сланцев и на южных склонах хр. Алаштау. Более характерны здесь титан-авгитовые базальтовые порфириты, иногда переходящие в пикритовые разновидности. Строение этих толщ недостаточно ясно, находки ископаемой фауны относятся к низам девона, иногда к верхнему силуру или нижнему карбону (Алаштау). В верхних слоях разреза на правом берегу Майлису (г. Бешбаджа - р. Кугай) много также кремнистых сланцев, песчаников, есть конгломераты; породы здесь подвергались динамотермальному метаморфизму, который выразился в сильной уралитизации или эпидотизации порфиритов и развальцевании известняковых линз и обломков.

Верхнюю часть в разрезах каракорумского типа составляют отложения известняково-кремнистого состава, иногда включающие также андезитобазальтовые покровы, но в других случаях сведенные всего лишь к маломощной пачке слоистых известняков. В западной части гребня Алаштау и по р. Кугай эти отложения, которые мы будем сопоставлять с миндувайской толщей лептогеосинклинали (см. ниже), охарактеризованы находками фораминифер позднего девона - *Parathuramina crassithesa* Ant., *Avroria ferganensis* Pojark. и др., а в верхних ее слоях найдены визейская и намюрская микрофауна. Мощность близка к 200 м. Наконец, в этом же районе, в верховьях р. Сарыбие близ г. Майли-сай, обнаружены известняки мощностью около 100 м, которые залегают в кровле эффузивного разреза выше кремнисто-сланцевой пачки и содержат намюр-башкирский микрофаунистический комплекс с *Asteroarchaediscus bashkiricus* Krest. et Theod., *Eolasiodiscus* sp., *Pseudostaffella* sp., *Donezella* sp.

Подобный разрез нигде не вскрывается полностью. Лучше изучены и датированы его сокращенные варианты, в которых мощность эффузивных толщ составляет всего лишь сотни метров (Кугай, перевал Каракорум и др.), однако в других случаях (хр. Алаштау) даже неполный разрез включает 2-4 тыс. м мощности вулканических продуктов.

В верховьях Майлису-Сересу и в Алаштау тектонические чешуи, образованные эффузивным средним палеозоем, надвинуты к востоку и к северу на чешуи с окджатпесским типом разреза. Руководящим признаком последнего мы будем считать появление "малых известняковых массивов", т.е. относительно сокращенного разреза известняковой формации верхов среднего палеозоя ($D_2^2 - C_1$). В составе этих известняков, ранее выделенных нами под названием окджатпесских, можно различать живетско-франские слои с амфипорами, кораллами *Scoliopora* ex gr. *denticulata* M.E.H., *Gryporhyllum* cf. *wedekindi* Middl. и примитивными фораминиферами, светлые оолитовые известняки с микрофауной турне и близкие к ним, иногда брекчиевидные известняки со *Striatifera striata* (Fischer) визе или низов намюра. Лучше поддается расчленению разрез Каракольской тектонической чешуи на левобережье р. Каракуль (Кульдамбес), где можно выделить (Бискэ, Талашманов, 1970):

1) зинданские доломитизированные известняки со *Stringocephalus bur-tini* Defr. и *Atrypa alticola* Frech, аналогичные тегерекским известнякам Баубашаты ($D_{2B\Gamma} - D_3$) - 250 м;

2) кульдамбесские плитчатые обломочные известняки с *Cyrtospirifer ex gr. archiaci* (Murch.) и фаменскими фораминиферами - 120 м;

3) известняки с кремневыми линзочками, содержащие комплекс фораминифер турне - среднего визе, около 100 м мощности;

4) более массивные светлые известняки со *Striatifera*, аналогичные керейской свите Баубашаты - до 300 м.

Кровлю разрезов окджатпесского типа составляет толща известняково-терригенного состава, охарактеризованная микрофауной позднего намюра и низов башкирского яруса. Эта толща, которую мы будем называть джидысуйской, показывает различные варианты замещения известняков предскалчатой (флишомидно-грубообломочной, олистостромовой) формацией. Темные слоистые окремненные известняки с *Eostafella paraprotvae* Raus., *Pseudostaffella* sp., *Asterochaediscus postrugosus* Reitl. в одних случаях залегают в ее основании, в других - например у перевала Айрыташ-южный - чередуются в разрезе с пачками конгломератов, песчаников, сланцев и кремней; имеются крупные отторженцы (олистолиты) визейских известняков. На южном склоне Алаштау и у г. Ангерек конгломераты местами преобладают в разрезе и могут налегать с размывом непосредственно на визейские известняки. В гальке больше всего порфиритов, источником ее был, очевидно, надвигавшийся покров эффузивного (каракорумского) среднего палеозоя. Мощность джидысуйской толщи невелика и лишь изредка достигает 300-400 м.

Рассмотрим теперь данные, характеризующие эффузивные разрезы в других участках описываемой области.

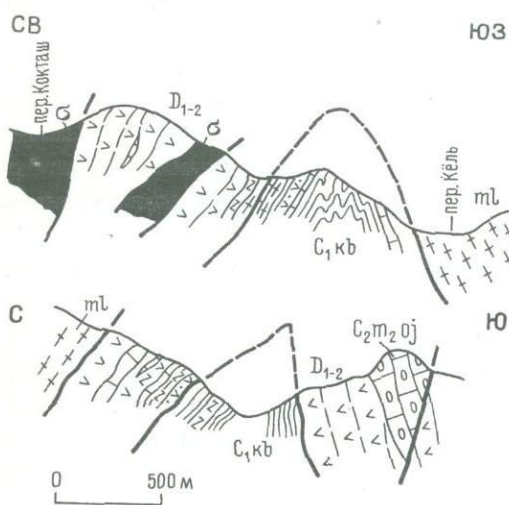


Рис. 8. Разрезы Кумбельского антиклиналоида у перевала Кель (вверху) и в верховьях р. Ой-алма (внизу).

Структура содержит в ядре кумбельские сланцы, перекрытые эффузивным Каракорумским покровом и далее - Майлисуйским.

К северу от истоков Майлису, в долине р. Каракуль девонские эффузивы мало распространены, однако здесь обнажается подстилающая их мощная - до 1000 м - толща зеленоватых кварцевых граувакк, охарактеризованная единичными находками граптолитов венлока и лудлова в сланцевых пачках и прослоях. Граптолиты надлудловских зон силура и основания девона найдены в пестрой карбытауской сланцево-туфо-лавовой толще с линзами известняков (Бискэ, Риненберг, 1973), которая, однако, образует отдельную тектоническую чешую и выступает из-под граувакковых песчаников. Имеющиеся здесь фрагменты разрезов трудно изобразить в виде одной стратиграфической колонки.

В долине Нарына эффузивные толщи, вероятно, полностью перекрыты шарьированными на них майлисуйскими зелеными сланцами, из-под которых

они вновь обнажаются лишь в истоках Акджола, Турдука и Аксай-Баши (рис.8). Нормальная подошва в этом месте не установлена, хотя можно допускать, что и здесь под основными эффузивами первоначально находилась толща зеленоватых кварц-граувакковых песчаников с флишеидной ритмичностью, которая вскрывается в верховьях Аксай-Баши (Ой-алма) и Тохтобек-сая. В истоках Турдука и восточнее видимая часть разреза начинается пачкой разнообразных известняков, в том числе рифогенных и брекчиевых, мощностью иногда до 250 м. Желваковидные глинистые известняки средней части этой пачки содержат колонии табулят кунжакского горизонта D_1 - *Favosites* cf. *kozlovskii* (Sok.), *F. nitidus* Chapman, *Emmonsiaella saaminica* (Chekh.) и др. Выше залегают пестро окрашенные кремнистые сланцы, спилиты, базальтовые и андезитовые порфириты и их туфы, местами сильно хлоритизированные и эпидотизированные. Они содержат известняки лишь в виде небольших линз или обломков, как правило, деформированных и мраморизованных, но все же иногда с остатками кораллов, которые также имеют раннедевонский возраст. Встречаются, однако, и позднесилурийские *Favosites forbesi* М.Е.Н., *Protopora*, что свидетельствует о повторении отдельных частей разреза в тектонических чешуях. Действительно, пологие надвиги наблюдаются здесь часто, в отдельных чешуях мощность сплошных эффузивов не превышает 250 м, а всей сланцево-известняково-эффузивной толщи - около 500-600 м.

Описанный разрез, таким образом, приближается к каракорумской серии р.Майлису. Аналоги окджатпесских известняков на правобережье Нарына достоверно не известны. В качестве таковых, однако, можно рассматривать известняки Ой-алминского тектонического окна (рис.9), а также известняки, вскрытые из-под шарьированных майлисуйских сланцев по левобережью р.Западная Карасу (рис.10). Структурная связь этих западнокарасуйских известняков с ой-алминскими не доказана и основывается на предположении, что майлисуйские сланцы Акджола - Манубалды надвинуты с запада и целиком аллохтонны. Стратиграфический разрез на Западной Карасу включает:

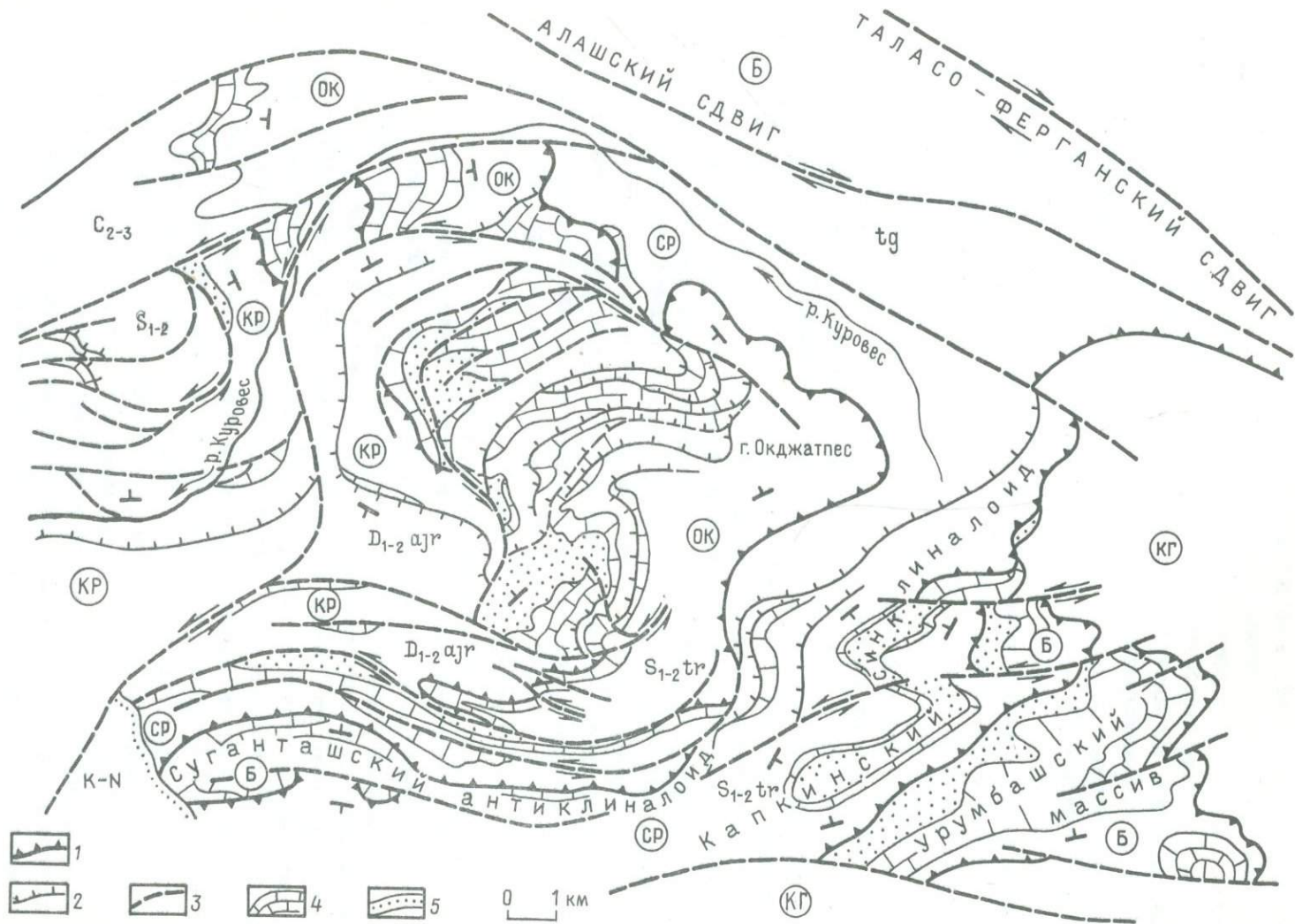
- 1) маломощную пачку доломитизированных известняков (живетских?), подошва которых не вскрыта;
- 2) светлые массивно-слоистые известняки с франской микрофауной (по данным В.П.Скворцова) и амфипорами мощностью до 400-450 м;
- 3) плитчатые известняки с фораминиферами раннего карбона - до 200 м;
- 4) толщу песчаников, алевролитов, сланцев и песчаных известняков с намюр-башкирскими архедисцидами и *Beresella* sp. мощностью 200-450 м.

Первые три члена этого разреза аналогичны окджатпесским известнякам, четвертый - джидысуйской толще. Этот разрез ближе к окджатпесскому типу, чем к среднему палеозою Срединного Тянь-Шаня, обнаженному западнее в горах Бозбутау.

Южнее Баубашаты эффузивные разрезы среднего палеозоя в основном скрыты молодыми толщами Арсланбоба и Отузартской депрессии, но обнажаются затем в бассейне р.Куровес (Кюрёбёс), левого притока Караункюра. Как и в верховьях Майлису, здесь можно видеть ряд тектонических чешуй, из которых верхние относятся к разрезу каракорумского типа, а нижние - к известняково-эффузивному разрезу окджатпесского типа. Каракорумский разрез изучен по обоим бортам долины Куровеса у пос.Язгечи и выше: его основание составляют граптолитовые сланцы верхнего лландовери, зеленоватые песчаники и сланцы с граптолитами лудлова и иногда венлок-лудловские коралловые известняки.

Все эти породы, а также битуминозные известняки неопределенного возраста (нижний палеозой?) встречены в тектонических чешуях и блоках, нередко разделенных чешуями серпентинитов. Общая мощность силура — многие сотни метров. Выше следует куровеская эффузивная толща девонского возраста, аналогичная айрыташской; в ее составе преобладают базальтовые порфириты с авгитом или титан-авгитом, реже двупироксеновые и оливиновые, встречаются также андезитовые порфириты. Лавовые покровы разделяются пачками и слоями кремней, туфов, туфобрекчий и горизонтами изгечинских известняков, среди которых лучше охарактеризованы фауной темные, слоистые или пятнистые, кремненные и доломитизированные разности. Чаще всего они содержат коралло-строматопоровые остатки, реже встречаются брахиоподы. В нижних слоях найдены кунжакские *Favosites* aff. *horribilis* Koval., *Emmonsia*? cf. *saminica* (Chekh.), *Heliophyllum* aff. *heterozonale* Nicol., но чаще известняковые горизонты имеют более молодой, манакско-сандальский возраст, на что указывают находки *Gypidula verae* Rzon., *Grypophyllum vermiculare* (Goldf.), *Acanthophyllum heterophyllum* (M. Edw. et H.), *Favosites stellaris* Tchern., *Thamnopora elegantula* Tchud., *Yacutiopora* aff. *compta* Dubat. и др. Мощность аналогов айрыташской свиты колеблется здесь в широких пределах, от десятков до 1500 м. В верхах среднепалеозойского разреза на Куровесе и в низовьях Джиндису порфириты замещаются отдаленной кремнистой формацией (миндувайская толща), которая датирована появлением девонских (?) и чаще визе-намюрских фораминифер в редких прослоях песчанистого известняка. Мощность толщи достигает в устье Телек-сая 1000 м, но на правом берегу Куровеса она меньше, и вся толща может свестись к небольшой известняково-кремнистой пачке. Наконец, кровлю разреза составляет предскадчатая тонкофлишиоидная толща довольно большой мощности — до 1-2 тыс. м по р. Киркичи и в хребтике Каракрыр. Ее образуют сланцы и алевролиты с прослоями кремнистых сланцев, а также полимиктовых песчаников и гравелитов, которые в известковистых разностях изредка содержат раковинки *Endothyra* sp., *Eostafella* sp., *Archaeodiscus*? sp. Это позволяет определить возраст "киркичинского флиша" в пределах визе-башкирского яруса и сопоставить его с кумбельскими сланцами Атойнакского хребта.

Нижние тектонические чешуи с разрезами окджатпесского типа (рис. 11, 12) протягиваются в виде изогнутой и разорванной полосы через верховья Куровеса, Джиндису и Киркичи, где они хорошо видны благодаря появлению толщи окджатпесских известняков. Эта толща, мощность которой колеблется от первых десятков до 250-600 м, имеет в нижней части темные оолитовые и доломитовые известняки с *Amphipora ramosa* Phill. и табулятами *Thamnopora* ex gr. *servicornis* Blainv. живетского яруса. На них приходится мощность до 200 м, но иногда непосредственно на эффузивы ложатся сходные оолитовые известняки с ругозами, брахиоподами и фораминиферами визе-намюра. Вышележащие слои здесь, как и западнее Баубашаты, иногда начинаются пачкой темных слоистых известняков и кремней, содержащих плохой сохранности раковины архедисцид и иногда фузулинид намюр-башкирского облика. На ней или непосредственно на визе-намюрских известняках залегает грубофлишиоидная джидисуйская толща с многочисленными прослоями и пачками гравелитов и конгломератов, содержащих в известняковой гальке башкирские *Pseudostaffella*. В ней также отмечались крупные известняковые глыбы-отторженцы, иногда прослои туфов и базальтовых порфиритов. Мощность толщи в типичном разрезе между Джиндису и Калмак-даваном достигает 400 м.



Отличительными особенностями нижней части окджатпесских разрезов являются присутствие среднедевонских известняков в верхней части эффузивной свиты и особенно кремнистый состав подстилающих ее слоев верхнего силура - низов девона в истоках Джиндысу. Эта черта также сближает окджатпесский тип разреза с его аналогами в бассейне Майлису.

Изолированный участок с разрезом близкого типа имеется еще на южном склоне массива Сюрен-Тюбе между долинками Караташ и Сары-булак. Здесь описана толща базальтовых порфиритов, лавобрекчий и туфов с прослоями пестрых кремнистых сланцев и редкими линзами известняков, содержащих кораллы низов среднего девона - *Corolites hamidulicus* Kim. и др. Мощность эффузивов не менее 700-800 м. Они имеют разрывные контакты, и можно лишь предполагать, что выходящие рядом кремнистые толщи залегали в основании разреза. Аналоги "малых известняковых массивов" типа окджатпесских можно видеть здесь же в известняках Акчангыла и Топкыра, содержащих кораллы и амфипоры среднего девона и микрофауну раннего карбона (рис.13). Они также перекрыты небольшой терригенной пачкой с намур-башкирской микрофауной в известняковых обломках и с прослоями порфиритов, и вместе с ней тектонически подстилают собственно эффузивный средний палеозой. Однако сами акчангыльские известняки не имеют в подошве эффузивных толщ, налегают почти непосредственно на граптолитовый силур и сформировались уже за пределами вулканической внутренней зоны эвгеосинклинали.

Лептогеосинклинальные разрезы. Сересуйский тип. Термин "лептогеосинклиналь" был предложен Р.Трюмпи для описания глубоководных впадин, содержащих маломощные, но соответствующие значительному периоду времени отложения. Обычно подобные некомпенсированные впадины существуют на ранней стадии геосинклинального ряда событий.

Среди различных вариантов сокращенных или неполных разрезов среднего палеозоя в Южном Тянь-Шане наиболее близкими к лептогеосинклинальному типу следует считать те, в которых весь разрез представлен лишь кремнисто-сланцевыми породами с прослоями пелитоморфных или тонкообломочных известняков и имеет мощность в десятки или первые сотни метров. Подобный тип колонки давно известен в Южной Фергане (Поршняков, 1973). Б.В.Поярков (1969), В.Л.Клишевич и др. (1977) обратили внимание на глубоководное происхождение этих осадков и в некоторых случаях смогли выделить из них в Южной Фергане отложения, охарактеризованные комплексами фораминифер и радиолярий девона - раннего карбона, вплоть до башкирских. Более древние слои в той же формации оказываются фаунистически немymi, но иногда содержат остатки позднесилурийских граптолитов или клинья обломочных известняков с бентосной фауной раннего девона.

В Ферганском хребте лептогеосинклинальные разрезы образуют две обособленные ветви. В пределах эвгеосинклинали находится одна из них, кото-

Рис.11. Тектоническая схема верховьев рек Куровес, Караалма, Урумбаш. Р а з р ы в н ы е границы. 1 - между главными тектоническими покровами и пакетами: Каракорумским (КР), Окджатпесским (ОК), Сересуйским (СР), Баубашатинским (Б), Кугартским (КГ); 2 - между отдельными тектоническими чешуями; 3 - более поздние взбросы и сдвиги \overline{IV} - \overline{V} этапов складчатости; для сдвигов стрелками указано направление перемещений. В ы д е л е н ы : 4 - известняки D_2-C_1 , 5 - конгломерато-глишистые толщи C_2 .

С

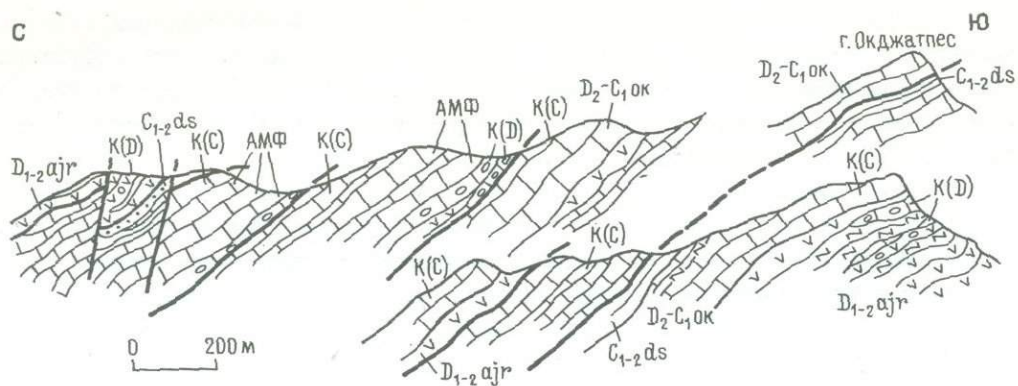


Рис.12. Тектонические чешуи северного склона г.Окджатпес.
 К(D) - кораллы D_2 ; К(С) - кораллы C_1 ; АмФ - амфипоры $D_2^2-D_3^1$.

Ю

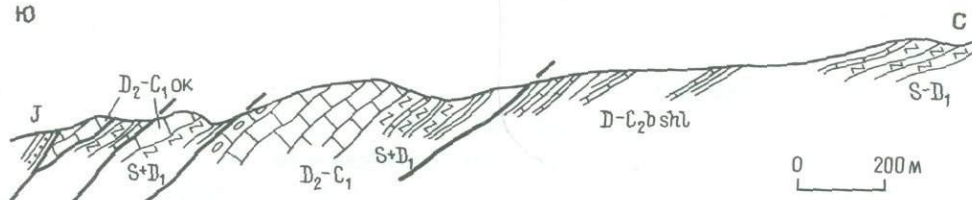


Рис.13. Разрез по ручью Акчангыл в Сурен-Тюбе.

рая непосредственно ограничивает с юга и востока окджатпесские и карако-румские разрезы и состоит в настоящее время из тектонических чешуй, погруженных под эффузивы. Ее отличием является слабое, неповсеместное развитие и домосковский возраст флишевой формации. Очевидно, компенсация прогиба в среднем карбоне имела здесь место не столько за счет накопления флиша, сколько путем сгущения тектонических чешуй известняково-эффузивного среднего палеозоя. Вторая ветвь занимает более "внешнее" положение и находится юго-восточнее, на границе миогеосинклинали, тектонически подстилала известняковые разрезы баубашатинского типа: для нее характерна мощная флишевая серия московского яруса и верхнего карбона.

Разрезы внутренней ветви лептогеосинклинали ранее были описаны в качестве сересуйского типа (Бискэ, Поршняков, 1973). Область их распространения являются: 1) ближайшие западное и южное обрамления Баубашатинского известнякового массива, 2) район водораздела Куровеса с Кугартом и 3) массив Сурен-Тюбе. Неполные разрезы того же типа представлены, вероятно, на правом берегу Нарына.

Нижнюю часть сересуйской стратиграфической колонки образует а с п и д н а я ф о р м а ц и я, представленная здесь турасуйской серией граптолитовых сланцев силура. На ней залегает чалджайляуская серия кремнисто-сланцевых пород и относительно глубоководных, тонкодетритовых или пелитоморфных известняков. Она отвечает отдаленной кремнистой формации и образовалась на стадии некомпенсированного геосинклиналичного бассейна. Эта серия местами расклинивается или частично замещается эффузивными и известняковыми пачками.

Турасуйская граптолитовая серия в окрестностях Баубашаты содержит в верхах ритмичные песчано-сланцевые или же кремнисто-сланцевые пачки. Это создает некоторые основания для выделения в долине р. Сересу нижней, собственно сланцевой кызкурганской свиты и верхней, более разнообразной по составу сересуйской свиты; последняя содержит иногда и эффузивные прослои. В опорном разрезе по р. Кызкурган, правому истоку Сересу, Р.Е. Риненберг (1973) установила довольно полную последовательность силурийских граптолитовых зон. К кызкурганской свите относятся здесь отложения зоны *Octavites spiralis* - *Stomatograptus grandis* самой верхней части лландовери, а в сересуйскую свиту входят слои от зоны *Cyrtograptus murchisoni* нижнего венлока до нижней части лудлова, с *Pristiograptus cf. bohemicus* (Barr.), *Saetograptus chimaera semispinosus* (Wood). Общая мощность серии не меньше 700, возможно до 1000 м. По латерали, т.е. западнее по долине Сересу и южнее, в Шайдане состав сересуйской свиты меняется в сторону возрастания роли кремнистых и вулканогенных пород, появляются также известняковые линзы. Глинистые сланцы содержат здесь кроме венклокских и лудловских также отпечатки граптолитов различных зон пржидолия - *Colono-graptus princeps* *Abduasimova*, *C. chelmiensis* (Teller), *Monograptus cf. perneri* Bouček. Эта датировка подтверждается сборами в известняках кораллов *Favosites interstinctus* Regn., *Squameofavosites incredibilis* Chekh., *Sq. cf. isfaraensis* Chekh., *Stereoxylodes elegans* Pavl. и брахиопод *Conchidium ex gr. knighti* Sow. - очевидно, относящихся к нижней части исфаринского горизонта.

В центральной части Ферганского хребта лептогеосинклинальные отложения обнажаются из-под надвинутых эффузивных толщ в междуречье Кугарта и Куровеса. Среднепалеозойский разрез этого участка очень близок к сересуйскому. Турасуйская серия граптолитовых сланцев отличается большим содержанием кремнистых пород и не поддается четкому литологическому расчленению: в ней обнаружены все граптолитовые зоны от *Monograptus turriculatus* (верхний лландовери) до *Neodiversograptus nilsoni* (низы лудлова), в одном случае установлены пржидольские по облику *Linograptus sp.* На южном склоне гряды Суганташ под верхним лландовери залегает пачка разнообразных по составу эффузивов и туфов, среди которых отмечены средние и кислые разновидности, вплоть до фельзитовых и кварцевых порфиров. Она содержит местами линзочки известняка с силурийскими кораллами *Favosites ex gr. gotlandicus* Lam., *Halysites sp.*, *Trypasma aff. asiatica* (Nicol.) и др. Мощность этих "кашкасуйских эффузивов" до 100-150 м. Редкие лавовые прослои, а также туфогенные породы отмечались и в девонской части разреза, которая в целом имеет кремнисто-сланцевый состав и небольшие мощности - в пределах 300-400 м. Эта часть разреза, находящаяся выше последних граптолитовых сланцев, получила ранее (Бискэ, Поршняков, 1973) название миндывайской толщи (рис. 14); она охарактеризована редкими находками кораллов раннего-среднего девона (*Pachyfavosites sp.*, *Pachycanalicula dentata* (Miron.) в прослоях карбонатных туфов или известняков, а в верхней части содержит также средне-позднедевонскую и визейскую фораминиферовую фауну. Количество известняковых прослоев вверх по разрезу увеличивается, и выше залегает курджилгинская толща плитчатых известняков, кремней и (редко) сланцев с микрофауной визейского возраста. Типичный разрез этой толщи находится здесь же в истоках сая Курджилга (верховья р. Киркичи, см. рис. 3). Его мощность до 400 м, в других разрезах лишь первые десятки метров.

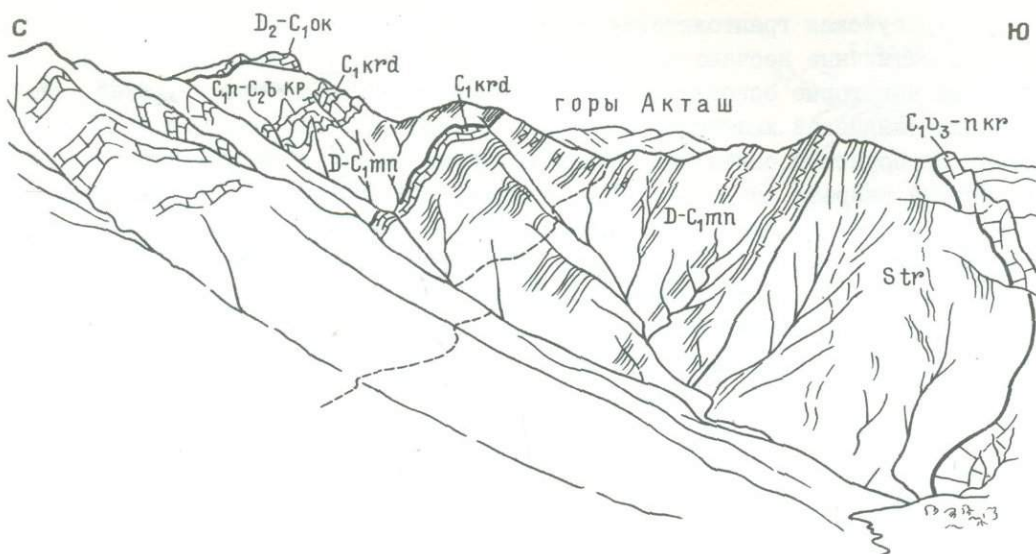


Рис.14. Урочище Миндувай.

Справа налево: известняки гор Суганташ; перекрывающие их кремнисто-сланцевые толщи сересуйского типа (две чешуи) и известняки окджатпесского типа.

Более высоким элементом этих разрезов является флишиодная песчано-сланцевая капкасайская толща, которая согласно наращивает кверху среднепалеозойский разрез у южного подножия Суганташской гряды и в верховьях р.Турасу. Вблизи подошвы толщи терригенные породы включают пачки кремней и известняков. Выше она содержит редкие прослой мелкогалечных конгломератов. Накопление этих осадков, компенсирующих среднепалеозойский прогиб, происходило с конца раннего и главным образом уже в среднем карбоне, на что указывают редкие находки фораминифер визе-намюра и более молодых *Fusulinida* в карбонатных песчаниках. Мощность этой терригенной толщи в имеющихся останцах до 500 м (рис.15).

В районе Баубашаты девон сересуйского типа разрезов отличается малыми мощностями и формационной пестротой. В самых нижних тектонических чешуях, образующих основание тектонического покрова на известняках Баубашаты, девонские отложения то выпадают полностью, то представлены небольшими пачками кораллово-брахиоподовых или тентакулитовых известняков с раннедевонско-эйфельской органикой. В более высоких (западных) чешуях на силурийские сланцы ложатся шаровые лавы спилитового состава и пепловые туфы, в которых много известняковых глыб и обломков с кораллами и брахиоподами среднего девона, в том числе живетскими. Эта толща мощностью до 150-200 м является сокращенным разрезом вулканической толщи внутренней части эвгеосинклинали (см.рис.6). Еще западнее, по сая Акэчки, мощность девонской части разреза достигает 400 м, но в разрезе преобладают пестроокрашенные кремни. Заметим, что кораллы нижнего и среднего девона здесь, как и в других подобных разрезах, нередко можно найти прямо в туфогенных породах в непереотложенном состоянии, что исключает сомнения в девонском возрасте пород.

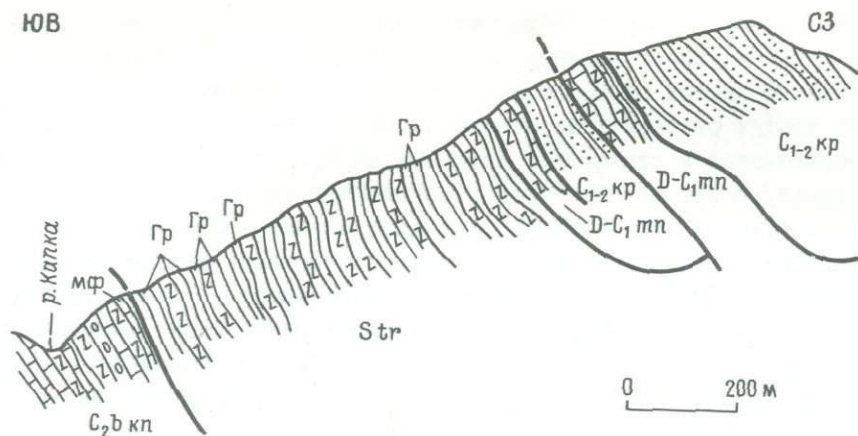


Рис. 15. Разрез сересуйского типа в долине р.Капка.

Слева, у русла – кровля баубашатинского разреза в Урум-башском массиве.

Разрез сересуйского типа в окрестностях Баубашатинского массива также венчается маломощной – не более 200–300, обычно лишь десятки метров – пачкой известняков. Эти породы, как правило, тонкослоистые, среди них пелитоморфные разности преобладают над криноидно-обломочными или песчанистыми, встречаются прослой кремней, известково-кремнистых сланцев и известково-кремнистых конгломератов. Реже отмечались прослой вулканомиктовых песчаников; присутствие эффузивов достоверно не установлено. Известняки часто содержат комплекс микрофауны позднего визе-намюра, иногда более определенно намюрские *Eostafella* (*Eostafellina*) ex gr. *protvae* Raus., E. (E.) ex gr. *inconstans* Reitl., *Beresellidae*, но в некоторых случаях встречаются фораминиферы позднего турне – раннего визе. Эта пачка, аналогичная курджилгинским известнякам, залегает на айрыташских порфиритах, на кремнистых сланцах миндувайского типа или даже непосредственно на граптолитовых сланцах сидура.

Полный разрез сересуйского типа неизвестен пока севернее долины р.Караколь. По Нарыну выше Токтогульской плотины и в его правых притоках, Аксай-Баши и Тохтобек-сае, аналогичное положение в покровной структуре – выше известняков баубашатинского типа – занимает песчано-сланцевая толща, которую можно сопоставить с сересуйской свитой. Ее нижние горизонты представлены в основном глинистыми сланцами, измененными в стадии метатекнеза или начального метаморфизма – кварц-серицитовыми, хлорит-серицитовыми. Они содержат прослой полимиктовых песчаников и мелкие линзы мраморизованных известняков. Выше по разрезу полимиктовые песчаники образуют флишоидное переслаивание с такими же измененными сланцами, содержат тела зеленокаменных диабазовых порфиритов и линзы известняков. В последних изредка удается обнаружить членики криноидей, которые в случае удовлетворительной сохранности удастся определить как пржидольские или жединские *Pentagonocyclicus* cf. *filigerum* Schew., P. cf. *scabrum* Schew. Мощность этой толщи достигает 900–1100 м, нормальная кровля ее неизвестна: залегающие выше зеленые песчаники имеют в подошве надвиговой контакт. Предположительно

верхнюю часть этого разреза образуют характерные черные кумбельские сланцы — глинистые и углисто-глинистые, кремнистые, с редкими прослоями и желваками известковистых алевролитов, песчаников и иногда конгломератов. В некоторых частях разреза тонкообломочные и глинистые породы проявляют ритмичное чередование и становятся похожими на аргиллитовый флиш. В современной структуре кумбельские сланцы обнажаются из-под надвинутых на них девонских эффузивов (см. рис. 8) и лишь севернее перевала Балыккорт как будто залегают на песчано-сланцевом силуре. Отнесение кумбельских сланцев к верхам нижнего карбона стало возможным после находки в прослоях песчанистого известняка фораминифер *Endothyra bradyi* Mikh., известных с позднего визе (данные М.М.Парфенюка), а в гальке конгломератов в верховьях Кумбеля также турнейской микрофауны. Мощность этой толщи нигде не превышает 350 м.

Близкий к сересуйскому разрез среднего палеозоя установлен также в массиве Сюрэн-Тюбе. В тектонических чешуях по южному склону этого поднятия распространена толща темных кремнистых и углистых сланцев, аналогичная турасуйской серии; силурийский возраст ее обоснован весьма редкими находками граптолитов, пока что лишь позднелландоверийских. Встречаются и порфириновые пачки. Известняки нижнего карбона, вполне аналогичные курджилгинским, достигают мощности в десятки или первые сотни метров. В отдельных случаях они налегают непосредственно на силур, а в других образуют кровлю мощной — не менее 500–600 м — кремнисто-сланцевой толщи миндуйского типа, иногда окрашенной в пестрые тона, и связаны с нею постепенными переходами: здесь можно допускать присутствие девона в кремнистой фации.

У гребня и по северо-западному склону Сюрэн-Тюбе вскрыты несколько иные отложения (рис. 16). Здесь нижняя часть известково-кремнистой формации замещена почти полностью известковистыми граувакками и алевролитами с прослоями зеленокаменных базальтовых порфиритов и мраморизованных известняков. В разных известняковых линзах найдены: 1) кораллы *Favosites ex gr. gotlandicus* Lam., *Subalveolites* sp., *Halysites* sp. венлок-лудловского возраста и 2) тентакулиты, которые В.Л.Клишевич относит к верхам нижнего девона. Мощность этой толщи — назовем ее сюрентюбинской — около 250–300 м. Ниже ее залегают также неизвестная в сересуйских разрезах михайловская толща ритмичного переслаивания кварц-граувакковых или олигомиктовых песчаников, алевролитов и сланцев, подвергаясь слабому изменению — в основном серицитизации (стадия метагенеза) — и достигающая мощности не менее 1000 м. Вероятен ее раннесилурийский возраст, но нельзя исключить и более древний. Поскольку этот необычный разрез среднего палеозоя тектонически перекрыт сересуйским и играет в структуре Сюрэн-Тюбе роль автохтона, его аналоги скорее надо искать уже в разрезах Кугарта.

Эффузивно-известняковые разрезы внешней части эвгеосинклинали. Баубашатинский тип. Баубашатинский горный узел и примыкающие к нему с севера и востока районы от массива г.Кызкуртан на правом берегу Нарына и до перевала Мончак в Ферганском хребте отличаются весьма мощным эффузивно-известняковым разрезом отложений среднего палеозоя, достигающим 4–6 тыс. м. Сходные, хотя и менее мощные, известняковые разрезы изучены южнее, в горах Суганташ и Урумбаш (Акташ) на водоразделе Кугарта с Караункюром.

Попытка реконструировать область формирования разрезов баубашатинского типа в ее первоначальных очертаниях может быть сделана на основе того факта, что сейчас баубашатинские известняки тектонически перекрыты с запада лептогеосинклинальными фациями сересуйского типа, а на юго-востоке, близ перевала Урумбаш, сами оказываются надвинутыми на подобный же маломощный средний палеозой и флишевые толщи кугартских разрезов. Сняв влияние сдвиговых перемещений, последовавших за надвигами в конце палеозоя, мы получим известняковую пластину, которая резко расширяется к северу в направлении современного Таласо-Ферганского разлома, причем это расширение идет вместе с нарастанием мощности эффузивных толщ нижне-среднего девона. В крайних юго-восточных разрезах Суганташа-Урумбаша эффузивы отсутствуют. Таким образом, колонка отложений баубашатинского типа не везде имеет эвгеосинклинальный характер и соответствует, вероятно, поднятию с локально проявившимся андезитобазальтовым вулканизмом. Однако роль островной дуги в орографическом смысле эта область приобретает лишь в среднем карбоне, когда Баубашатинская тектоническая пластина подвергается размыву и надвигается на флишевую впадину Кугарта.

Собственно баубашатинский разрез включает карбонатную формацию в объеме двух существенно известняковых серий, лудлов-эйфельской и живет-башкирской, между которыми вклинивается андезитобазальтовая формация. Основанием разреза являются весьма изменчивые по мощности и составу существенно терригенные силурийские толщи, а в кровле залегает грубообломочная граувакковая пачка башкирского возраста. Рассмотрим состав колонки последовательно.

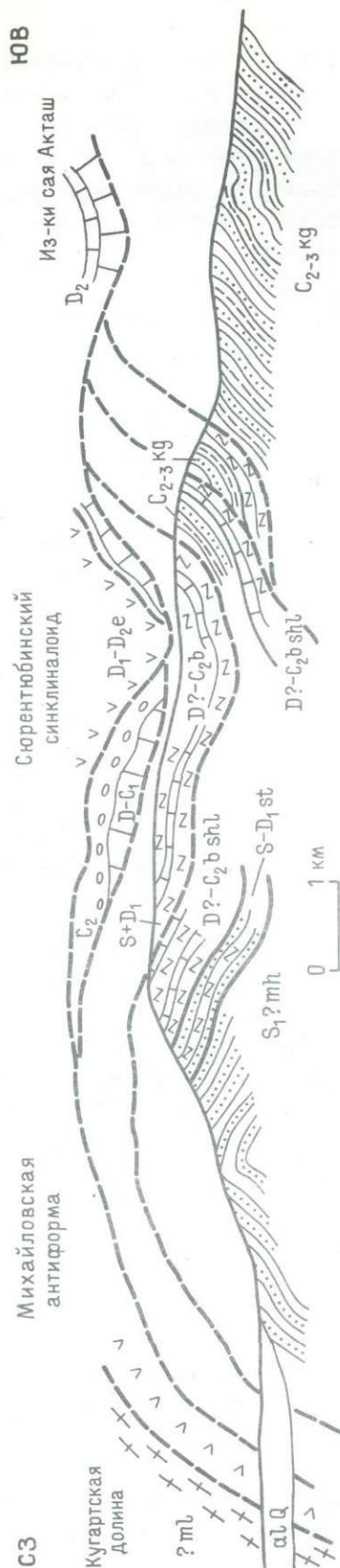


Рис. 16. Разрез через поднятие Сурен-Тюбе.

Показано предполагаемое положение эффузивного и известнякового покровов, останцы которых сохранились южнее.

Разрез нижней терригенной формации начинается с толщи зеленых кварц-граувакковых шалдыракских песчаников, широко представленной в восточной части Баубашатинского горного узла по Караункюру, Кумышсу, Шалдыраку. Весьма однородные мелко- и среднезернистые песчаники этой толщи изменены до стадии катагенеза, в их цементе и в сланцевых прослоях повсеместно развиваются серицит и хлорит. Иногда в верхней части толщи присутствуют мощные, до 60-80 м, пачки андезитобазальтовых порфири-тов и вулканических туфов, включающих обломки более кислых лав или кремни-стых пород. Общая мощность толщи в наиболее полных разрезах превышает 1000 м. Собственная фаунистическая характеристика у этих пород отсутствует, однако они часто перекрыты известняками с лудловской фаунозой. В одном пункте из верховьев р.Каинды Р.Е.Риненберг удалось обнаружить ниже таких же песчаников черные сланцы с граптолитами среднего лландовери, что в случае нормального стратиграфического соотношения должно означать нижний возрастной предел толщи. Мы уже описывали аналогичные по составу и близкие по возрасту песчаники в чешуях, надвинутых на Баубашату с запада (Караколь, Ой-алма), и, возможно, в Сюрен-Тюбе.

Не вполне ясны первоначальные соотношения шалдыракских песчаников с маломощной пачкой кумышсуйских аспидных сланцев и песчаников, для которых характерно залегание между шалдыракскими песчаниками и подошвой известня-ковой серии верхнего силура-девона, но всегда с тектоническими контактами (рис.17). Эта пачка, соответствующая большей части турасуйской граптолито-



Рис.17. Ядро Баубашатинской антиклинали в долине р.Караункюр. Разрез осложнен надвигом в подошве известняковой серии.

вой серии в разрезах сересуйского типа, здесь имеет мощность лишь в первые сотни или даже десятки метров. Она охарактеризована отпечатками граптолитов позднего лландовери, венлока и низов лудлова: в одном из местонахождений, на левом борту долины Кумышсу, позднелландовериийские *Streptograptus* sp. найдены в 20-30 м ниже лудловских *Pristiograptus* cf. *bohemicus* (Barr.),

Colonograptus cf, *colonus* (Varr.) и др. Налегание кумышуйских сланцев на шаддыракские песчаники оказывается, скорее всего, следствием пологого надвига, по которому совмещены различные фации одних и тех же силурийских отложений. Иногда под тем же надвигом оказываются и лудловские известняки, залегающие на песчаниках, однако более полные разрезы изучить не удалось.

На шаддыракские песчаники, местами на кумышуйские сланцы налегает уюнкурская пестроцветная сланцевая толща, для которой характерны мощные, но неустойчивые по простиранию горизонты массивных рифогенных кораллово-брахиоподовых известняков (караункурских). Самая древняя фауна в караункурских известняках относится к низам дальянского горизонта, что А.А.Малыгина (Малыгина, Сапельников, 1973) устанавливает по присутствию в ней брахиопод *Capellinella pirum grandis* Mal., *Brooksina turkestanica* Nikif. и др. на г.Алямпасы (рис.18) в истоках р.Кумышсу. Верхняя часть того же

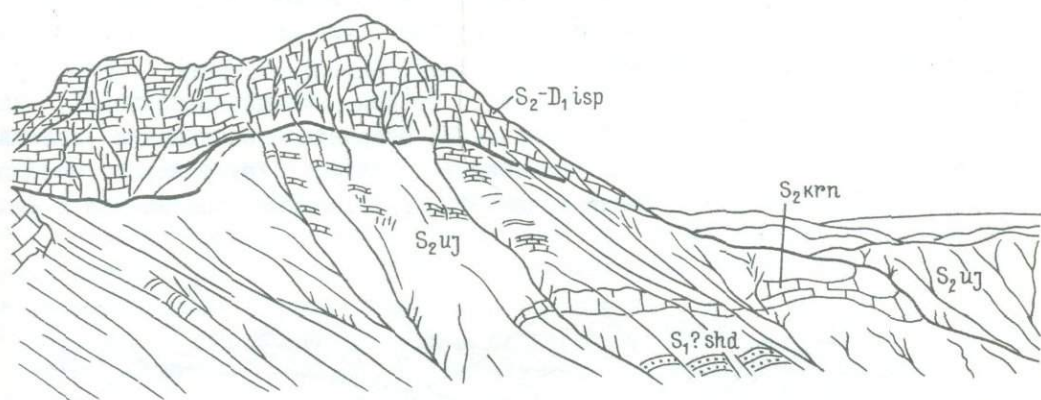


Рис.18. Юго-западное подножие г.Алямпасы; нижняя часть разреза баубашатинского типа.

разреза, состоящая из пестрых сланцев и глинистых известняков с табулятами *Squameofavosites rusanovi* (Tchern.), *Sq. incredibilis* Chekh. и др., должна считаться нижеисфаринской. Наиболее полный разрез известняково-сланцевой толщи в долине Кенколь (истоки р.Караункур) достигает мощности 700-800 м и содержит два таких горизонта среди серицито-глинистых филлитовидных сланцев и песчаников, включающих также изредка лавовые прослои основного состава. У нас нет уверенности в отсутствии тектонического вздвоения разреза, так как комплекс органики в известняках практически один и тот же: крупные раковины брахиопод *Conchidium knighti vogulicum* (Vern.), *Harpidium insignis* Kirk., двустворок *Megalomus* sp. и кораллы *Favosites gothlandicus* Lam, *Propora* ex gr. *conferta* М.Е.Н., *Gukovi-phyllum septatum* (Bulv.), *Pholidophyllum hedstromi* Wdkd., возраст которых отвечает верхам дальянского или низам исфаринского горизонта, т.е. лудлову.

В других разрезах того же района развиты почти сплошные уюнкурские сланцы известково-глинистого состава, в той или иной степени серицитизированные или хлоритизированные, как правило, пестрой окраски из-за разложения железистых минералов; при выветривании сланцы легко разрушаются. Среди них встречаются отдельные пласты глинистых или криноидно-детрито-

вых известняков с редкими брахиоподами, кораллами, трилобитами, определение которых позволяет установить возраст отложений в пределах верхнего силура, иногда точнее – исфаринского горизонта. В верховьях р.Отузарт исфаринские кораллы найдены также в пачке полимиктовых гравелитов и песчаников, в других пунктах сланцевая толща содержит пачки основных и средних порфиритов, диабазов, туфов. Наибольшая мощность ее достигает 1000–1500 м в ядре антиклинали у перевала Кокбель на р.Восточная Карасу. На правобережье Нарына, в ядре Кызкурганской антиклинали усиливается метаморфизм сланцевой толщи. Здесь развиты эпидот–актинолит–глаукофановые сланцы, кварцито–песчаники, линзы мраморов.

Караункюрские известняки, по существу, являются самыми нижними членами карбонатной формации Баубашаты, которую мы выделили под названием исфанджайлюской серии. В непрерывных разрезах, например по левобережью р.Восточная Карасу или в долине Уюнкура, разрез серии начинается также с известняков исфаринского горизонта, причем в первом из упомянутых пунктов нижние слои содержат еще раннеисфаринский, т.е. лудловский коралловый комплекс с *Parastriatorpora commutabilis* Клаам., *Propora salairica* Miron. и др., а во втором – позднеисфаринский, как это установили Л.Н.Орлов и А.П.Павлова. На возрастное скольжение подошвы известняков еще раньше обращал внимание В.И.Кнауф. В Урумбашском массиве (рис.19) исфанджайлюская серия начинается рифогенными криноидными и тем-

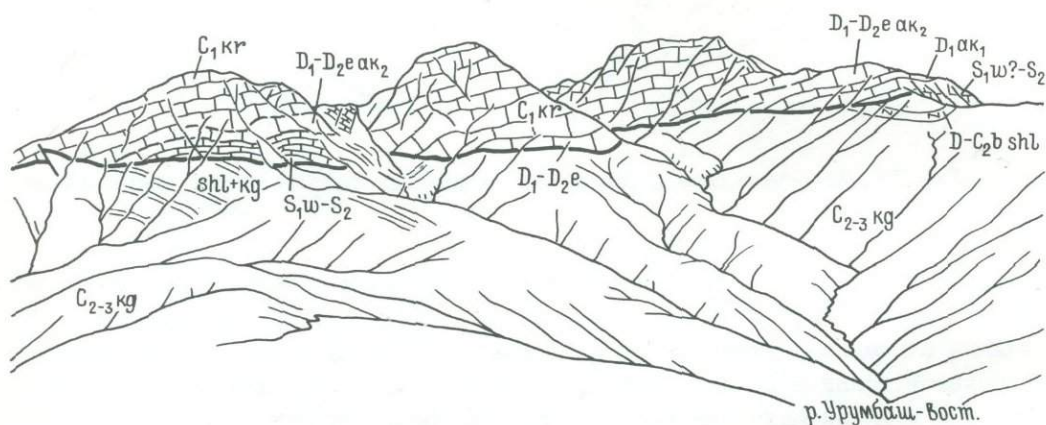


Рис.19. Подошва Баубашатинского покрова в истоках р.Урумбаш–восточная.

ными пятнисто–комковатыми слоистыми известняками с *Retziella weberi* Nifkif., *Favosites gothlandicus* Lam., *Palaeocorolites nivalis* Lel., *Thecia* ex gr. *swinderniana* Goldf., *Cladopora salairica* Miron., *Halysites* ex gr. *catenularia* (L.), *Cystihalysites* aff. *latus* (Tchern.), *Catenipora* aff. *minima* (Tchern.), *Propora conferta* M.E. et H., *Holacanthia* sp., *Tryplasma* aff. *bellum* Pavl., *Rhizophyllum* aff. *gotlandicum* Roem. и др. Они достигают мощности не менее 200 м. Приведенный комплекс органики соответствует мерикшорскому – дальянскому горизонтам силура, т.е. верхнему венлоку и лудлову.

Вышележащая часть исфанджайлюской серии состоит из следующих единиц.

1. Испатауские известняки (испатауская свита - Бискэ, Поршняков, 1973). Преимущественно темные, слоистые, комковатые, кораллово-амфипоровые и гораздо реже брахиоподовые, иногда биогермные, но в некоторых разрезах (р. Шалдырак) они уступают место более светлым толстослоистым и бедным органикой известнякам. Относятся частично к нижней, а главным образом к верхней части исфаринского горизонта. Самые верхние слои, с табулятами *Favosites interstinctus* Regn., *Emmonsiaella saaminica* (Chekh.), *Squamofavosites bohemicus* Pošta и ругозами *Pseudomicroplasma* ex gr. *salairica* Peetz, *Lyriellasma* sp. и др., могут входить уже в кунжакский горизонт, т.е. относиться к нижнему девону. Наибольшая мощность составляет 600-850 м.

2. Нижнеаккурганские известняки. В г. Аккурган на Караункюре и по р. Кумышу эта толща представлена в нижней части плитчатыми темно-серыми окремненными криноидными известняками и известково-глинистыми, реже кремнистыми, сланцами, иногда с линзами более массивных обломочных и брекчиевидных органогенных известняков. Как литологически, так и по комплексу ископаемой органики эти слои очень близки к стратотипу кунжакского горизонта в Южной Фергане (Исфара, Андыген): характерны брахиоподы *Gypidula optata* (Barr.), *Septatrypa thetis* (Barr.), *Cymostrophia costatula* (Barr.), *Spirigerina supramarginalis* (Khalf.), табуляты *Favosites kozlovskii* (Sok.), *Pachyfavosites zerafschanicus* Kim, *Cladopora actuosa* Yanet. Середину разреза в типичном пересечении у г. Аккурган (см. рис. 17) составляют преимущественно темные известковистые сланцы, выше наблюдается постепенный переход к более толсто плитчатым окремненным известнякам с брахиоподами *Nymphorhynchia* ex gr. *nympha* (Barr.), *N. cf. pseudolivonica* Barr., *Uncinulus* cf. *kekelikensis* Nal., *Carinata* cf. *comata* Barr., *Gypidula verae* Rzon., табулятами *Favosites brusnitzini* Peetz, *F. ex gr. kozlovskii* (Sok.), *F. lucidus* Yanet, *Yacutiapora* sp., *Rudakites multiformis* Lel., *Spongophyllum halysitoides* Ether., *Barrandeophyllum perplexum* Pošta, *Loyolophyllum* aff. *urhense* Zhmaev, ентакулитами *Styliolina fissurella* Hall, *Turkestanella* aff. *acuaria* (Richt.). Этот комплекс позволяет относить верхнюю часть разреза к верхам нижнего девона, т.е. к пражскому ярусу, и включает формы как манакского, так и сандальского горизонтов А.А. Малыгиной (Малыгина, Сапельников, 1973). Мощность нижнеаккурганских известняков у г. Аккурган 600-700 м, на Восточной Карасу (Шалдырак) около 500 м, но в некоторых разрезах они сводятся к небольшой пачке плитчатых известняков или полностью замещаются рифогенными верхнеаккурганскими известняками.

Довольно типичный разрез мощностью в 350-400 м имеют нижнеаккурганские известняки в Урумбашском массиве, где они также делятся на слои с кунжакской (ложковской) и пражской фауной. Однако здесь более часто встречаются тентакулитовые разности плитчатых известняков и иногда пачки кремнистых сланцев.

3. Верхнеаккурганские известняки. Налегают на предыдущие, связаны с ними постепенным переходом и латеральными замещениями. В нижней части известняки толсто плитчатые, часто доломитизированные, вплоть до светлых доломитов; в верхней части почти не слоистые, криноидные, с брахиоподовыми банками и прослоями, часто раскристаллизованные. Их полная мощность в разрезах Баубашатинского массива, гор Исфан-Джайляу, Суганташ достигает 400-500 м, в Урумбашском массиве несколько меньше. Эти известняки по литоло-

гическому составу и комплексу органики соответствуют сандальской и катранской свитам Южной Ферганы и являются примером рифогенной брахиоподовой фауны низов девона и эйфеля, широко распространенной в Южном Тянь-Шане. В долине р.Кенколь А.А.Малыгина установила в них брахиоподовый комплекс манакского горизонта. Однако чаще в низах они содержат брахиоподы *Latonotoechia atrypoides* (Nikif.) и *Karpinskia conjugula* Tschern., которые А.А.Малыгина предлагает считать типичными для сандальского горизонта в составе нижнего девона. Средняя часть верхнеаккурганских известняков охарактеризована комплексом лягрянского горизонта с *Ivdelinia moldavanzevi* Andr., *Productella mesodevonica* Nal., *Dentatrypa kolumensis* (Nal.) и брахиоподами зликовского яруса Баррандиена, а верхние слои этой толщи, распространенные уже не повсеместно, содержат раковины *Megastrophia uralensis* (Vern.) и *Zdimir pseudobaschkiricus* (Tschern.) и выделяются А.А.Малыгиной в качестве баубашатинского горизонта, соответствующего эйфельскому ярусу в узком смысле. В качестве стратотипа этого горизонта был предложен разрез на правом борту долины Кумышу, где мощность его достигает 200 м.

Коралловая фауна верхнеаккурганских известняков не столь богата и более однородна. Для лягрянского горизонта характерны еще фавозитиды из группы *Favosites stellaris* Tschern., *Yacutiora* aff. *comta* Dubat., встречаются многочисленные *Palaeoscorolites cruciformis* (Yanet) и ругозы *Mansuophyllum soeticum* (Schloth.), в баубашатинском присутствуют *Calceola sandalina* Lam. и др.

Массивные светлые верхнеаккурганские известняки венчают разрез исфанджайляуской серии, который в самых полных вариантах насчитывает до 1500 м мощности.

Андезитобазальтовая эффузивная форма в разрезах баубашатинского типа представлена отдельными частями уже упоминавшейся каракорумской серии. Наибольшую мощность, около 3600 м, эта серия получает на правом берегу р.Восточная Карасу, где она перекрывает уюнкурские сланцы и содержит в основании кораллы кунжакского горизонта (сбор В.И.Кнауфа) и где в верхней половине разреза присутствуют линзы амфиоровых известняков живетского яруса. За исключением нижних слоев, образованных преимущественно грубообломочными туфами, вся серия состоит из лавовых покровов базальтового состава (андезиты встречаются реже), лишь иногда разделенных кремнисто-алевролитовыми прослоями. Мощность серии быстро уменьшается как к северу, на правом берегу Нарына, так и к югу. Здесь, в гряде Исфан-Джайляу, по р.Каинды и в Баубашатинском массиве, представлена лишь верхняя часть серии, известная под названием босоготашских эффузивов, или босоготашской свиты. Она налегает на разные горизонты верхнеаккурганских, а местами как будто и нижнеаккурганских известняков и сама находится в сложных соотношениях с клиньями и линзами живетских амфиоровых известняков. Самые верхние горизонты эффузивов в районе сая Босоготаш, по данным В.Б.Горянова, имеют уже французский возраст. Босоготашские эффузивы - это андезитобазальтовые лавы, в том числе оливин-двупироксеновые или плагиобазальтовые порфириты, среди которых преобладают олигоклазовые разновидности и более редки нормальнобазальтовые порфириты и спилиты. Значительно реже присутствуют пирокластические породы, представленные в основном литокластическими грубообломочными туфами и туффитами; их объем не превышает 1/3 мощности толщи, которая колеблется от 400 до почти 2000 м, а в южной части Баубашаты на г.Шамурат уменьшается до 100 м.

В некоторых разрезах баубашатинского типа содержится и ранне-девонско-эйфельская эффузивная толща, которую мы назвали садкейской. Своеобразие этой толщи заключается в ее более контрастном составе по сравнению с перекрывающими босоготашскими эффузивами: здесь присутствуют альбитофиры дацитового или андезитодацитового состава с подчиненным количеством плагиофировых базальтов. По сая Садкей на левобережье Караункюра (рис.20) и в верхних частях долин Отузарта и Куровеса эти породы содержат различной

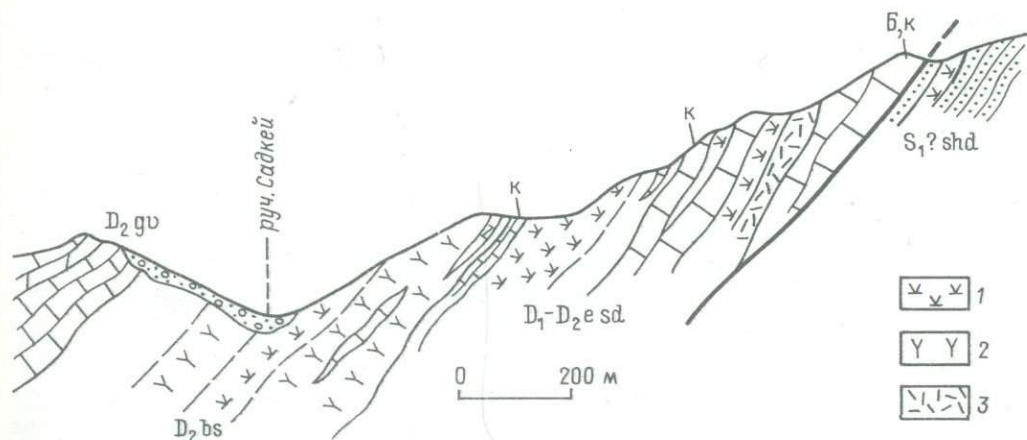


Рис.20. Разрез через долину ручья Садкей.

1 - базальтовые порфириды с титан-авгитом; 2 - андезитовые и 3 - дацитовые порфириды; Б - брахиоподы.

мощности пласты и линзы известняков аккурганского типа с брахиоподами, кораллами, иногда тентакулитами верхней части нижнего девона или эйфеля, вплоть до аналогов баубашатинского горизонта с *Zdimir pseudobaschkiricus* (Tschern.). Мощность садкейских эффузивов обычно 400-600 м. Напомним, что близкий состав имеют и некоторые доживетские вулканические толщи в каракорумских и окджатпесских разрезах.

Верхняя часть карбонатной формации представлена баубашатинской серией ($D_{2gv} - C_{2b}$). Вместе с босоготашскими эффузивами эта серия отвечает крупному седиментационному этапу, который последовал за небольшим перерывом в середине девона: темные амфиоровые известняки и доломиты в основании серии почти везде хорошо отчленяются от подстилающих светлых массивных аккурганских известняков. Весь разрез серии по литологическим признакам делится на три основные части.

1. Тегерекские известняки, доломитизированные известняки и доломиты (тегерекская свита Л.И.Турбина) образуют многочисленные линзы среди босоготашских порфиридов, могут залегать в их основании, а также наращивают эффузивный разрез кверху. Известняки представлены темными оолитовыми, псевдооолитовыми и пелитоморфными разностями, слоистыми, либо полосчатыми; в некоторых разрезах (р.Восточная Карасу) замещаются черными амфиоровыми доломитами. Доломитизация сильнее проявляется на контактах с эффузивными пачками. Нижняя часть толщи, кроме обильных амфиопор из группы *Amphipora patokensis* Riab., содержит часто раковины *Stringocephalus burtini* DeFr., *Uncites gryphus* Schloth., *Emanuella tackwanensis* Kays., из кораллов характерны *Trachypora circulopora* Kayser, *Caliapora buttersbyi*

М.Е. et Н., *Scoliopora conferta* Ermak., *Dendrostella rhenana* (Frech.), *Alaiophyllum jaruschewskii* Gor. и др. Живетский возраст этих слоев не вызывает сомнений. Франский ярус в толще тегерекских известняков выделяется не столь уверенно по редким находкам амфипор группы *Amphipora patokensis* Riab. и комплексу франских или раннефаменских фораминифер. Мощность живетских — франских амфипоровых известняков достигает 600 м.

В.П.Скворцов, детально изучив в 1969–1970 гг. несколько разрезов баубашатинской серии, установил здесь и более молодые фораминиферовые комплексы, по которым можно различить верхнефаменские отложения с *Tournayella discoidea prima* Pojark., *Septatournayella potensa* Dutk., *Septaglomospiranella primaeva* (Rauser), нижнетурнейские с *Quasiendothyra communis simplex* Brazhn., *Quasiendothyra kobeitusiana kobeitusiana* (Rauser) и др. Эти данные подтверждаются также старыми находками в различных пунктах фаменских брахиопод *Spirifer verneuili* Murch. (материалы В.Н.Огнева) и более новыми — турнейских *Spirifer* cf. *catkalicus* Dik., *Spartornacensis* Kon., *Palaeochoristites* sp. Однако практика уже проведенных детальных геологических съемок в Баубашатинском районе показала невозможность картирования здесь каких-либо фаунистических зон, а также отсутствие сколь-нибудь устойчивых литологических пачек. Наибольшая общая мощность тегерекских известняков — 900–1050 м. В некоторых разрезах мощность толщи меньше: на правом берегу Нарына (Кызкурганская антиклиналь) она составляет 100–400 м, в Мончакской синклинали не более 250 м, при наличии органики живетского яруса и турне. В Урумбашском и Суганташском известняковых массивах (см. рис.19, рис.21) тегерекские известняки выпадают из раз-

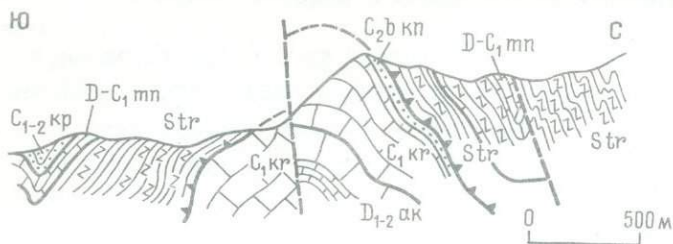


Рис.21. Разрез Суганташского антиклиналоида.

реза или же замещены массивно-слоистыми оолитовыми известняками с редкими фораминиферами среднего девона-турне. Их мощность во всяком случае не более 200 м.

2. Керейские известняки, залегающие выше тегерекских, отличаются слабо выраженной

слоистостью (грубо-слоистые, до массивных, разности), несколько более светлой окраской и отсутствием доломитовых прослоев. Обычно они также имеют микрозернистую оолитовую или псевдооолитовую ступчатую структуру. В верхней части больше органогенных, криноидных и кораллово-брахиоподовых известняков, встречаются обломочные и даже брекчиевидные разновидности. Эти известняки слагают главную вершину Баубашаты и хорошо вскрыты по нижнему ущелью р.Чон-Керей, где их мощность оценивается не менее чем в 1900 м. По данным В.П.Скворцова, на южном и восточном склонах Баубашаты подошва керейских известняков согласная и нечеткая, в их нижней части встречаются позднетурнейские фораминиферы, а более высокие слои последовательно охарактеризованы комплексами раннего, среднего, позднего визе и намюра. Около 400–600 м мощности приходится в Баубашате на слои поздневизейского или ранненамюрского возраста с *Goniatites orientalis* Libr., брахиоподами *Striatifera striata* (Fischer), *Echinoconchus elegans* (N'Co),

Gigantoproductus sp., *Martinia glabra* (Mart.) и др., ругозами *Dibunophyllum lonsdaleoides* Nas., *Lithostrotion* sp., аналогичные пешкаутской свите Южной Ферганы (Горянов и др., 1961) и весьма широко распространенные в известняковых разрезах всего Южного Тянь-Шаня. Описывая их под местным названием керейской свиты, принадлежащим Л.И.Турбину, мы имели в виду (Бискэ, Поршняков, 1973) признаки скрытого перерыва в известняковом разрезе ниже верхов визе в случае налегания этих слоев на живетские известняки в Баубашате (Волкова, 1960), на верхнетурнейские в г.Акнот на Урумбаше и на эйфельские (?) в Суганташском и Урумбашском массивах. Однако в непрерывных разрезах известняки низов визе и части турне неотличимы от верхневизейских.

Мощность керейских известняков колеблется чаще в пределах 500–1300 м, лишь в восточной части Суганташа и на Урумбаше уменьшается до 150–300 м.

3. Арсланбобские известняки – вновь более слоистые по сравнению с керейскими, иногда с плитчатой отдельностью, темные, глинистые, реже массивно-слоистые с пластами брекчиевого сложения. Они содержат прослой зеленоватых известковистых и кремнистых сланцев, известковистых песчаников или гравелитов, а на правом берегу Нарына есть известняки с кремневыми включениями, которые сходны с газской свитой Южной Ферганы. На южном склоне Баубашаты, по В.П.Скворцову, эти известняки содержат раннебашкирский фораминиферовый комплекс с *Pseudostaffella antiqua* Dutk. и налегают на керейские известняки (верхний визе) с перерывом. Однако в большинстве других разрезов подошва арсланбобских известняков скорее согласная, и наряду с раннебашкирской фауной – фораминиферами, гониатитами, ругозами – определены формы, относящиеся к верхам нижнего карбона. Мощность толщи подвержена колебаниям, скорее всего, из-за последующего размыва: в Баубашате близ Арсланбоба и в Урумбашском массиве на р.Капка она достигает 300–400 м, несколько меньшие цифры дают разрезы по Нарыну и Аксай–Баши, включая Ой-алминское тектоническое окно, в других случаях мощность сокращается до первых десятков метров.

Предскадчатая терригенная формация в баубашатинских разрезах известна как конуртюбинская свита. В типичном разрезе у г.Шамурат это почти сплошные конгломераты мощностью до 350 м, налегающие с небольшим размывом на известняки баубашатинской серии и сложенные в основном их гальками. Конуртюбинские конгломераты могут частично замещаться песчано-гравийными породами или флишоидной толщей, с глыбами-отторженцами известняков. Встречаются пачки кремнистых сланцев, а в отдельных случаях описаны прослой вулканомиктовых пород и андезитобазальтовых порфиритов. Как в гальках, так и в редких прослоях известковистых песчаников найдены фораминиферы, среди которых самыми молодыми являются башкирские *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) и др. Мощность терригенной конуртюбинской свиты (там, где она вскрывается из-под шарьированных силурийских или девонских отложений сересуйских разрезов) составляет обычно десятки метров, реже до 300–400 м.

Внешние лептогеосинклинальные разрезы. Кугартский тип. Юго-восточная ветвь лептогеосинклинали прослеживается по сокращенным разрезам среднего палеозоя в бассейне р.Кугарт (Кет-арт). Отсюда она переходит на северо-восточный склон Ферганского хребта, а к югу такие же разрезы заходят в истоки Чангета (р.Ирису) и далее скрываются под чехлом Узгенской впадины. Здесь, вероятно, лептогеосинклинальная зона Ферганского хребта соединяется с зоной аналогичных сокращенных разрезов миогеосинклинали Восточного Алая (Яговкин, 1969).

По всей этой области лептогеосинклинальный комплекс среднего палеозоя скрыт под мощными флишевыми толщами и обнажается преимущественно вдоль ее северо-западной окраины, в подошвах многочисленных тектонических чешуй. Как и в сересуйских разрезах, он образован двумя формациями.

Ф о р м а ц и я г р а п т о л и т о в ы х (а с п и д н ы х) с л а н ц е в известна лишь в отдельных выходах - по р.Ирису, на Кугарте выше пос.Дмитровка, в верховьях р.Урумбаш. Мощность обнаженной части сланцевой толщи нигде не превышает 200-300 м; в ее составе кроме черных и зеленоватых углисто-глинистых и серицит-глинистых сланцев много кремнистых сланцев и кремней (силицитов). Редкие находки граптолитов не позволяют сделать точные определения возраста, лишь на Ирису в верхних слоях есть лудловские *Pristiograptus sp.*, *Saetograptus? sp.*

И з в е с т н я к о в о - к р е м н и с т а я ф о р м а ц и я в кугартских разрезах имеет почти такое же строение, как и в сересуйских. На Ирису, а также на южном склоне Урумбашского массива найдены нижнедевонские кремнисто-глинистые породы, содержащие прослои тентакулитовых известняков с *Turkestanella cf. acuaria* (Richt.) *Styliolina cf. fissurella* (Hall) и другими видами пражского комплекса. В других разрезах (рис.22) сплошная кремневая толща согласно перекрывает черные сланцы силура и достигает мощности в 150-300 м. Органических остатков в кремнях пока не найдено, и возраст определяется лишь благодаря залеганию в кровле разреза пачки или же нескольких пластов известняков, содержащих раковинки фораминифер и микроводоросли визейского яруса, а в отдельных случаях - более древних, вплоть до верхнего девона. Как правило, они встречаются в виде обломков плохой сохранности, к тому же полурастворенных и замещенных кремнистым веществом. Иногда удается видеть обломки раковин гониатитов. В некоторых случаях подобные же известняковые пачки содержат уже остатки более молодых фораминифер - *Pseudostafella sp.*, *Profusulinella sp.* башкирского или раннемосковского облика. Проследить разновозрастные отложения в одном разрезе пока не удалось, так как фораминиферовые прослои встречаются не часто, и местами вся известняковая пачка состоит из пелитоморфных немых разностей. Ее мощность не превышает первых десятков метров.

Поскольку возрастной объем известняково-кремнистой формации кугартских разрезов близок к объему аналогичной по составу шаланской серии Южной Ферганы ($S_2^2 - C_2^b$), мы можем использовать в стратиграфической схеме старое название.

Ф л и ш е в а я ф о р м а ц и я кугартского типа разрезов выделяется в кугартскую серию, которая относится уже к верхнему палеозою. Она согласно ложится на известняки и кремни шаланской серии и в отличие от по-

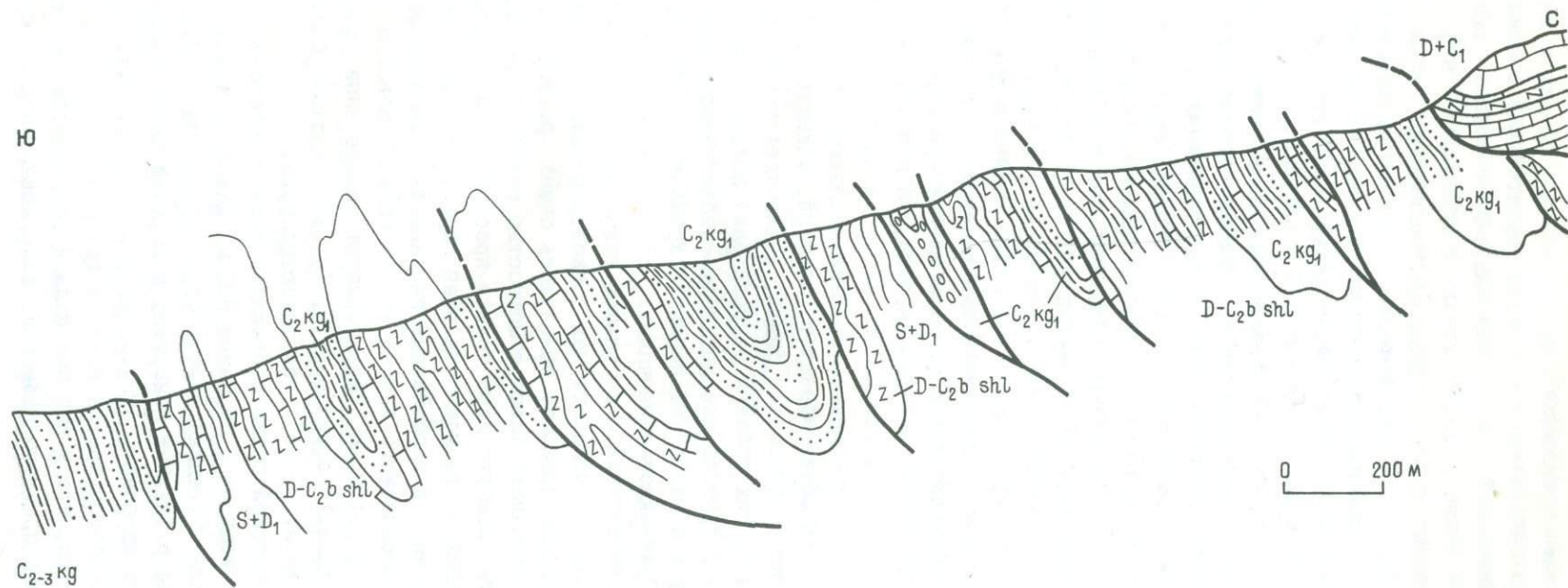


Рис.22. Тектонические чешуи правобережья р.Урумбаш с разрезом кугартского типа.
Справа надвинуты известняки г.Акташ.

следней имеет весьма большую мощность — не менее 3000 м — при малом возрастном объеме. В течение московского века и в начале позднего карбона, таким образом, произошло заполнение ритмичными терригенными осадками глубоководной впадины, примыкавшей с юга к Баубашата-Урумбашской островной суше.

Разрез кугартской флишевой серии довольно однороден, что наряду со сложной тектоникой создает труднопреодолимые препятствия ее стратиграфическому расчленению. Фаунистический материал, которым мы здесь располагаем — это почти лишь одни раковины фузулинид, к тому же обычно представленные в виде обломков в карбонатных песчаниках; некоторые из них, возможно, перемыты из более древних отложений.

В долине Урумбаша, особенно по правобережью реки, нижние слои серии имеют более тонкий известково-алевролитовый состав; в основании некоторых ритмов близ подошвы серии находится песчанистый известняк с оолитами и фораминиферами, включая *Pseudostaffella* sp. Эпизодически встречается пачка "дикого флиша" (олистором), содержащая валунно-галечные конгломераты и глыбы известняка. Как в крупных обломках, так и в известковых песчинках присутствуют одни и те же фораминиферы верхов башкирского или низов московского яруса — *Profusulinella bona* Grozd., et Leb., *Pr. staffellaefomis* Kir., *Pseudostaffella* sp. Несколько южнее, в других разрезах нижняя часть серии включает своеобразную олисторомовую пачку мощностью до 100 м. Она содержит базальтовые порфириды или их брекчию с глыбами и гальками криноидных известняков нижнего карбона, а в некоторых случаях и крупные известняковые тела размером до 30 x 100 м, в которых можно найти брахиоподовую фауну со *Striatifera*. Брекчии чередуются здесь с прослоями нормального флиша. Эта пачка образует, пожалуй, единственный отчетливый маркирующий горизонт в кугартском флише, хотя отдельные известняковые глыбы встречаются и на других уровнях разреза близ пос. Урумбаш.

Выше в разрезе на р. Урумбаш следует толща песчанистого флиша, которая в бассейне р. Ирису и к северу от перевала Урумбаш непосредственно начинается разрез серии. Граувакковые песчаники, сложенные обломками кремнисто-кварцевых пород и известняков с небольшой примесью зерен порфиритов и полевых шпатов, постоянно преобладают над тонкозернистыми породами, но появление гравийно-галечных прослоев отмечалось очень редко. Характерны пачки груборитмичного песчаного флиша с мощностью ритмов в 1–2 м, в котором алевролиты и сланцы образуют лишь тонкие прослойки. На песчанистую толщу приходится основная часть мощности всей серии, от 1 до 2 тыс. м. Разрозненные находки фузулинид в карбонатных песчаниках позволяют определить ее возраст в пределах московского яруса; иногда раннемосковские *Profusulinella rhomboides* Lee et Chen характеризуют нижние слои разреза, позднемосковские *Fusulinella bocki* Moell., *F. aff. lucida* Chern., *Fusulina aff. elegans* Raus. et Bel. встречаются выше.

Верхнюю часть кугартской серии составляет вновь песчано-алевролитовый, более тонкий флиш мощностью не менее 800 м. Однако и здесь нередки грубые песчанистые ритмы. Органика обычно отсутствует, но В.И. Тихонов (1949) на правом истоке р. Урумбаш обнаружил в верхней части разреза фораминиферы низов верхнего карбона — *Prototricitites* ex gr. *obsoletes* (Schellw.), *P. cf. pseudomontiparus* Putr. и др.

В заключение отметим, что у нас нет полной уверенности в лептогеосинклинальном типе всего среднего палеозоя, залегающего под кугартским

флишем. Скорее всего, там есть разные разрезы среднего палеозоя. Однако немногие имеющиеся здесь останцы известнякового среднего палеозоя (г. Акнот, сай Акташ на Ирису) занимают аллохтонное положение по отношению к флишу, и их происхождение скорее связано с шарьяжами, последовавшими за флишевой стадией осадконакопления.

Терригенные разрезы. Яссинский тип. Южнее и восточнее кугартских лептогеосинклинальных разрезов в верховьях рек Кугарт, Яссы и Каракульджарасполагается обширная область, известная под названием Яссинской зоны (Огнев, 1959; Синицын, 1960 и др.). Удачную стратиграфическую схему для яссинского палеозоя предложил В.И.Тихонов (1949). Этот автор описал два мощных терригенных комплекса: первый условно среднепалеозойский, второй верхнепалеозойский (верхний карбон - нижняя пермь), разделенные маломощной кремнисто-сланцевой джуректашской свитой нижнего-среднего карбона. К настоящему времени после работ А.Е.Довжикова и др. (1960), В.Д.Брежнева (1968), Е.И.Зубцова, Н.В.Иванова, а также наших маршрутов датировка отдельных толщ уточнилась. Кроме того, оказалось, что в ядре структуры Яссинской зоны - Кипчальминского антиклинория - залегают толщи с несколько иным, более карбонатным разрезом, чем надвинутые на них чешуи "нижнего терригенного комплекса". Тектонической границей этого типа разрезов, который мы будем называть кипчальминским, можно считать надвиг по кровле самого верхнего массивного известняка в Кипчальминском ущелье на р.Яссы (рис. 23-25) и в долине Биргузы (рис.26).

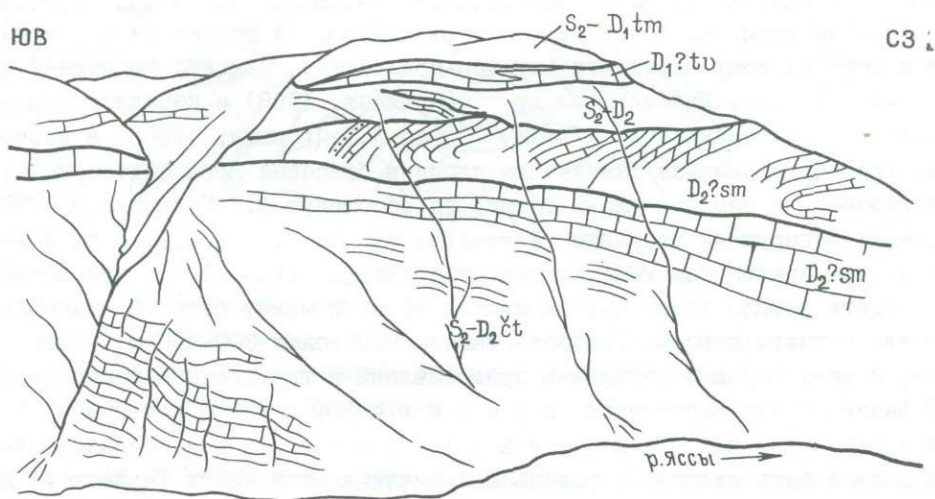


Рис.23. Левый борт Кипчальминского ущелья р.Яссы.

Толщи мрамора и сланцев разделены пологими, часто секущими поверхностями надвигов.

Выше этой надвиговой поверхности располагается палеозой собственно яссинского типа. Он начинается толщей тамчинских сланцев, которая описывалась раньше в составе "третьей сланцевой свиты" на Кипчальме или горизонтов *g*, *h*, *i* в стратиграфической схеме Е.И.Зубцова для долины Биргузы (Довжиков и др., 1960). Толща состоит в основном из глинистых пород, находящихся по степени изменения в стадии метазенеза или раннего зеленосланцевого метаморфизма: кварц-серицитовых, зеленых хлоритовых и других

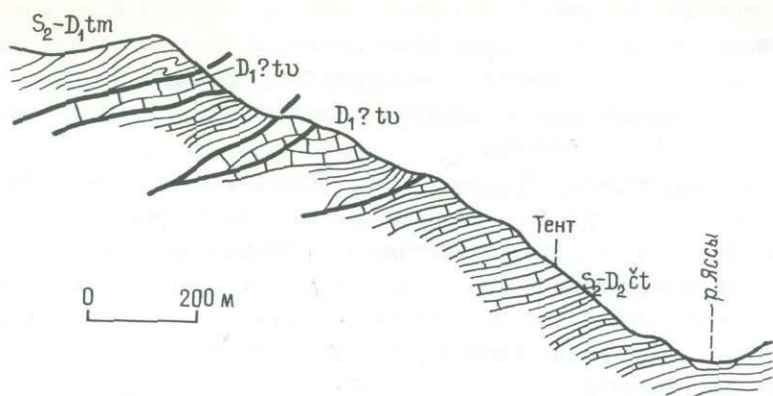


Рис.24. Разрез левого борта Кипчальминского ущелья: место находки тентакулитов в читтинской толще.

сланцев с прослоями тонкозернистых кварцевых песчаников и алевролитов, а также темных слоистых мраморизованных известняков. В разрезах по рекам Биргузы и Семиз изменение пород слабее, чем на Яссы, песчаников почти нет, встречаются кремнистые сланцы, известняков больше, и в них обнаружен местами довольно обильный коралловый комплекс: *Favosites gothlandicus* Lam., *Squameofavosites rusanovi* (Tschern.), *Sq. isfaraensis* Chekh., *Sq. bohemicus singularis* (Sok.), *Emmonsiella saamnicca* (Chekh.), *Syringopora fascicularis* M. E. et H., *Tryplasma* sp. и другие виды, относящиеся к исфагинскому горизонту (лудлов-пржилолий). Находки криноидей *Syndetocrinus* (?) sp., *Pandocrinus* sp. (Брежнев, 1968) и кораллов *Squameofavosites* ex gr. *bohemicus* (Ро́ста) (по А.В.Яговкину, 1965) в известняках из типичного разреза тамчинских сланцев бассейна Яссы подтверждает такую датировку. В верхних слоях толщи, по сообщению В.Б.Горянова, в 1979 г. на р.Семиз обнаружены табуляты *Favosites kozlovskii* (Sok.), а на левобережье Яссы — брахиоподы *Punctatrypa granulifera* (Barr.), что позволяет проводить кровлю толщи внутри кунжакского, а может быть и манакского горизонта нижнего девона. Мощность тамчинской толщи 300–400 м. Выше по разрезу нижедевонские отложения представлены в терригенной песчано-сланцевой фации. С них начинается древняя флишoidная (кварц-гравякковая) формация, образование которой должно быть связано с разрывом периклиналильной части Таримского древнего массива. Эту формацию представляет "нижний терригенный комплекс" В.И.Тихонова (1949), который мы будем называть узгенской серией по имени гор Узген, составляющих левый водораздел Яссы. В ее составе В.И. Тихонов описал нижнюю, песчано-сланцевую яссинскую, свиту и верхнюю, в основном песчанистую джартюбинскую свиту. Такое деление в значительной мере условно и относительно из-за сложных взаимоотношений песчаных и песчано-сланцевых пачек как в вертикальном разрезе, так и по горизонтали. Задача геологического картирования узгенской серии еще больше осложняется чешуйчато-надвиговой тектоникой и недостаточной палеонтологической характеристикой пород, из-за чего попытки проследивать изохронные поверхности в разрезе обречены на неудачу. Опираясь на литологический состав и общую по-

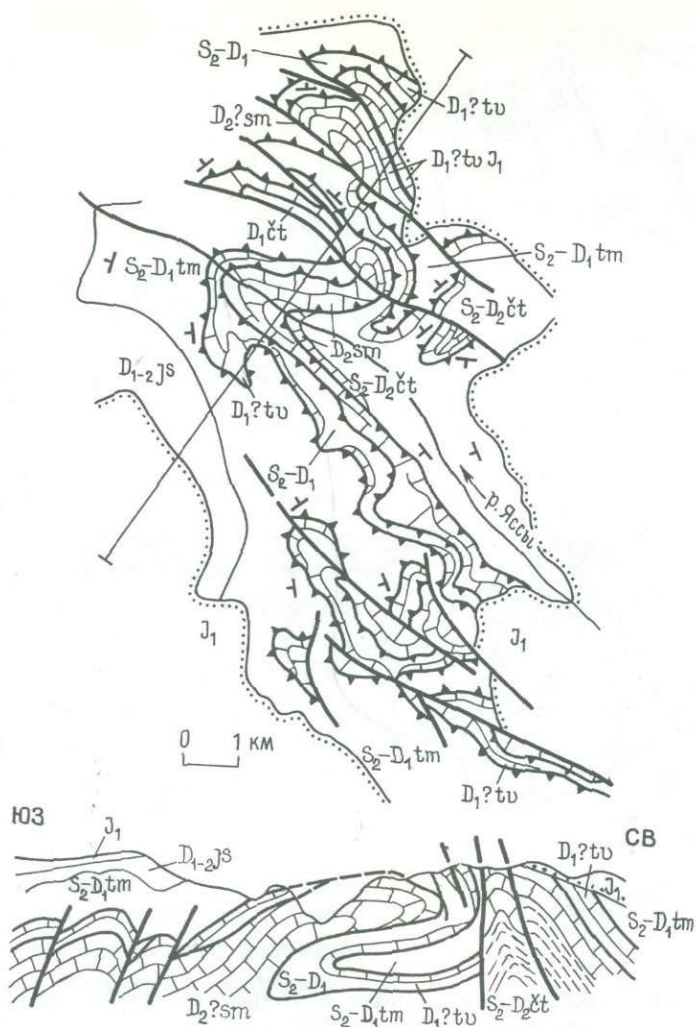


Рис.25. Тектоническая схема и разрез Кипчальминского ущелья на р.Яссы.

Показаны шарьяжные поверхности I-го этапа (линии с зубчиками), поздние разрывы; выделены палеозойские известняки.

следовательность отложений, можно попытаться выделить следующие элементы разреза серии.

1. Нижние яссинские сланцы обнажаются в долине Яссы ниже устья р.Байбиче и представляют собой существенно сланцево-алевролитовую ритмичную толщу общей мощностью 700-800 м с тремя крупными песчаниковыми пачками, из которых нижняя маркирует подошву серии. Органических остатков здесь не обнаружено.

2. Яссинские песчаники, или средняя яссинская подсвета, в разрезе по Яссы обнажены ниже по течению, вплоть до устья Каратобе и имеют мощность 400-500 м. Вблизи кровли в них найдены псилофиты *Aphylopteris* sp., *Hos-timella* sp., *Taenioscrada* sp. позднего силура или раннего девона (Брежнев, 1967; 1968; определения Н.М.Петросян). Эта толща распространена шире

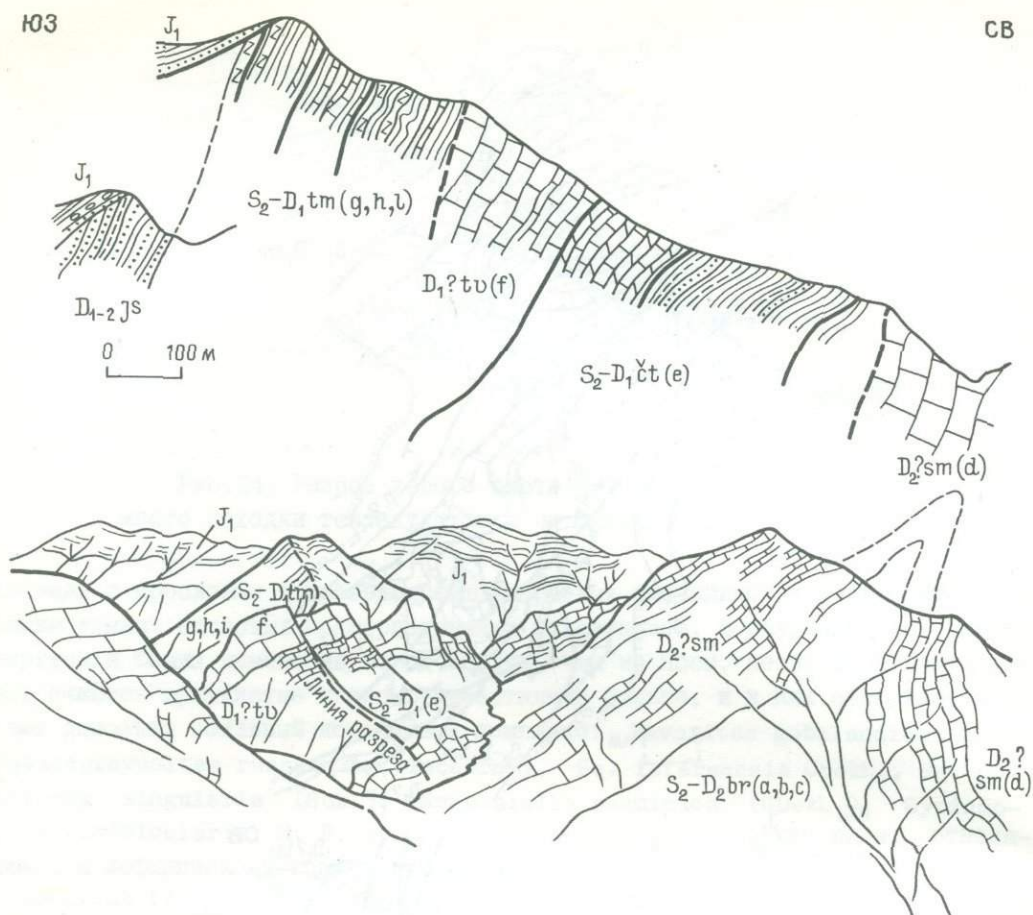


Рис.26. Биргузинская антиклиналь и разрез ее юго-западного крыла. Индексы *a-i* отвечают схеме Е.И.Зубцова (Довжиков и др., 1960).

нижней и образует основания тектонических чешуй на р.Каракульджа, в Узгенских горах и в хр.Кульдамбес, достигая 500–700 м мощности. Песчаники образуют здесь крупноритмичные пачки, разделенные менее мощными горизонтами с преобладанием пльчатых кварц-серицитовых сланцев. Очень редки прослойки известковых криноидно-детритовых песчаников.

3. Верхние яссинские сланцы, сходные с нижними, зеленоватые и черные, обычно образуют тонкоритмичное (ритмы по 2–5 см) переслаивание с алевролитами и песчаниками, но в некоторых горизонтах резко возрастает мощность песчаной части ритмов. Эта часть разреза в долине Яссы обнажается ниже устья Каратобе, однако смята в опрокинутые складки, и полная мощность здесь неизвестна; в других пересечениях она обычно составляет 800–900 м. Некоторые пачки оказываются сильно известковистыми: встречаются желваки и линзы черных песчаных или более грубообломочных детритовых известняков, из которых вблизи подошвы сланцевой толщи у перевала Джульгур найдены тентакулиты *Nowakia proninae* G.L., *Viriatellina* sp. и др. (рис. 27), относящиеся, по заключению В.Л.Клишевича, к самым низам среднего девона. Находки таких же тентакулитов известны и в горах Кульдамбес (ис-

токи р.Аубек). Вблизи кровли сланцевой толщи в линзе известняка на левом водоразделе Каракульджи найдены кораллы живетского облика - *Coenites* sp. и, возможно, *Dendrostella rhenana* (Frech).

4. Джартюбинские песчаники, или джартюбинская свита, в Узгенском хребте залегают согласно на яссинских сланцах. Их мощность обычно находится в пределах 400-800 м, но в некоторых разрезах на левобережье Каракульджи сильно уменьшается вследствие замещения песчаников черными и зеленоватыми сланцами верхнеяссинского типа. От более древних яссинских песчаников джартюбинские отличаются хорошо выраженной массивной слоистостью, серым цветом (хлорит-серицитовая примесь в цементе незначительна) и хорошей сохранностью крупных гиероглифов на подошвах пластов: они имеют форму язычков или характерных крупных полусфер с ямкой на вершине, отпечатавших, вероятно, следы выходов газовых струй. Как и в нижележащих слоях, встречаются линзочки криноидно-обломочного известняка с редкими кораллами и тентакулитами, из которых определены лишь среднедевонские (?) *Trachypora* sp. и *Styliolina* ex gr. *nucleata* Karp. Некоторые пласты песчаников содержат растительный детрит, в котором (р.Каракульджа, сай Кашкасу) Н.М.Петросян определила ранне-среднедевонские *Drepanophycus* cf. *spinaeformis* Goerr., *Taenioscrada decheniana* Kr. et Weyl., *Hostimella* sp., *Aphylopteris* sp., *Psyllophites* sp. Более молодые растительные остатки найдены в песчаниках на р.Кашкасу в бассейне Кургарта. Это псилофиты, близкие к *Taenioscrada gracilis* Tschirk., и отпечаток плаунового, скорее всего, *Lepidodendropsis*. Возраст последних, по заключению Н.М.Петросян, скорее позднедевонский, чем живетский или раннекаменноугольный.

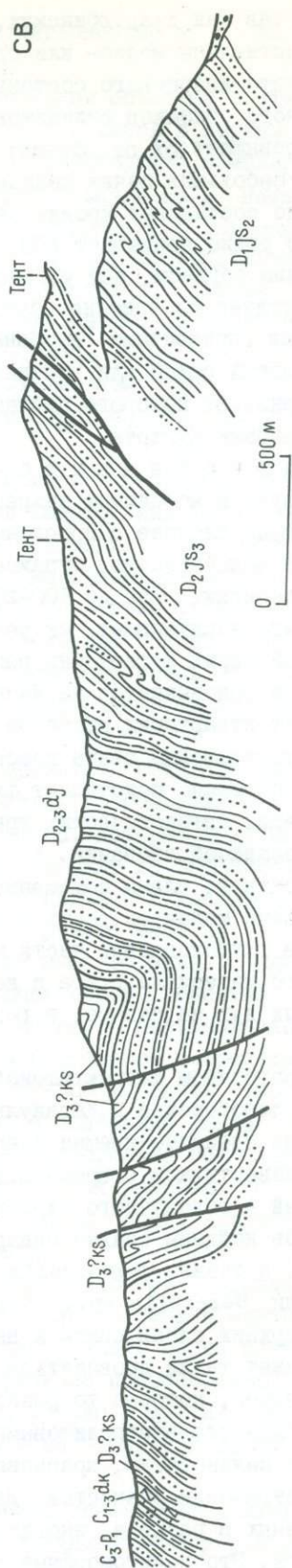


Рис.27. Разрез яссинского типа на водоразделе рек Яссы и Каракульджа.

Состав как джартюбинских, так и яссинских песчаников очень однороден, они представлены мелко- или среднезернистыми разностями олигомиктового или почти чисто кварцевого состава, реже встречаются кварцевые граувакки, в которых много обломков силицитовых пород. Примесь полевых шпатов в обломках редко превышает 5% от объема.

5. Небольшая пачка кендысуйских фисташковых и черных сланцев почти повсеместно составляет кровлю серии, налегая на джартюбинские песчаники. Мощность ее редко превышает 100 м, органические остатки не найдены.

Таким образом, вся узгенская серия достигает мощности 3-4 тыс. м. Она соответствует по времени образования почти всеми девону, возможно, вместе с нижними горизонтами карбона. Местом ее формирования следует считать континентальный склон или континентальное подножие Таримского материка, по мере удаления от которого песчаники сменяются пелагическими кремнисто-глинистыми сланцами Кугарта.

Известняково-кремнистая формация соответствует в яссинских разрезах джуректашской свите кремнистых и глинистых пестрых сланцев с прослоями известняков. Ранг свиты, в котором мы оставляем это наименование, отражает постоянно малую мощность формации - обычно первые десятки, реже до 100-200 м, хотя по возрастному объему джуректашская свита заслуживает, скорее, ранга серии. Латеральное отграничение ее от шаланской серии кугартских разрезов, являющейся членом той же формации, условно и основывается на изменении хронологических границ формации при переходе от кугартских разрезов к яссинским.

Джуректашская свита повсеместно согласно перекрывает узгенскую серию и также согласно подстилает флишевую серию C_3-P_1 . Внутри свиты не замечено резких литологических границ, с которыми можно было бы связать перемены в осадкообразовании. Кремнисто-сланцевый состав, редкость органических остатков, следы замещения карбонатных частиц кремнистым веществом, чрезвычайно малая скорость накопления осадков являются признаком образования их в глубоководной части моря - в эпоху, когда прекратился привнос терригенного материала с юга и востока (Таримская платформа), а образование островных дуг на севере, в герцинидах, происходило еще на значительном удалении.

Стратотипом джуректашской свиты можно предложить разрез в урочище Ой-ашлы на левобережье р. Каракульджа, где на кендысуйские сланцы налегают: 1) черные слоистые кремни и кремнистые сланцы около 20 м мощностью и 2) горизонт известняков с кремневыми прослоями; в нижней части пелитоморфных, а в верхней - обломочного строения, мощностью лишь 5-8 м. Вблизи кровли известняков найдены сильно окварцованные обломки фузулинид с керитотекальной стенкой, а также *Ozawainella* sp., *Schubertella* sp. и *Triticites* sp., водоросли *Beresella* sp., *Dvinella* sp., что указывает на принадлежность самых верхних слоев свиты к верхнему карбону. В других разрезах подошва свиты может также проводиться по появлению слоистых черных и зеленых кремнистых пород, которые то резко сменяют кендысуйские сланцы, то переслаиваются с глинисто-алевролитовыми породами. Джуректашские сланцы и кремни часто имеют зеленоватую, красноватую окраску, много черных, отбеливающихся при выветривании разностей. Известняковые прослои могут встречаться на разных уровнях в разрезе, иногда совсем отсутствуют, но чаще приурочены к верхам свиты. Это пелитоморфные и тонкодетритовые, в редких случаях более

грубообломочные известняки, в разной степени окремненные и с линзочками кремней.

Расчленить джуректашскую свиту по органическим остаткам почти нигде не удавалось. Вероятно, главная часть мощности относится к верхам визе, на-мюру и, возможно, низам башкирского яруса: соответствующий комплекс ископаемых включает фораминиферы *Eastafella* sp., *Endothyra* sp., *Howchinia* sp., *Ammodiscus* sp., *Archaeodiscus* sp., *Neoarchaeodiscus postrugosus* (Ritl.), *Asteroarchaeodiscus* sp. и др., иногда хорошо сохранившиеся фрагменты стеблей морских лилий, обломки раковин гониатитов. Более молодой комплекс фораминифер встречается иногда в кровле свиты. Он включает раковины *Bradyina* sp., *Profusulinella* sp., *Schubertella* sp., *Fusulinella* sp., *Fusiella* sp., а в некоторых случаях и представителей *Schwagerinidae*, в том числе *Triticites* sp. Возраст его, таким образом, отвечает концу московского века и началу позднего карбона.

Флишевая формация в ясинских разрезах имеет самый молодой возраст в сравнении с другими частями Южного Тянь-Шаня: он охватывает конец карбона и швагериновое время. Эти отложения, соответствующие верхнему терригенному комплексу В.И.Тихонова, мы будем называть улугчатской серией со стратотипом по правому берегу р.Яссы ниже устья Улугчата (Тужксу). Разрез по р.Яссы является одним из наиболее полных, и даже с учетом вздвоений по надвигам мощность серии достигает здесь 3500 м. Выявить такие вздвоения довольно трудно, так как вся серия имеет однородный состав и фаунистическую характеристику.

Расчленение улугчатской серии может основываться пока что лишь на выделении из нее толщи или нескольких пачек светлых грубозернистых песчаников грауваккового или кварц-грауваккового состава, которые В.И.Тихонов называл балыкской свитой. Иногда эти песчаники содержат до 50% обломков полевых шпатов, включая калиевые, что, очевидно, связано с кислым вулканизмом в соседних областях. Балыкские песчаники образуют местами горизонты мощностью до 20-30 м или же встречаются в виде мощного нижнего члена крупных песчано-алевролитовых ритмов, представляющих собой, вероятно, отложения "зерновых потоков", или флюксотурбидиты. Мощность песчаной части разреза серии весьма непостоянна, чаще всего она колеблется в пределах 200-400 м, но Яссы у пос.Салямалик достигает 600-800 м. Здесь отмечены также редкие прослои мелкогалечных конгломератов и отдельные глыбы известняков. Однако "дикий флиш" для улугчатской серии совершенно не характерен. Первые горизонты балыкских песчаников в ненарушенных разрезах по левобережью р.Токсанкампыр находятся в 600-500 м от подошвы серии, в других пунктах они появляются значительно выше по разрезу.

Остальная часть улугчатской серии представляет собой нормальный флиш, состоящий из мелко-среднезернистых песчаников, алевролитов и мягких серебристых глинистых сланцев. Нижняя, "подбалыкская", часть серии получила название тургайтюбинской свиты; в типичном разрезе по правобережью Яссы она отличается заметным преобладанием песчаников, однако в других случаях практически неотличима от верхней части разреза - капчигайской свиты В.И.Тихонова.

Датировка флишевой серии ясинских разрезов основывается лишь на сборах крупных фораминифер, которые, чаще всего в виде обломков раковин, в изобилии встречаются в характерных пачках грубых известковистых песчаников,

каждая из которых представляет собой крупный ритм мощностью до нескольких метров. Подобные раковинные песчаники отличают улугчатскую серию от сходного в остальных признаках кутартского флиша. Ф.Р.Бенш по коллекции Н.В.Иванова определила, что в долине Яссы уже самая нижняя часть серии содержит комплекс с различными *Quasifusulina*, *Pseudofusulina*, *Rugosofusulina*, *Daixina*, который она отнесла к швагериновому горизонту. Определения из наших сборов, сделанные Н.А.Аносовой, указывают на несомненно карачатырский (швагериновый) возраст лишь верхней части тургайтубинской толщи и всех вышележащих слоев. Лучшие по сохранности раковины фораминифер собраны в алевролитах и содержащихся в них известняковых желваках. Они представлены *Schwagerina* ex gr. *vulgaris* Scherb., *Occidentoschwagerina* sp. и другими *Schwagerinidae* и относятся к карачатырскому горизонту, т.е. асельскому ярусу нижней перми. Верхняя, капчигайская толща по имеющимся данным также вряд ли выходит за пределы карачатырского горизонта. Таким образом, накопление всей мощной флишевой серии здесь началось вблизи рубежа карбона и перми и происходило весьма быстро.

Следует отметить, что в верховьях Кутарта, где установлены самые северные разрезы яссинского типа, флишевая серия не содержит заведомо раннепермских фораминифер и может оказаться несколько более древней, чем на р.Яссы. На различных стратиграфических уровнях здесь найдены швагериниды верхнего карбона, причем в базальных (!) слоях на левом берегу верхнего Кутарта — *Rugosofusulina* sp., относящиеся к дастарскому горизонту (C_3^3), т.е. самые поздние. Такие аномальные датировки часто объясняют переотложением фораминифер. Однако вероятно и "переотложение" целых пачек флиша, образующих мелкие гравитационные (?) покровы поверх более молодых слоев близкого состава. Разрезы яссинского типа на Каракульдже и правобережье Тара в самых верхних тектонических чешуях также венчаются флишем, в котором не доказано присутствия нижней перми и найдены лишь позднекаменноугольные фораминиферы. Южнее следуют тектонические чешуи и покровы Восточного Алая, надвигавшиеся уже в северном направлении (Яговкин, 1973). Нижнепермский флиш ядра Яссинской зоны обозначил место стыка встречных движений масс над погружившимся выступом Таримского континента. Его образованием заканчивается доскладчатая — или, точнее, дошарьяжная — история геосинклинали Южного Тянь-Шаня.

Известняковые разрезы. Кипчальминский тип. Отнесение сланцево-известняковых толщ Кипчальминского ущелья на р.Яссы и района Биргузинской антиклинали к самостоятельному, отличному от Яссинского, типу разреза основывается на присутствии в известняках ранне-среднедевонского комплекса фауны, тогда как яссинский нижний и средний девон имеют песчано-сланцевый состав. Стратиграфия кипчальминских толщ остается во многом неясной из-за повышенного метаморфизма и сложной чешуйчатой тектоники (см.рис.23-26). По нашим представлениям, подтвержденным данными В.Б.Горянова и др. в 1979 г., состав разреза на р.Биргузы следующий:

1. Биргузинские серицитовые сланцы и плойчатые слоистые известняки (пачки *a-c* Е.И.Зубцова (см.рис.26)). Содержат в низах силурийские ругозы *Holacanthia* sp. indet., в средней части — девонские *Dendrostella* sp. indet. До 600 м.

2. Мощная, до 400 м, семизская толща светлых мраморов (*d*).

3. Сланцево-известняковая толща (e). В ее нижней части преобладают сланцы, среди которых в известняковых прослоях найдены исфагинские кораллы (S_2), а в верхах залегают темные пятнистые доломитистые известняки основания пачки f мощностью до 130 м. В них собраны строматопораты - *Bullatella* sp. и многочисленные кораллы - *Favosites kozlovskii* (Sok.), *F. cf. intricatus* Barr., *Squameofavosites* ex gr. *bohemicus* (Роџта), *Emmonsia* *saaminica* (Chekh.), *Heliolites praeporosus* Kettn., *Neomphya* *originata* Schur., *Holmophyllum* sp. и др., что позволяет считать эти слои соответствующими кунжакскому горизонту, скорее, его нижней части.

4. Массивные мраморы (f , верхняя часть) с раннедевонскими по облику *Squameofavosites* ex gr. *bohemicus* (Роџта). Налегают на известняки толщи 3 согласно. Поскольку эти мраморы, мощностью до 200 м, являются верхним элементом видимой части разреза - на них надвинуты вновь силурийские тамчинские сланцы - вопрос об их первичном верхнем возрастном пределе не решается.

Таким образом, фаунистические данные подтверждают уже высказанное ранее (Довжиков и др., 1960) предположение о том, что разрез Биргузы повторен дважды по надвику. Правда, строение разреза биргузинской толщи 1 и толщи 3 неодинаково.

Сложно построенный известняково-сланцевый разрез Кипчальминского ущелья можно представить как неоднократное повторение тех же двух толщ в покровно-надвиговой структуре. Самое низкое положение занимает здесь толща, которую мы назвали читтинской и которая представлена в типичном разрезе выше устья р. Читты карбонатно-кварцево-хлоритовыми или серицитовыми сланцами с прослоями плитчатых мраморизованных известняков. В последних нам удалось обнаружить остатки кораллов и тентакулитов раннего девона (см. рис. 24). Более поздние сборы В.Б. Горянова показывают, что в состав читтинской толщи входят отложения начиная с исфагинского горизонта и кончая живетским ярусом среднего девона (слои с *Thamnopora tumefacta* Nicol. и *Dendrostella rhenana* Frech). В таком случае вероятна аналогия читтинской толщи с биргузинской, а залегающие на ней мраморизованные известняки и доломиты, мощность которых в Кипчальминском ущелье не более 500 м, следует сопоставлять с семизскими. Возраст их неясен, нельзя исключить присутствие здесь отложений моложе живетских, включая, возможно, и карбон.

В верхних тектонических пластинах Кипчальмы (см. рис. 23) вновь видны массивные мраморы, из которых В.Б. Горянов приводит находки кораллов исфагинского или кунжакского горизонта. Эти известняковые пачки - мы называли их туйвинскими известняками - следует теперь, как и толщу 4 разреза на р. Биргузы, параллелизовать с нижней или средней частью биргузинской толщи, в которой, однако, массивных пачек нет. Таким образом, имеющиеся фрагменты кипчальминского разреза позволяют видеть первоначальную неоднородность его строения.

Кипчальминский разрез сопоставлялся ранее (Довжиков и др., 1960) с толщами $S_2 - D_1^1$ хр. Атабаши, однако переизучение атабашинского палеозоя в последние годы (материалы Е.В. Христовой, А.Г. Конюхова и др., вместе с нашими данными) показало плохую обоснованность такого сопоставления. Аналогии кипчальминских толщ следует искать, скорее, в известняковом палеозое притаримской части Южного Тянь-Шаня, который на советской территории известен лишь в бассейне Сарыджаза и занимает аналогичную позицию - южнее девонских песчано-сланцевых фаций.

М и о г е о с и н к л и н а л ь н ы е р а з р е з ы З е р а в ш а н о - В о с т о ч н о а л а й с к о й с к л а д ч а т о й о б л а с т и

Крайний юго-восток Ферганского хребта покрывают терригенные юрские и меловые толщи. Из-под них в правых притоках Тара вскрывается средний и верхний палеозой, неоднородный по формационному составу. Следуя за А.В.Яговкиным (1973), мы считаем эти толщи принадлежащими уже к миогео-синклинальной зоне южной ветви герцинид, которая захватывает также Восточный Алай и южный склон Алайского хребта, а на востоке огибают с юга Таримскую платформу, прослеживаясь в Куэнь-Луэ.

Известняковые разрезы. Кульгеджилинский тип. К этому типу А.В.Яговкин относил разрез известняковых массивов в районе Босага-Акташа, устья р.Акбогус и нижнего течения р.Кулун, а также долины р.Тасрыкай. Известняки вскрываются здесь в ядрах антиклиналей, иногда сильно нарушенных, из-под надвинутых кремнистых и терригенных палеозойских толщ (калмакасуыйский тип). Подобные же известняки надвинуты с запада на нижнепермский флиш яссинского типа в верховьях Тара (Сийдам). Однако аналоги их к северу от яссинских толщ достоверно не выявлены.

Разрез кульгеджилинских известняков начал формироваться не позже позднего силура, однако его нижние элементы на правом берегу Тара не обнажаются. Здесь в составе видимой части разреза выделяются:

1) слоистые мелкозернистые известняки среднего девона, в основном живетские, с амфипорами и *Stringocephalus burtini* Defr. - более 400 м;

2) более грубослоистые оолитовые известняки (визе ?) со следами перерыва в основании - более 300 м;

3) темные слоистые известняки с прослойками глинистых и кремнистых сланцев, в верхней части более массивные - догдульская свита Л.Б.Вонгаза. Относятся к намюру - московскому ярусу. На правом берегу р.Кулун представлена лишь верхняя часть этой свиты мощностью около 250 м.

Вышележащая кашкасуыйская свита ($C_2^{m_2} - C_3^1$) известняково-глинисто-кремнистого состава отвечает верхним слоям джуректашской свиты яссинских разрезов, но отличается большей мощностью - до 400 м. В кровле, как и обычно, залегает флишиодная формация, представленная здесь туюксуыйской свитой; возраст ее, возможно, еще не моложе позднего карбона, неполная мощность около 500 м. Обе свиты известны главным образом уже на левобережье Тара в Чаканташском массиве.

Кремнисто-сланцевые разрезы. Калмакасуыйский и куюксуыйский типы. Палеозой калмакасуыйского типа изучен в районе Капчигаыйского сужения долины Тара и восточнее по рекам Кулун, Тасрыкай, Терек, а также в верхних левых притоках Каракульджи. Юго-восточнее подобные же сокращенные (лептогеосинклинальные) разрезы широко распространены в Восточном Алае (Яговкин, 1969), а под молодыми отложениями Приузгенья область их развития смыкается, вероятно, с областью кугартских разрезов, описанных выше.

По своему составу калмакасуыйские разрезы во многом напоминают кугартские (рис.28, 29). В основании тектонических чешуй часто залегают углисто-глинистые сланцы, алевролиты, которые чередуются с тонкоплитчатыми кремнями и довольно редко содержат остатки граптолитов; пока что удалось подтвердить лишь присутствие (на р.Кулун) отложений верхнего лландовери с

Monograptus turriculatus (Barr.) и др., но, вероятно, имеются и более высокие горизонты силура. Эта серия подробнее расчленена в Восточном Алае (Яговкин, 1969) и вполне аналогична турасуйской серии центральной части Ферганского хребта. Видимая ее мощность до 400 м.

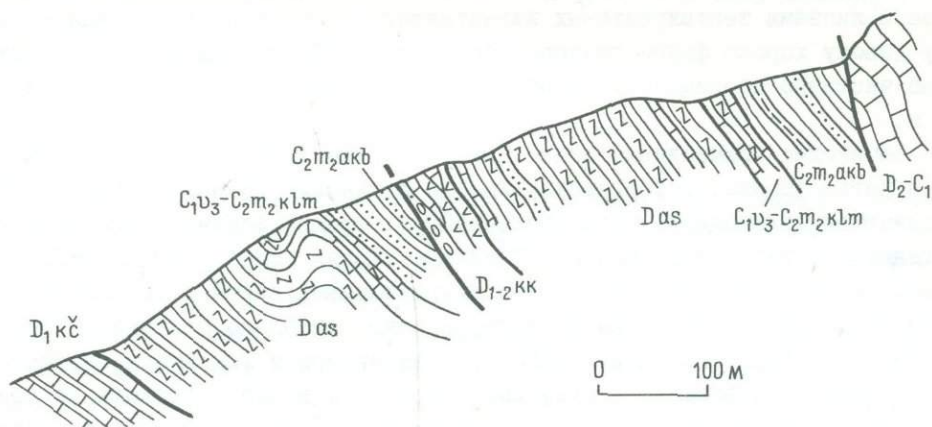


Рис.28. Разрез по правому борту долины Кулуна.

В тектонических чешуях видны толщи калмакасуйского (слева), кунжасуйского и кульгеджлилинского (справа) типов разрезов.

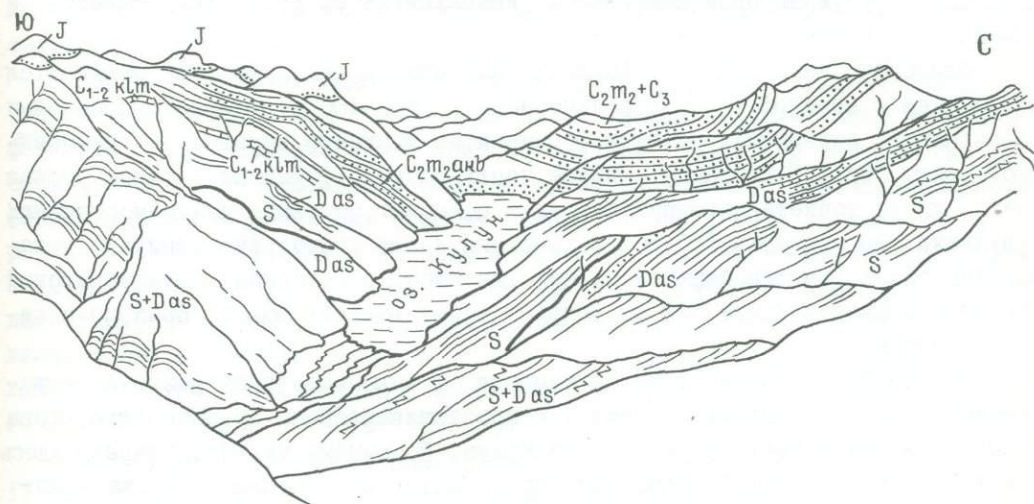


Рис.29. Кулунская синклиналь.

На переднем плане - тектонически вдвоенные толщи калмакасуйского типа разрезов.

Выше согласно залегают темные плитчатые известняки и сланцы мощностью 50-100 м, с брахиоподами, кораллами - *Favosites kozlovskii* (Sok.), *Squameofavosites bohemicus* (Fořta) и тентакулитами - *Paranowakia obtu* Bouček и др. Они соответствуют кунжасуйскому горизонту и выделялись В.Л.Клишевичем и А.В.Яговкиным под названием кочкорчинской свиты. Часто, однако, эти известняки отсутствуют и на силур - также согласно - ложится фиштакково-зеленая сланцевая азанская серия девона. В ее составе местами удастся различить:

1) итульмесскую алевролито-сланцевую свиту с прослоями песчаников, кремней и редко известняков; в последних по р.Кулун и выше оз.Кулун найдены тентакулиты нижнего девона и, возможно, низов эйфеля. Мощность 100-400 м;

2) локально распространенную шартскую свиту кремней и темных сланцев, также с линзами тентакулитовых известняков. Отнесение ее к среднему-верхнему девону хорошо фаунистически обосновано в Восточном Алае и подтверждено частично сборами на правом берегу Тара. Мощность на р.Тасрыкай до 250 м.

Фаменские климениевые известняки известны лишь южнее депрессии Алайку, в устье Терека. В Ферганском хребте азанские сланцы с перерывом (?) покрываются маломощной, редко более 100 м, толщиной плитчатых кремней с известняками в верхней ее части - "калмакасуйская серия" А.В.Яговкина. В формационном отношении она аналогична джуректашской свите яссинских разрезов и верхам шаланской серии на Кугарте, однако несколько отличается возрастным объемом. В нижних слоях найдены фораминиферы и гониатиты верхнего визе и намюра, а в верхних - фузулиниды среднего карбона, вплоть до позднемосковских (*Fusulinella* ex gr. *colaniae* Raus. и др.). Возможен стратиграфический перерыв в интервале намюра В - башкирского и, вероятно, низов московского яруса. Восточнее оз.Кулун верхние горизонты серии замещаются олистостромовой пачкой (сланцы с известняковыми пуддингами, до 150 м), содержащей фузулинидовый комплекс с *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell. и различными *Profusulinella*.

Флишевая (доскладчатая) формация калмакасуйских разрезов отличается появлением в средней части довольно мощной (150-400 м) толщи с прослоями известняков, содержащих остатки фораминифер верхнего карбона, - деменейской свиты, по А.В.Яговкину. Нижняя часть разреза формации (акбогусская свита) имеет тонкотерригенный состав и содержит раковины позднемосковских фузулинид. Ее мощность 600-800 м. Верхняя часть (ойтальская свита) установлена только на левобережье р.Тар, где имеет в основном алевролитовый состав и мощность более 500 м. Возраст ее не выходит еще за пределы позднего карбона.

Некоторыми особенностями отличаются от калмакасуйских разрезы куюксуйского типа. В настоящее время они прослеживаются на правом берегу Тара в районе между устьем Тасрыкай и оз.Кулун. По нашему мнению, разрезы здесь аллохтонны и надвинуты с юга, где образовались во внешней части эвгеосинклинали. Действительно, их характерным признаком является появление в нижней части пачки базальтовых порфиритов, диабазов, лавобрекчий и туфов небольшой мощности - в редких случаях до 300-400 м. Возраст этой пачки (куюксуйской, по А.В.Яговкину) находками кораллов и брахиопод определяется как ранне-среднедевонский. Куюксуйские эффузивы подстилают и частично замещают азанские сланцы.

Другим отличием куюксуйских разрезов является строение верхнепалеозойского флиша, представленного полностью в Кулунской синклинали (см.рис. 29). На уровне, соответствующем верхней части акбогусской свиты (C_2m_2), здесь находится более известковистая, пепельно-желтоватая песчано-алевролитовая толща (куланмендинская), а общая мощность верхнемосковских отложений превышает 1000 м. Верхний карбон включает карабельскую, в основном песчаниковую толщу с линзами конгломератов (800-900 м) и тасрыкайскую,

нормально-флишевую толщу (около 450 м). В первой (по материалам Г.Л.Бельговского) известны скудные находки тритицовой фауны учбулакского горизонта — C_3^2 .

Нижнепермские отложения калмакасуйских и кужксуйских разрезов залегают с несогласием и должны быть отнесены к орогеническому комплексу.

2. Орогенический комплекс

Верхний структурный комплекс Фергано-Атойнакских герцинид формировался в тыловых прогибах, более или менее связанных между собой, позади фронта надвигов и по мере общего его продвижения к югу или юго-востоку. Во время образования этого комплекса, начиная со среднего карбона и вплоть до конца ранней — начала поздней перми, происходило постепенное расширение суши на фоне неоднократной смены трансгрессий регрессиями. Если образование тектонических покровов и надвигов сопровождалось вначале лишь кратковременными перерывами в осадконакоплении, а иногда и вообще не вызвало поднятий, то последующие складкообразовательные процессы выразились на поверхности усилением поднятий, все более длительными перерывами в краевых частях прогибов и возрастанием роли грубообломочного материала в разрезе. Верхние члены комплекса несут уже явные признаки континентального происхождения.

Верхний палеозой тыловых прогибов состоит почти исключительно из терригенных пород и представляет собой, в широком смысле, одну молассовую формацию. Подразделение ее на дробные единицы, толщи или свиты, легко удается благодаря чередованию в разрезе грубообломочных, песчано-сланцевых флишеидных и известняковых (песчано-известняковых, известняково-конгломератовых) отложений. Как и в среднем палеозое, они часто диахронны и связаны латеральными замещениями. Более крупными единицами являются здесь седиментационные ритмы или ритмосвиты, рассмотрение которых сделано в отдельной статье (Бискэ, Кушнар, 1976). Они выделяются по основным несогласиям внутри орогенического комплекса, но сами обычно лишены внутренне-го литологического единства (рис.30).

Еще более грубо можно разделить комплекс на три части:

- 1) нижнюю молассу, в составе I-II седиментационных ритмов ($C_{2ш1}$);
- 2) флишеидную серию, охватывающую верхи II, III и IV ритмы ($C_{2ш2} - P_1$);
- 3) верхнюю молассу, которая целиком отвечает V ритму (P_{1-2}).

Основание орогенического комплекса составляют толщи **н и ж н е й м о л а с с ы**, залегающие с разрывом на среднем палеозое и метаморфических сланцах майлисуйского разреза и лишь местами переходящие на эффузивные толщи эвгеосинклинали. Их подошва оказывается почти согласной в тех случаях, когда средний палеозой венчается известковистой шингской толщей с башкирскими отложениями в верхней части; однако верхние слои башкирского яруса в изученных разрезах, возможно, отсутствуют. Подобный разрез характерен для южного крыла Келематинского синклинали в междуречье Нарына и Майлису. На шингскую свиту налегает здесь чаакская песчано-известняковая толща, имеющая иногда горизонт конгломератов в основании. К востоку в ней увеличивается терригенная составляющая, и далее происходит замеще-

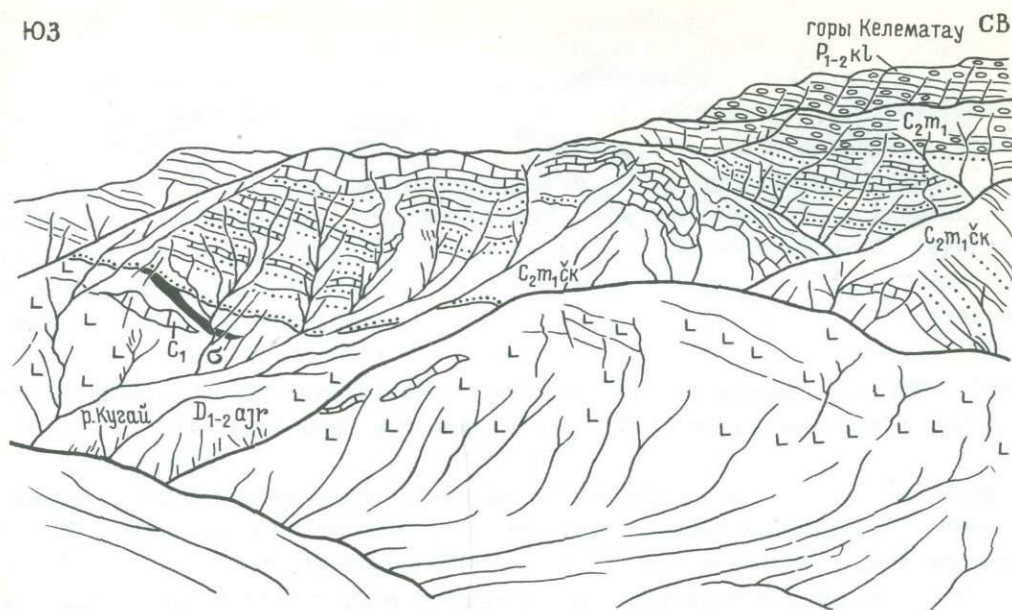


Рис.31. Южное крыло Келематинской синклинали в долине р.Кугай.

конгломератов, особенно в верхней их части, есть и красочные разности.

Верхнемосковские отложения в грубообломочной фации установлены по южным склонам Атойнакского хребта в верховьях р.Ой-алма (Аксай-Баши). Ой-алминские конгломераты (см.рис.9) налегают вновь непосредственно на силурийско-девонские и более древние отложения. Они представлены светлыми массивными грубообломочными разностями, в которых как известковистый цемент, так и галька известняков содержат различные *Fusulina* и *Fusulinella*. Западнее, в истоках Турдука конгломераты замещаются песчано-сланцевой толщей, образуя в ней постепенно выклинивающиеся горизонты. Не вполне ясен возраст подошвы мощной толщи корумтокайских конгломератов, залегающей в основании разреза орогенического комплекса вдоль гребня Атойнакского хребта, однако они также перекрыты и частично замещены верхнемосковской флишеидной толщей. По Нарыну, в северном крыле Келематинского синклинория, нижняя моласса представлена песчано-конгломератовыми слоями, в которых В.И.Волгин обнаружил брахиоподы *Choristites priscus* (Eichw.) и др., относящиеся скорее к подольскому горизонту (C_{2m2}^1). Во всех перечисленных местонахождениях верхнемосковские отложения залегают трансгрессивно или почти согласно на нижнемосковских, и лишь в южном крыле Келематинской структуры на Майлису можно видеть угловое несогласие между ними (р.Чаак - гряда Бостоктыртып, рис.32). В этом случае новый второй осадочный ритм ($C_{2m2} - C_3^1$) также имеет в основании конгломератовую пачку непостоянной мощности. Выше залегают суоктюбинские слоистые известняки мощностью до 100-200 м с богатым комплексом мячковских фузулинид и брахиопод. Они на некотором протяжении играют роль четкого маркирующего горизонта, но к северо-востоку выклиниваются.

В более южных районах мы относим к нижней молассе небольшие выходы пестроокрашенных конгломератов и песчаников, налегающих на эффузивный

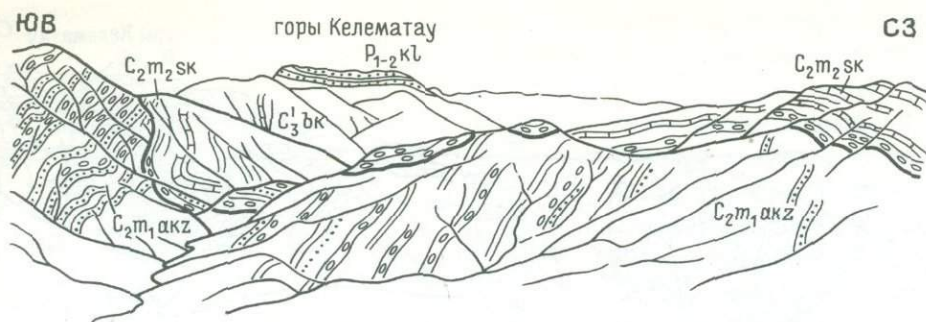


Рис.32. Угловое несогласие в основании суоктюбинских известняков и конгломератов (C_2m_2); верховья р.Сарыбель.

средний палеозой или метаморфические сланцы в гряде Ангерек, по р.Шайдан у южного подножия Алаштау и в Зинданской синклинали на р.Куровес. Палеонтологическая характеристика у этих отложений отсутствует.

Мощность толщ нижней молассы составляет в конгломератовых разрезах от 300 до 700–1000 м, но местами, особенно при замещении песчано-известковистыми породами, снижается до 100 м (Шинг-сай).

Вторым по порядку элементом верхнепалеозойского орогенического комплекса является флиш и дная серия, которая перекрывает и частично замещает нижнюю молассу и относится по времени образования к концу московского века – началу перми. Та же серия широко распространена в тыловых прогибах Южной Ферганы, в горах Кара-Чатыр и Гузан-Каратау. Типичным является разрез серии в Келематинском синклинории. Здесь на верхнемосковские отложения – в северном крыле согласно, а в южном местами с небольшим перерывом и с гальками в основании – налегает ритмично построенная бекечальская толща, состоящая из сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими линзами более грубообломочных пород. Кроме фрагментарных растительных остатков толща охарактеризована редкими находками тритицевого комплекса низов верхнего карбона, а в подошве Л.В.Кушнарь собрала также позднекаменноугольные брахиоподы. Мощности бекечальской толщи достигает 2500–3000 м в осевой части синклинория, хотя в южном крыле она много меньше. Кверху флиш и дная толща становится более карбонатной и включает частые прослои известняков, которые содержат еще различные *Protriticites* и *Obsoletes* джилгинсайского горизонта C_3 , а выше по разрезу учбулакские тритициты (материалы В.Ф.Бородаенко). Эта часть разреза получила наименование "акташской свиты" (Турбин, 1960а), ее мощность всего до 300 м. Она представляет, вероятно, регрессивную часть седиментационного ритма и венчается пачкой известняковых конгломератов.

Флиш и дная серия правобережья Нарына имеет большой возрастной объем. Серия начинается турдукской песчано-сланцевой толщей, которая налегает на нижнемосковские конгломераты и частично замещает верхнемосковские (Ой-алминские и др.). В бассейне р.Турдук к востоку происходит общее погрубение состава толщи. Ее возраст в основном еще мячковский (шункмазарский, по материалам Н.А.Аносовой) и хорошо обоснован сборами брахиопод и фораминифер в нижних пачках, где много известняковых прослоев. Есть основания отно-

сильные верхние горизонты к низам верхнего карбона. В осевой части Атойнакского хребта, на р. Мин-Бугу в аналогах турдукской толщи найдены *Triticites ex gr. irregularis* Schellw. et Staff., *Tr. ex gr. secalicus* Say et Rosov. верхнего карбона. Здесь, в отличие от Келематинского синклинория, разрез серии состоит из двух крупных ритмов (II-III в общем порядке): III начинается с толщи турашуйских конгломератов, серых или красноцветных, чередующихся с песчаниками, сланцами и иногда с плитчатыми известняками. Эта толща, хотя и весьма непостоянная, но местами, близ гребня и на северных склонах Атойнакского хребта, достигающая мощности 600-1000 м, налегает почти согласно на турдукскую. Однако на периферии прогиба, в верховьях р. Западная Карасу и в междуречье Ой-алма-Ишсай, соответствующие ей массивные известняковые конгломераты (куламинские) могут залегать непосредственно на нижнемосковских или даже среднепалеозойских отложениях. Верхняя часть III ритма образована устасайскими песчано-сланцевыми породами, которые связаны постепенными переходами и переслаиванием с турашуйскими конгломератами. В этой флишоидной толще встречаются также известковистые гравелиты и известняки с тритицитами учбулакского горизонта, а на р. Бурду нам удалось подтвердить сделанную ранее Л.И. Турбиным находку *Pseudofusulina* и *Daixina*, характерных уже для дастарского горизонта (S_3^2). В районе перевала Семизбель эти отложения Ф.Р. Бенш (Турбин, 1960а) включила ранее в состав цимисбельской свиты. Мощность их около 600 м, а восточнее по Корумтокаю и Устасаю - 1600-1700 м.

Флишоидная серия включает также мощную, не менее 1500-2000 м, сарыташскую толщу долины Караункюра и низовьев Куровеса. Эта пепельно-серая или желтоватая толща характеризуется значительным преобладанием алевролитов и сланцев над песчаниками и редкостью грубообломочных прослоев. В нижней части, однако, она включает до 300 м сероцветных (сулуксайских) конгломератов с обильной галькой розоватых графит-порфиров. Сарыташская толща налегает на эффузивный средний палеозой и на пестрые сагызганские конгломераты, входящие в нижнюю молассу и прорванные на водоразделе Куровеса с Зинданом пластовым телом тех же гранит-порфиров. Фаунистических находок в сарыташской толще не сделано, хотя Т.А. Додонова сообщает о присутствии спор и пыльцы позднего карбона - ранней перми.

Наиболее молодые слои флишоидной серии тыловых прогибов обнаружены в районе Рязан-сая на Нарыне (Турбин, 1960а). Они относятся уже к нижней перми и представлены песчаниками и алевролитами с фораминиферами улукского горизонта (P_1^2). Там же обнаружены маломощные (150-200 м) швагериновые известняки карачатырского горизонта (P_1^1). К сожалению, положение этих слоев в разрезе остается пока неясным. Возможно, они представляют еще один (\bar{IV}) седиментационный ритм, который западнее, в Бозбутау, представлен улукской свитой с подстилающими ее маломощными конгломератами.

Этот же \bar{IV} ритм завершает формирование палеозойского разреза в Восточноалайских гёрцинидах, где ему соответствует токташская свита А.В. Яговкина. На левобережье р. Тар свита залегает с угловым несогласием на различных слоях палеозоя и начинается горизонтом конгломератов и грубых песчаников (100 м), остальная часть разреза флишоидная песчано-алевролитовая и содержит редкие раковинки карачатырских *Pseudoschwagerina* sp., *Schwagerina* ? sp. и др. В ядре Кулунской синклинали (рис. 33) свита залегает практически согласно на верхнем карбоне, но мощность ее грубообломочной базальной части около 350 м. Общая мощность 500-600 м.

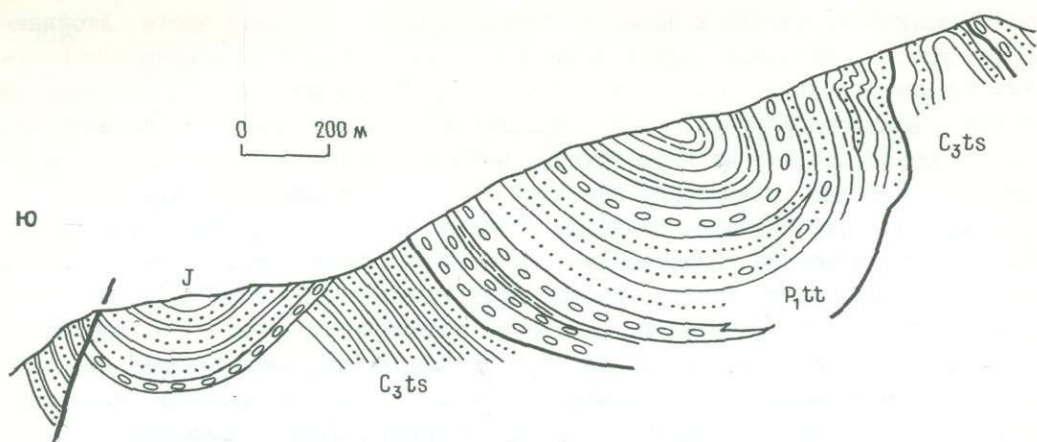


Рис. 33. Токташские конгломераты в ядре Кулунской синклинали; верховья ручья Карабель-южный (рисунок А.В. Яговкина).

Толщи верхней молассы образуют кровлю верхнепалеозойского разреза. Они обособляются в виде ∇ седиментационного ритма, благодаря налеганию на более древние отложения с несогласием, особенно отчетливым в тех случаях, когда подстилающие толщи относятся к среднему палеозою более низких тектонических покровов, вплоть до Баубашатинского.

Первоначально вся верхняя моласса описывалась под наименованием келематинской свиты (Огнев, 1937), позднее это название закрепилось за собственно конгломератовой, красноцветной нижней частью молассы (Турбин, 1960а), а верхняя песчано-алевролитовая часть была названа карасуйской свитой. Келематинские конгломераты слагают мульдны синклиналей в междуречье Майлису и Нарына. Они сложены в основном известняковой галькой, образовавшейся при размыве известняков Баубашаты и частично верхнепалеозойских отложений на периферии Келематинского прогиба, о чем говорит присутствие в гальках позднекаменноугольных *Triticites* и *Pseudofusulina*, а также налегание конгломератов на все более древние горизонты палеозоя к югу от осевой части прогиба. Нижние слои келематинской свиты имеют зеленовато-бурую окраску и содержат пачки песчано-алевролитового состава с прослоями известняков и мергелей. По-видимому, отсюда В.Н. Огневу удалось собрать продуктиды (*Productus gruenewaldti* Krot.), которые упоминались иногда в обосновании позднекаменноугольного возраста свиты. Верхние горизонты того же стратотипического разреза имеют уже красно-бурую окраску при таком же составе пород. Общая мощность до 700-800 м.

Разрез келематинской свиты в Карасу-Ишсайской впадине на Нарыне и Восточной Карасу изучен относительно лучше, и, по существу, именно он является типичным для верхней молассы. Здесь конгломераты в основном красноцветные, залегают они на известняках и эффузивах баубашатинского разреза с резким несогласием, так что в левом борту долины Нарына можно наблюдать отпрепарированную поверхность докелематинского выравнивания. Конгломераты в основном крупные, местами с валунами свыше 1 м в поперечнике; еще более крупные глыбы и отторженцы известняков образуют целый горизонт макробрекчии в низовьях р. Караколь. Известны значительные (до 12-20 м) про-

слои кислых лав и туфов. В известняковых гальках часто можно обнаружить раковины позднекаменноугольных фузулинид, а Ф.Р.Бенш (Бенш и др., 1972) сообщила также о находке в гальках *Occidentoschwagerina* и различных раннепермских *Pseudofusulina*. В таком случае келематинская свита моложе улукской свиты Северной Ферганы и должна относиться к верхней части нижней перми, т.е. рассматриваться как аналог тулейканских конгломератов Южной Ферганы.

Останцы келематинских конгломератов имеются, кроме того, в Атойнакском хребте, у южных подножий Баубашаты и Алаштау, а также на левобережье Караункюра (хр.Каду) и в зоне Таласо-Ферганского разлома вблизи оз.Карасу. Юго-восточнее они отсутствуют.

Карасуйская свита сохранилась только в синклиналиях на р. Восточная Карасу и Сересу. Она представлена розоватыми и желто-серыми песчаниками, алевролитами и известково-мергелистыми породами с прослойками гипса, а также кислых эффузивов и туфов; общая их мощность не превышает 400-500 м. Эти отложения согласно перекрывают келематинские конгломераты и могут рассматриваться как озерные и аллювиальные осадки последней стадии палеозойского цикла. Т.А.Сикстель (Бенш и др., 1972) обнаружила в них растительные остатки довольно хорошей сохранности, относящиеся к концу ранней или даже к поздней перми.

Г л а в а III

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ГЕРЦИНИД ФЕРГАНСКОГО ХРЕБТА И ИСТОРИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Ограниченный объем работы не позволяет нам дать отдельное описание форм тектонических структур Ферганского хребта в том виде, который они имеют в настоящее время на местности. Можно надеяться, что читатель рассмотрит их на прилагаемой карте и разрезах. Мы постараемся (хотя это и трудно сделать) описать тектонические структуры в процессе возникновения в той последовательности, в которой возникали определенные их типы. Общая, упрощенная схема этой последовательности приведена в конце первой главы.

С т р у к т у р ы г е о с и н к л и н а л ь н о г о п о г р у ж е н и я (растяжения)

Стадия геосинклинального погружения началась в Ферганском хребте в раннем силуре, если не ранее, и продолжалась в эвгеосинклинали до конца раннего карбона, а в миегеосинклинали даже вплоть до позднего карбона. Можно сказать, что соответствующие данной стадии толщи — в основном среднепалеозойские. Отсутствие региональных несогласий и перерывов в этих толщах, значительные, в общем, их мощности, наличие иногда пород сравнительно глубоководных (радиоляриты) — все говорит о решающей роли процессов погружения при формировании собственно-геосинклинального комплекса. Следует начать рассмотрение истории этого погружения с раннего силура, ибо надежных органических остатков раннего палеозоя в Ферганском хребте не обнаружено. Предположения о возможном их присутствии в слегка метаморфизованных породах Кипчальминского ущелья высказывали Г.Л.Бельговский и Л.А.Эктова, опираясь на определения пыльцы, выполненные Б.В.Тимофеевым. Но позднее в этих же (?) толщах были сделаны находки тентакулитов и кораллов нижнего девона. Предположения об ордовикском возрасте михайловских песчаников западного склона гор Сирен-Тюбе высказывал в пятидесятых годах Н.В.Иванов. Ныне известно только то, что они лежат под вулканогенно-осадочной пачкой с кораллами венлока-лудлова. Не исключен также ордовикский возраст шалдыракских песчаников, для которых установлено перекрытие (возможно, тектоническое) граптолитовыми сланцами верхнего лландовери. Несмо-

тря на неоднократные попытки, не удалось повторить находку ордовикских кораллов, сделанную Г.Л.Бельговским на левобережье Тара в Капчигае. Найденные там позднее тентакулиты и залегание известняков в виде глыб в эффузивно-сланцевой толще не позволяют выделить здесь ордовикские образования.

В собственно южно-тянь-шаньской ветви герцинид ближайšie к Ферганскому хребту* находки раннепалеозойских органических остатков сделаны в Кара-Чатыре и Чиль-Устуне (Комишан, 1928; Тесленко, Журавлева, 1976), а по более поздним материалам И.Л.Тесленко они известны и в Алдыярском массиве на р.Куршаб. Представления о больших мощностях нижнего палеозоя опираются на разрезы, структура которых осталась пока нерасшифрованной. В большинстве случаев нижнепалеозойские карбонатные, кремнистые, а возможно и вулканогенные породы Южной Ферганы образуют чешуи в основаниях тектонических покровов, местами это даже глыбы, входящие вместе с силурийскими сланцами в сложную тектоническую смесь. Подобные образования могли присутствовать и в Ферганском хребте, особенно в центральной и северо-западной его частях, протягиваясь туда по простиранию из Кара-Чатыра. Отсутствие же их там, равно как и в восточных частях Южного Тянь-Шаня, можно связывать с положением поверхностей тектонического срыва при образовании покровных структур в позднем палеозое. Эти поверхности обнаруживают тенденцию в общем опускаться вниз по разрезу при их прослеживании с востока (где они часто располагаются в верхнем силуре, как, например, в хр.Джаныджер) на запад (где они подстилают порой даже позднепротерозойские образования). Не исключено, конечно, что дело не только в положении плоскостей срыва, но и в одновременном заложении геосинклинальных бассейнов, развивающихся по простиранию, но этот вопрос пока можно лишь поставить. В покровных структурах Южного Тянь-Шаня на поверхность обычно выступает только то, что слагает нижние части шарьяжных пластин. То, на чем они лежали первично, бесследно исчезло, и только аналоги с современными зонами Бенъофа могут помочь в реставрации первичной картины, которая, естественно, не будет однозначной.

Не так просто реставрировать также и тектонические движения, создавшие герцинский геосинклинальный прогиб. Мы назвали выше этот процесс прогибанием и сразу же должны оговорить условность этого термина. Уверенно он может быть отнесен только к поверхности земной коры. Но если искать аналогии зарождающимся геосинклинальным прогибам в современных рифтовых структурах и обратиться к положению поверхности Мохо, которая в них обычно приподнята, то понятие "структуры погружения" для геосинклинальных зон следовало бы заменить термином "структуры растяжения", что, нам кажется, точнее бы рисовало общую картину и хорошо увязывалось с проявлениями базит-гипербазитового вулканизма в определенных частях геосинклинального прогиба.

Предположение о существовании в среднем палеозое глубоких разломов растяжения, породивших весь комплекс каракорумских вулканитов и служивших путями поднятия ультраосновной и основной магмы к поверхностным частям земной коры, представляется весьма вероятным. Можно думать, что главный разлом ограничивал с юга микроконтинент Среднего и Северного Тянь-Шаня и

* Плитчатые известняки с трилобитами среднего кембрия известны также на севере Восточного Алая в долине р.Чон-Казык (Брежнев, Яговкин, 1967), однако этот район принадлежит, по существу, уже не Южному Тянь-Шаню, а более южному складчатому поясу.

что существовали менее значительные разломы, давшие линзообразные тела вулканогенных пород в южно-тянь-шаньских толщах (баубашатинский и другие типы разрезов), но достаточно очевидно, что последующие горизонтальные движения настолько изменили положение и характер первичных контактов этих образований, что показать на местности разломы растяжения не представляется возможным.

Мы можем говорить о том, что поперечный профиль среднепалеозойского геосинклинали прогиба был сложным и обеспечивал накопление геологических формаций, резко меняющихся вкrest простирания и сравнительно выдержанных по простиранию Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали. Узость и протяженность зон разнофациального накопления в современных структурах Южного Тянь-Шаня поразительны. Часто ширина таких зон не сильно превышает мощность соответствующих формаций. Для восстановления первичных их соотношений необходимо раздвинуть покровные структуры, но полные их амплитуды неизвестны. Все построения приобретают условный характер. Среди геологов обсуждаются реконструкции от варианта "всё на месте, границы зон - конседиментационные разломы" до варианта с амплитудами перекрытий и шириной разнофациальных зон в 50-100 км и более. Поскольку конседиментационная природа разломов на границах разнофациальных зон не доказана и повсеместно можно видеть, что эти зоны контактируют по субпластовым крупным надвигам или поздним, осложняющим надвиги разрывам, будет принципиально более правильным представлять первичный геосинклинали прогиб Южного Тянь-Шаня по крайней мере в 2-3 раза шире современной складчатой системы, т.е. достигающим по ширине не менее 200-300 км.

Приняв такую ширину первичного прогиба, встречаемся с новыми трудностями в попытках установить глубину образования различных формаций. Наблюдения над современными осадками морей и океанов, выполненные в последние десятилетия, отчетливо показывают, сколь мало здесь может быть надежных суждений. Попробуем все же проследить, хотя бы качественно (см. рис. 2, рис. 34), развитие поперечного профиля Южно-Тянь-Шаньского геосинклинали прогиба от выходов майлисуйских сланцев у границы со Средним Тянь-Шанем до кипчальминских известняков, располагавшихся, как мы полагаем, близ окраины Таримской платформы (Яговкин, 1973).

В раннем силуре это был слабо дифференцированный прогиб, большая часть которого заполнялась аспидной формацией турасуйских граптолитовых сланцев и песчаников. Только в Каракорумской подзоне эта формация замещается арпатынскими дацитами и порфиритами. Это - наиболее ранние признаки растяжения в герцинидах Ферганского хребта. Весьма характерно отсутствие в нижнем силуре карбонатных пород, даже известковистых песчаников. Возможно, осадкообразование шло ниже критического для карбонатов уровня. Присутствие кремнистых (с радиоляриями) прослоев этому не противоречит. Градационная слоистость может быть следствием мутьевых потоков.

В Ферганском хребте вскрытый нижний силур имеет умеренные мощности (до 1000 м в Сересуйской подзоне, а под известняками Баубашаты - всего десятки метров) и занимает ограниченные площади.

В позднем силуре уже намечается более резкая зональность осадконакопления. Лудловские отложения местами (Сересу, Баубашата) представлены в граптолитовых фациях, местами - известково-глинистых (уякурские белые сланцы), известняковых (испатауские известняки) или вулканогенных (низы

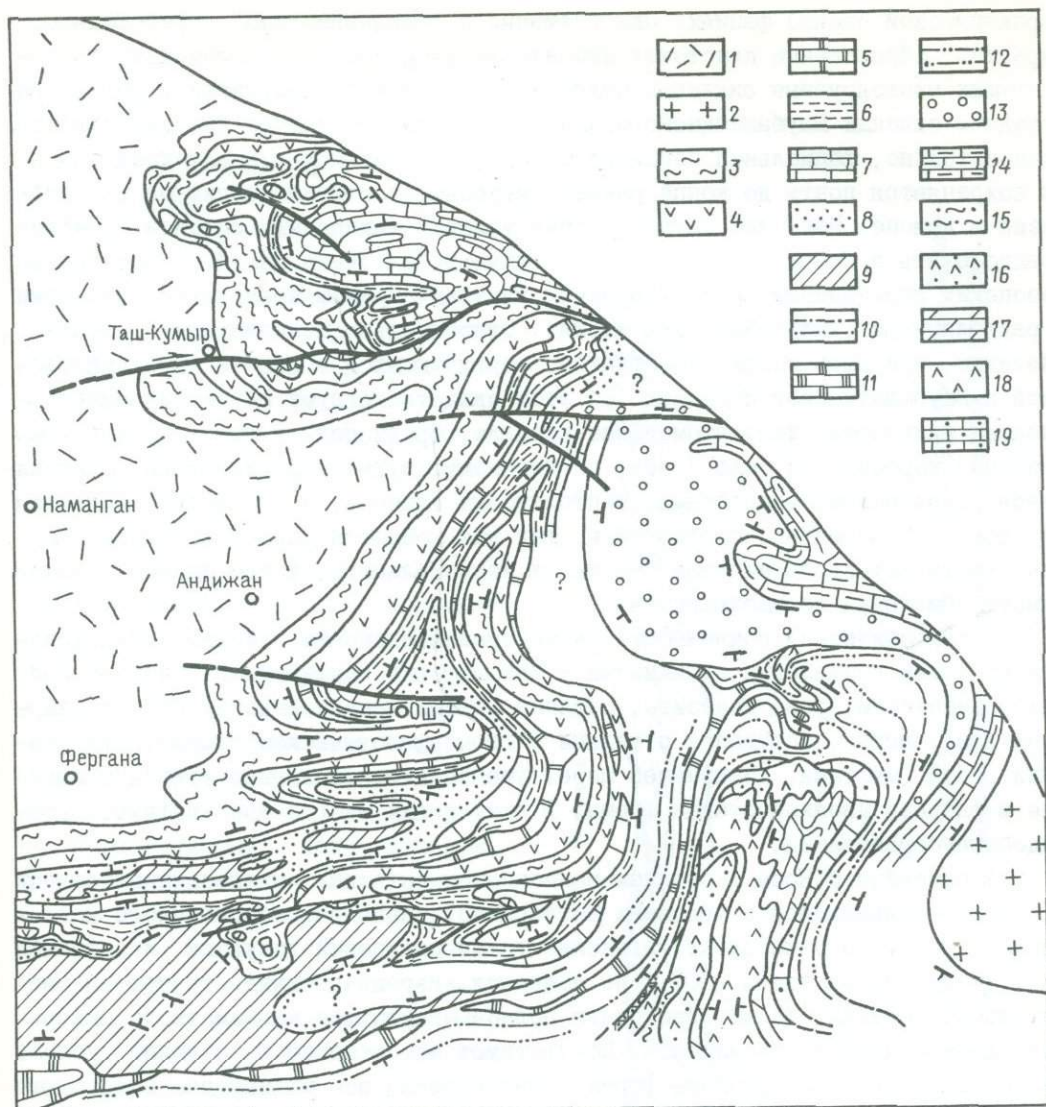


Рис.34. Схема расположения формационных типов гердинского геосинклинального комплекса в современной структуре Восточной Ферганы (верхний палеозой и мезокайнозой сняты).

1 - Срединный Тянь-Шань; 2 - Сулутерекский выступ Таримской платформы. Формационные типы разрезов. Южно-Тянь-Шаньская эвгеосинклиналь: 3 - вулканогенно-терригенный зеленосланцевый (майлисуйский, канский); 4 - вулканогенный (каракорумский, киргизатинский); 5 - известняково-вулканогенный (окджатпесский, чильустунский); 6 - кремнистый (сересуйский, ташатинский); 7 - вулканогенно-известняковый (баубашатинский, чильмайрамский); 8 - кремнисто-терригенный (кугартский, чаувайский). Таримско-Усть-Уртская миогеосинклиналь: 9 - известняково-доломитовый (алайский); 10 - кремнисто-терригенный (уртачашминский); 11 - известняковый (кульгеджилинский); 12 - кремнисто-терригенный (калмакасуыйский); 13 - терригенный (яссинский); 14 - карбонатно-терригенный (кипчальминский). Восточно-Алайская эвгеосинклиналь: 15 - зеленосланцевый (сугутский); 16 - терригенно-вулканогенный (терекдаванский); 17 - известняковый (арчалтурский); 18 - вулканогенный (коксуыйский); 19 - вулканогенно-карбонатный (туюзкаиндинский).

каракорумской серии) фациях. Одновременно с излияниями лав происходило, вероятно, образование пластовых диабазовых интрузий — то единичных, то образующих многоярусные силовые поля, как это видно в силурийских толщах на западных склонах Баубашатинского массива. В позднем силуре уже заложилась, следовательно, фациальная зональность, которая затем в той или иной степени сохраняется почти до конца раннего карбона, достигая максимума разнообразия в девоне. Наиболее глубоководные условия накопления осадков можно предположить в Сересуйской подзоне, отличающейся очень малой мощностью девонских образований, представленных главным образом кремнистыми сланцами с радиоляриями (чалджайляуская серия). Относительно мелководными следует, очевидно, признать толщи известняков, формирующихся в девоне в Окджатпескской и Баубашатинской подзонах. Об этом свидетельствуют фаунистические комплексы, включающие табулятоморфные кораллы, брахиоподы и пр. В начале накопления карбонатных толщ здесь, по-видимому, существовали отмели, отличавшиеся ранее малыми мощностями граптолитовых сланцев, но по мере накопления осадков они, вероятно, прогибались, так как мощности девона и нижнего карбона достигают здесь местами 5–6 км, а значительного, и тем более соизмеримого обмеления не наблюдается.

О тектонической подвижности ранне-среднедевонских отмелей свидетельствуют также проявления вулканизма — базальтовые порфириты повышенной глиноземистости, реже андезиты, обычные в этих зонах. К концу раннего карбона эти участки, оставаясь отмелями в геоморфологическом смысле, представляли собой (местами, по крайней мере) уже "седиментационные мульды", имеющие в разрезе двояковыпуклые формы. В этих телах иногда присутствуют рифоподобные образования.

В бассейне р. Яссы в среднем палеозое существовал миогеосинклинальный прогиб, развивавшийся в условиях интенсивного привноса терригенного материала с Таримского массива. Узгенские толщи кварцевых граувакк и сланцев (D_{1-3}) достигают здесь 3000 м по мощности. Изредка в них встречаются растительные остатки. Характерно почти полное отсутствие карбонатного материала, даже в цементе песчаников. Отсутствуют здесь также и остатки донной фауны, тогда как планктонные формы (тентакулиты) все же изредка встречаются. Все это говорит о довольно глубоком прогибе. Карбонатные отложения с кораллами и брахиоподами появляются в нижней части геосинклинального комплекса лишь на мелком шельфе окраин Таримского массива (Кипчалыма, Биргузи, Савоярды). Яссинский периклинальный прогиб существовал дольше всех остальных геосинклинальных прогибов района. В течение почти всего карбона здесь накапливались джуректашские кремнистые и глинистые сланцы с тонкими прослойками известняков, содержащих иногда стебли криноидей, и только в самом конце карбона и в ранней перми происходило образование флишеподобных толщ. Заложение герцинского Уральско-Южно-Тянь-Шаньского геосинклинального бассейна происходило, очевидно, путем отделения Казахско-Тянь-Шаньского срединного массива (островной дуги) от Русско-Китайской платформы и образования окраинного морского бассейна с зоной океанической коры, примыкавшей к срединному массиву. Современные аналоги такому бассейну мы должны искать не на внешней, а на внутренней стороне островных дуг, т.е. в морях типа Японского или Охотского.

Структуры ранних фаз герцинского сжатия

Южно-Тянь-Шаньская монокли-
наль покровов. Наиболее ранними структурами герцинского тектогенеза являются согласные тектонические пластины-покровы, или комплексы чешуй, надвинутые друг на друга в направлении от границы Срединного и Южного Тянь-Шаня на юг или юго-восток в сторону Яссинского полукуполола и, следовательно, Таримского массива.

Начало шарьирования мы можем считать близким по времени образованию последних слоев, захороненных под шарьяжными пластинами: в верхних, тыловых покровах это флишеидная толща и известняки с раннебашкирскими *Pseudostaffella*, а в нижних, фронтальных покровах имеются отложения вплоть до карачагырского горизонта. Таким образом, процесс шарьирования этих пластин хотя и проходил, скорее всего, неравномерно, занял в общем значительный отрезок времени с начала C_2 до P_1 . Но для всей описываемой области шарьирование было первым процессом, нарушающим геосинклинальное осадконакопление, и везде создавались однотипные, хотя и разновозрастные согласные субпластовые покровы, в дальнейшем претерпевающие более или менее сложные деформации. Более ранние структуры сжатия, если они и имели место, практически пока не устанавливаются.

В результате шарьирования была создана падающая в сторону Срединного Тянь-Шаня громадная моноклинали тектонических пластин-покровов (рис.35).

Эта моноклинали, надо думать, никогда не существовала в таком простом виде, ибо сразу же за об-

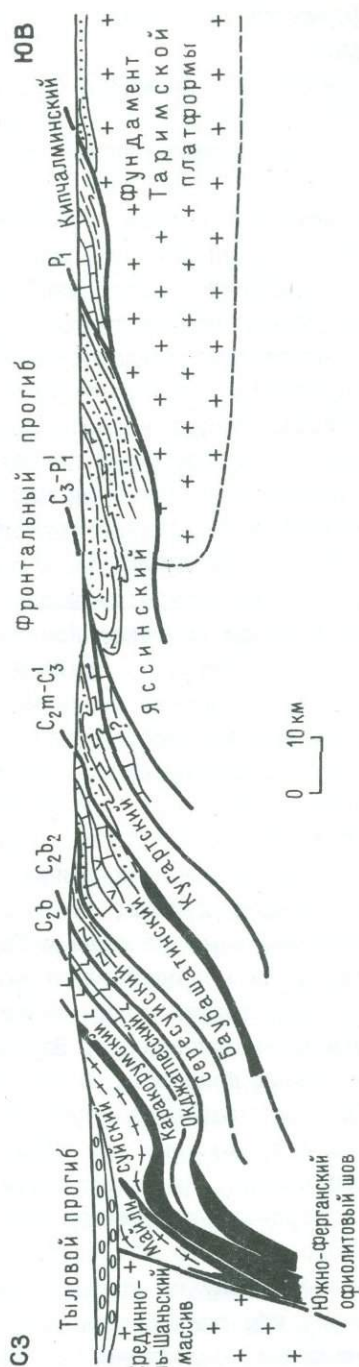


Рис.35. Схема соотношений тектонических покровов и пакетов чешуй, созданных первыми фазами сжатия в герцинидах Ферганского хребта (возрастными индексами образования покровов).

разованием покровов или даже одновременно с шарьированием в тыловых частях покровов шли дополнительные деформации, осложняющие картину, но, несмотря на это, моноклираль серии покровов просвечивает в любом сечении Южного Тянь-Шаня как основа, на которой развивались все последующие события. Рис.35 следует рассматривать как абстракцию, на которой собраны результаты только первых – хотя и разновозрастных, но первых – этапов герцинских деформаций, без учета следующих сразу за волной покровов складчатых дислокаций.

В эту серию погружающихся под Срединный Тянь-Шань покровов или серий чешуй в наиболее полном наборе входили уже знакомые нам пластины, образованные различными формационными типами разрезов геосинклинального комплекса (сверху вниз):

1. Майлисуйский покров с участием пород фундамента (?).
2. Каракорумский покров осадочно-вулканогенных толщ.
3. Окджатпесский непостоянный покров вулканогенно-известняковых толщ.
4. Сересуйский покров глинисто-кремнистых толщ.
5. Баубашатинский вулканогенно-известняковый покров.
6. Кугартский кремнисто-терригенный покров.
7. Кульгеджилинский непостоянный известняковый покров.
8. Яссинский терригенный покров или серия чешуй.
9. Кипчальминский автохтон или параавтохтон.

Современное расположение тектонических покровов показано на рис.36.

Поскольку полные амплитуды и положение зон корней отдельных покровов неизвестны, остается открытым вопрос о том, сколько и каких покровов можно встретить в одном вертикальном разрезе. Судя по геологической карте, вероятным представляется по крайней мере тройное или даже четверное перекрытие покровами (особенно верхними) друг друга. Но некоторые из них выклиниваются по простиранию, другие (особенно нижние), возможно, имеют небольшие амплитуды перекрытий. Общая же последовательность и структурное положение выделенных единиц сохраняется на значительной площади и сопоставляется с Алайским и Атбаш-Кокшаальским районами. Схема структурно-формационной корреляции этих единиц в разных секторах Южного Тянь-Шаня дана в табл.3. Следует думать, что в процессе шарьирования шло сближение Срединно-Тянь-Шаньского массива и Таримской платформы и что Южно-Ферганский офиолитовый шов представляет собой структуру, оставшуюся после раздавливания зоны развития коры океанического типа. Строение этой зоны пока не может быть дано однозначно. Вероятнее всего, она является зоной корней эвгеосинклинальных покровов, в строении которых местами принимают участие офиолиты. Где располагаются корни миегеосинклинальных покровов и чешуй, уходят ли они в ту же зону или образуют самостоятельные сколы и чешуи фундамента – неизвестно. На поверхности, во всяком случае, не видно участия фундамента в строении сорванных чешуй и покровов, за исключением, возможно, лишь самого верхнего майлисуйского покрова.

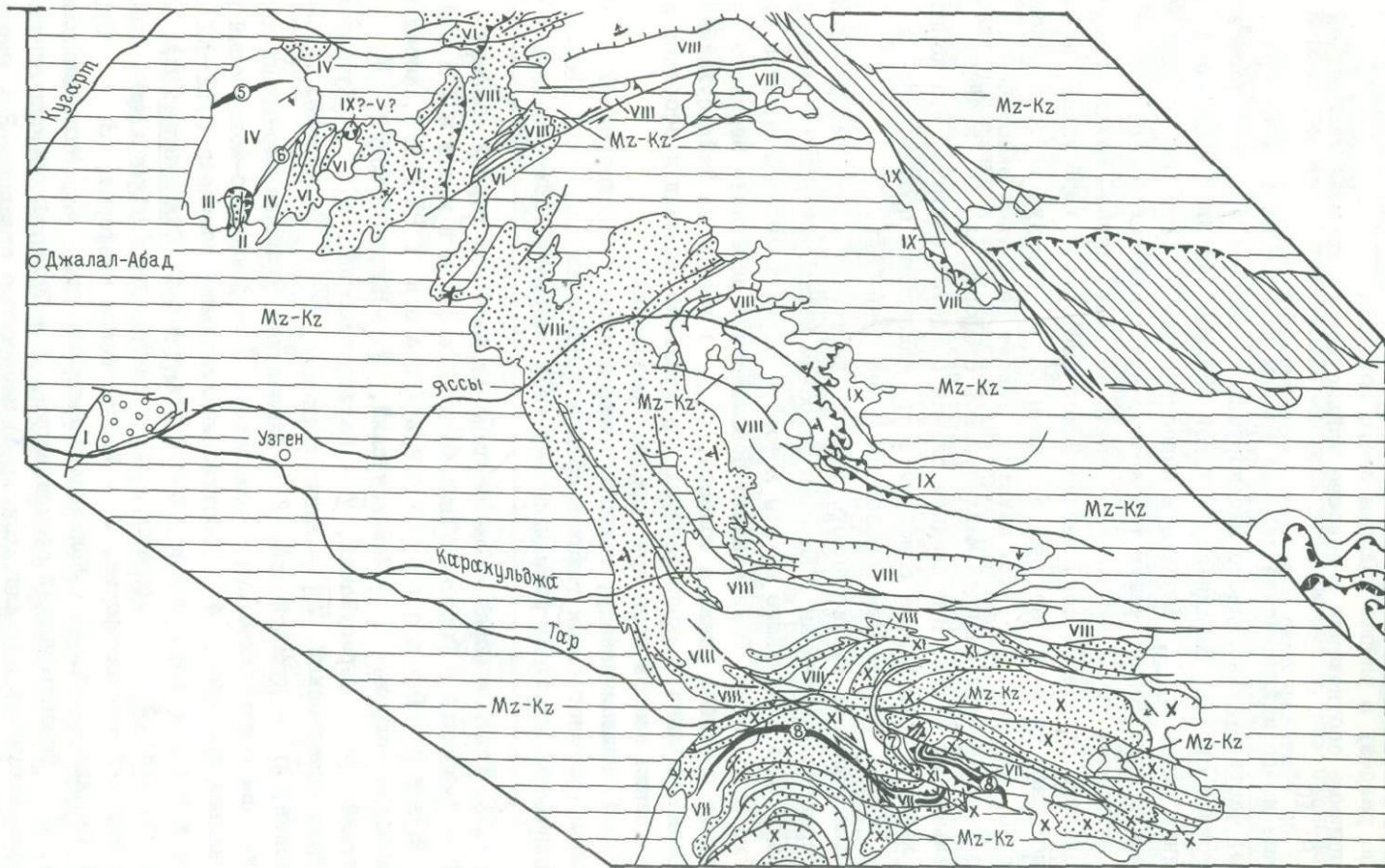
В описываемом районе границу Срединного и Южного Тянь-Шаня трудно провести точно, ибо она перекрыта обычно верхним палеозоем или более молодыми отложениями, осложнена альпийским Карасуйским надвигом и, кроме того, остается неясной позиция известняков, тянувшихся вдоль левого борта Западно-Карасуйской впадины (принадлежат ли они к Срединному или Южному Тянь-Шаню?). Нижняя часть этих массивов не обнажена, а верхняя больше похожа на

Схема структурно-формационной корреляции покровов в герцинидах Ферганского хребта и смежных районов

Тектонические зоны	Формационные признаки разрезов	Южная и Юго-восточная Фергана	Ферганский и Атойнакский хребты	Атбаши-Кокшаальский район
Эвгеосинклиальная	Метаморфизованные, с участием фундамента	Канский	Майлисуйский	Атбашинский, Балыктинский
	Спилит-диабазовые	Араванский, Киргизатинский	Каракорумский	Джангджирские
	Известняково-вулканогенные	Чиль-Устунский	Окджатпесский	
	Вулканогенно-кремнистые	Ташатинский, Охнинский	Сересуйский	Нижний Джангджирский (Кенсуйский)
	Вулканогенно-известняковые	Актурский, Чильмайрамский	Баубашатинский	Уланский
	Терригенно-кремнистые	Чаувайский	Кугартский	Карачукурский
Многосинклинальная	Известняковые	Кульгеджилинский автохтон?	Кульгеджилинский	Сары-Белесский
	Терригенные	-	Яссинский Кипчальминский параавтохтон	Кокшаальский Предтаримский параавтохтон

южно-тянь-шаньские образования. Если это Южный Тянь-Шань, то карасуйские известняки будут обнажаться в тектоническом окне и искомым шов должен был находиться первично западнее этих известняков, но ныне перекрыт альпийским надвигом. В обнаженном виде эту границу можно наблюдать только в среднем течении Яркыташа (правый приток Турдука), где срединно-тянь-шаньские известняки и доломиты (D_2-C_1), содержащие в нижней части пачки розовых песчаников, тектонически налегают на вулканогенно-осадочные породы верхней части Майлисуйского покрова (см. рис. 5). Таким образом, здесь, как и в других районах, Срединный Тянь-Шань первично был надвинут на Южный, а не наоборот, хотя последующие иначе ориентированные деформации сильно искажают первичные соотношения, что и дало повод Г.И.Макарычеву (1978) изобразить здесь прямо противоположную картину.

Положение верхнего (Майлисуйского) покрова также часто скрыто перекрывающими его толщами верхнего палеозоя, но надвиговой характер его контактов с другими формационными типами разрезов среднего палеозоя можно хорошо наблюдать на довольно значительных участках в бассейне р.Майлису, по Караколу, Нарыну, в истоках Ой-алмы, в низовьях Кезарта, Чата, Джульбарсту, Аджола и др. Довольно часто подошва этого покрова отмечена линзообразными телами серпентинитов (бассейн Майлису и др.), проникающими по



разломам также внутри зеленосланцевых толщ майлисуьской серии, но в ряде пунктов ее бывает трудно обнаружить ввиду согласного положения пластов и некоторого метаморфизма подстилающих пород. Так, А.Я.Цветков и В.Н.Шванов (1972) описывают постепенное увеличение степени метаморфизма снизу вверх по разрезу в районе подошвы этого покрова.

Типичные соотношения в подошве Майлисуьского покрова изображены на рис.4, 8, 10.

Чаще всего майлисуьские зеленые сланцы ложатся на верхнюю (раннекарбоновую) часть вулканогенного каракорумского разреза среднего палеозоя. Но на восточной окраине Западнокарасуьской впадины они либо налегают прямо на флишоидную пачку S_{1-2} , венчающую известняковые разрезы Pz_2 , либо между ними зажаты лишь тонкие чешуи терригенно-вулканогенных пород. В этом районе, в верховьях ручья Джульбарсту среди зеленых сланцев майлисуьской серии, недалеко от осевой зоны майлисуьской синформы в ядре узкой антиклинали выступают те же известняки и сланцы S_{1-2} , образуя тектоническое окно (см.рис.10, справа). Оно, нам кажется, делает вероятным экзотическое положение всех зеленых сланцев Майлисуьской синформы или по крайней мере значительной их части. В последнем случае придется считать, что корни покровов лежат в осевой зоне синформы и что надвигание происходило в обе стороны от нее, но главным образом на Южный Тянь-Шань.

Общая мощность Майлисуьского покрова достигает 2,5-3 км. По-видимому, он непосредственно связан с Канским покровом метаморфических сланцев в предгорьях Алая, ближайшие выходы которого располагаются в массиве Суганде и в хр.Кара-Чатыр. Замечательно повсеместное налегание верхнего палеозоя тыловых прогибов (нижняя моласса, S_{2-3}) именно на Майлисуьский покров. Следовательно, покров занимал значительные площади и особенно в зоне вдавливания земной коры при шарьяжеобразовании.

Второй, считая сверху, тектонический покров - Каракорумский - сложен в основном вулканогенными толщами среднего палеозоя ($S_1 - C_1$). Выходы пород, принадлежащих этому формационному типу разрезов, можно видеть в осе-

Рис.36. Тектоническая схема Фергано-Атойнакской горной области.

1 - Срединный и Северный Тянь-Шань. Геосинклинальный комплекс Южного Тянь-Шаня ($PR^? - P_1$), образующий тектонические покровы: I - Майлисуьский, II - Каракорумский, III - Окджаттесский, IV - Сересуьский, V - Баубашатинский, VI - Кугартский, VII - Кульгеджилинский, VIII - Кипчальминский, IX - Яссинский, X - Калмакасуйский, XI - Куюксуьский. 2 - флишоидная формация передовых прогибов в составе геосинклинального комплекса; 3 - флишоидно-молассовый комплекс тыловых прогибов; 4 - постгеосинклинальный комплекс (MZ-KZ).

Тектонические структуры. Складчатые: а) продольные складки: 5 - антиформные, 6 - синформные (цифры в кружках: 1 - Западно-Карасуьская антиформа, 2 - Майлисуьская синформа, 3 - Суганташский антиклиналоид, 4 - Капкинский синклиналоид, 5 - Михайловская антиформа, 6 - Сурентюбинский синклиналоид, 7 - Куюксуьский синклиналоид, 8 - Босагаакташский антиклиналоид); б) поперечные складки: 7 - антиклинали, 8 - синклинали. Разрывные нарушения: 9 - поверхности шарьирования, 10 - надвиги внутри покровов, 11 - надвиги в тыловом прогибе герцинид (P) и альпийские надвиги (N-Q), 12 - сдвиги, 13 - прочие разрывы; 14 - элементы залегания.

вой части Атойнакского хребта, в верховьях Ой-алмы, в бассейне р.Майлису, на южном склоне хр.Алаш, в Арсланбобе, в бассейне р.Куровес и в южной части массива Сюрен-Тюбе. Вулканогенные толщи каракорумского типа сопоставляются и структурно увязываются с подобными толщами Араванской и Алдыяр-Намаздекской синформ.

Каракорумская тектоническая единица располагается, как правило, под зеленосланцевыми толщами Майлисуйского покрова и сама налегает на вулканогенно-карбонатные толщи окджатпесского типа разрезов среднего палеозоя, а там, где последние не установлены (южный склон Атойнакского хребта), — непосредственно на терригенно-кремнистые толщи сересуйского типа, образующие обычно тектоническую пластину, лежащую ниже Окджатпесской. Соотношения Каракорумского покрова с нижележащими породами можно видеть на рис.8, 37.

На южном склоне Атойнакского хребта эти соотношения очень сложны. Кремнисто-вулканогенная с линзами известняков серия ($S_2 - D$) в этом районе налегает на черные кумбельские сланцы нижнего карбона, но мы не знаем, на что налегают последние и лишь предположительно относим их к верхней части сересуйских толщ (см.рис.8). Такие соотношения можно видеть и в долине Кумбея, и в верховьях Ой-алмы или истоках Акдзола.

В бассейне р.Майлису, несмотря на сложные посленадвиговые дислокации, почти повсеместно наблюдается залегание вулканогенных толщ среднего палеозоя ($S_1 - C_2^b$) между перекрывающими их майлисуйскими зелеными сланцами (FR ?) и подстилающими вулканогенно-карбонатными разрезами окджатпесского типа ($S - C_2^b$). Особенно отчетливо эти соотношения видны в долине р.Сересу (см.рис.4, 37).



Рис.37. Залегание Каракорумского покрова (сверху) на Окджатпесском; последний вздвоен дополнительным надвигом. Перевал Айрыташ-южный.

На южном склоне хр.Алаш (рис.38) мощные вулканогенные толщи девона — нижнего карбона налегают на слагающие хребет каменноугольные известняки настолько параллельно, что этот контакт ранее принимался за согласный. Фаунистическая характеристика этих толщ, конечно, оставляет желать лучшего. Перекрываются они (по разрывам) опять-таки зелеными сланцами. Подобные же соотношения можно видеть и восточнее — в районе г.Ургачиколь и далее близ Арсланбоба, где вся моноклираль пакетов поставлена вертикально или даже запрокинута.

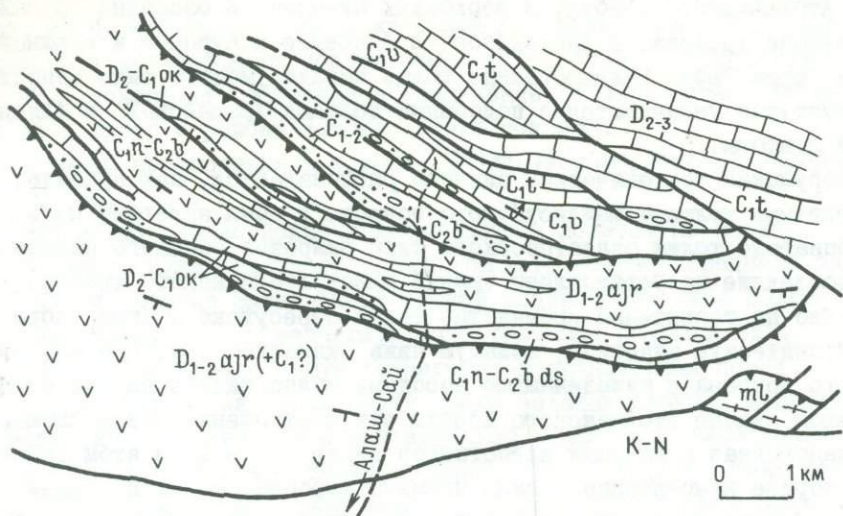


Рис.38. Геологическая схема центральной части хр.Алаш.

В бассейне Куровеса, в среднем его течении окджатпесские известняки вместе с перекрывающей их терригенной джидысуйской пачкой, сложно извиваясь, погружаются в общем к западу под вулканогенно-осадочную толщу Каракорумского покрова. Последняя в нижнем течении Куровеса перекрыта молассоидным верхним палеозоем. Поскольку и восточнее и западнее из-под этого верхнего палеозоя выступают метаморфизованные сланцы (тогузбулакские или майлисуйские), становится очевидным, что вулканогенно-осадочные толщи и здесь залегают между окджатпесскими и майлисуйскими толщами. Отсюда они, простираясь к юго-западу, протягиваются в район Андижанского адыра, где их присутствие установлено бурением, и далее структурно увязываются с подобными же толщами Кара-Чатыра, где занимают ту же позицию между известняками среднего палеозоя и зелеными сланцами канской серии.

Небольшой обособленный выход вулканогенных толщ девона имеется, кроме того, у южной окраины палеозойского массива Сюрен-Тюбе. Основные лавы и туфы с фауной D_{1-2} здесь, на междуречье Караташ-Сары-Булак, залегают в ядре синформной складки и подстилаются конгломератами и гравелитами башкирского яруса, которые, в свою очередь, залегают на известняках, сопоставимых с окджатпесскими. Эффузивы Сюрен-Тюбе, таким образом, слагают небольшой экзотический массив. Южнее их продолжением будут эффузивы Намаздека и Алдыяра, занимающие аналогичную структурную позицию.

Третий тектонический покров - Окджатпесский - сложен главным образом вулканогенно-известняковыми толщами среднего палеозоя. Тектоническая позиция этих толщ лучше всего выражена в верховьях р.Куровес и особенно в массиве Окджатпес, расположенном у левого водораздела этой реки (см. рис. II). В долине р.Чал-Джайляу и в самых истоках Турасу на южном склоне массива видно, что граптолитовые сланцы основания окджатпесского разреза, падающие к северу под углами $40-50^{\circ}$, подстилаются примерно так же залегающими кремнистыми сланцами с прослойками фораминиферных известняков C_1 , принадлежащих уже сокращенному разрезу среднего палеозоя (сересуйскому). Только сближение пунктов сбора граптолитов и фораминифер позволяют наметить положение поверхности надвига, по которой соприкасаются эти тектони-

ческие комплексы. Перекрытие Окджатпесского покрова вулканогенными толщами можно видеть, как уже указывалось ранее, в среднем течении р. Куровес.

Таким образом, здесь устанавливается залегание вулканогенно-карбонатного типа разреза среднего палеозоя между сокращенным и вулканогенным типом при общем моноклинальном, хотя и сильно деформированном, залегании пород.

Прослеживая Окджатпесский покров к юго-западу, в истоках Телек-сая наблюдаем его выклинивание. Этот район отличается сложностью дислокаций. Далее на юго-запад мы видим его аналог после большого перерыва в наблюдениях только в горах Чиль-Устун близ г. Ош. К этому же покрову, по-видимому, следует отнести существенно карбонатную тектоническую пластину среднего палеозоя, вскрытую в южной части гор Сюрен-Тюбе между вулканогенными толщами девона, перекрывающими ее, и лежащей ниже шаланской свитой сокращенных типов разреза Pz_2 (см. рис. 16).

Вдоль южного и западного подножия массива Баубашата между сокращенными разрезами сересуйского типа и вулканогенными толщами каракорумского также наблюдаются крупные линзообразные тела известняков и примыкающих к ним сланцев и эффузивов, которые можно сопоставить с Окджатпесским тектоническим пакетом. Они прослеживаются с востока на запад от выхода р. Каранкур в Зинданскую впадину (на рис. 17 слева) до Арсланбоба, слагают г. Ургачиколь и с перерывом далее уходят на северо-запад в район г. Арпатыктыр, которую огибают с востока (см. рис. 37), выклиниваясь, по-видимому, тектонически на левобережье Каракуля. Далее к северо-западу мы не можем уверенно выделить аналоги Окджатпесского покрова, хотя их присутствие в "линзах" известняков среди вулканогенно-кремнистых толщ истоков Турдука и Ой-алмы вполне возможно. Эти известняки до сих пор стратиграфически почти не изучены.

Не исключено также, что известняки правого водораздела Мустора в северной части Баубашаты также принадлежат данному покрову. Вообще этот верхний известняковый покров - наименее постоянный элемент описываемой серии покровов. Такое положение будет верно не только для Ферганского, но и для Алайского хребта.

Четвертый тектонический покров (Сересуйский) характеризуется сокращенными мощностями среднего палеозоя и значительной ролью среди них кремнисто-сланцевых фаций и аспидных граптолитовых сланцев силура (Бискэ, Талашманов, 1970). В герцинской геосинклинали этот комплекс характеризует лептогеосинклинальную зону. В структурном отношении рассматриваемый покров располагается над вулканогенно-известняковыми толщами среднего палеозоя баубашатинского типа таким образом, что граптолитовые силурийские сланцы Сересуйского покрова, как правило, ложатся на конуртубинские (S_2b) гравелиты Баубашатинского. В связи с этим их неоднократно относили к верхнему палеозою. Перекрывается же Сересуйский покров Окджатпесским тектоническим пакетом, причем граптолитовые сланцы, лежащие в основании последнего, обычно налегают на каменноугольные сланцы или песчаники, венчающие Сересуйский комплекс. Такие соотношения особенно отчетливо можно наблюдать в верховьях р. Турсу, по периферии известнякового массива Суганташ (см. рис. 11, 14, рис. 39) в районе Арсланбоба, в долинах Сересу и Каракуля. С некоторой степенью условности мы относим к Сересуйскому покровному пакету силурийские сланцевые толщи в бассейне Аксай-Баши и Тохтобек-сая

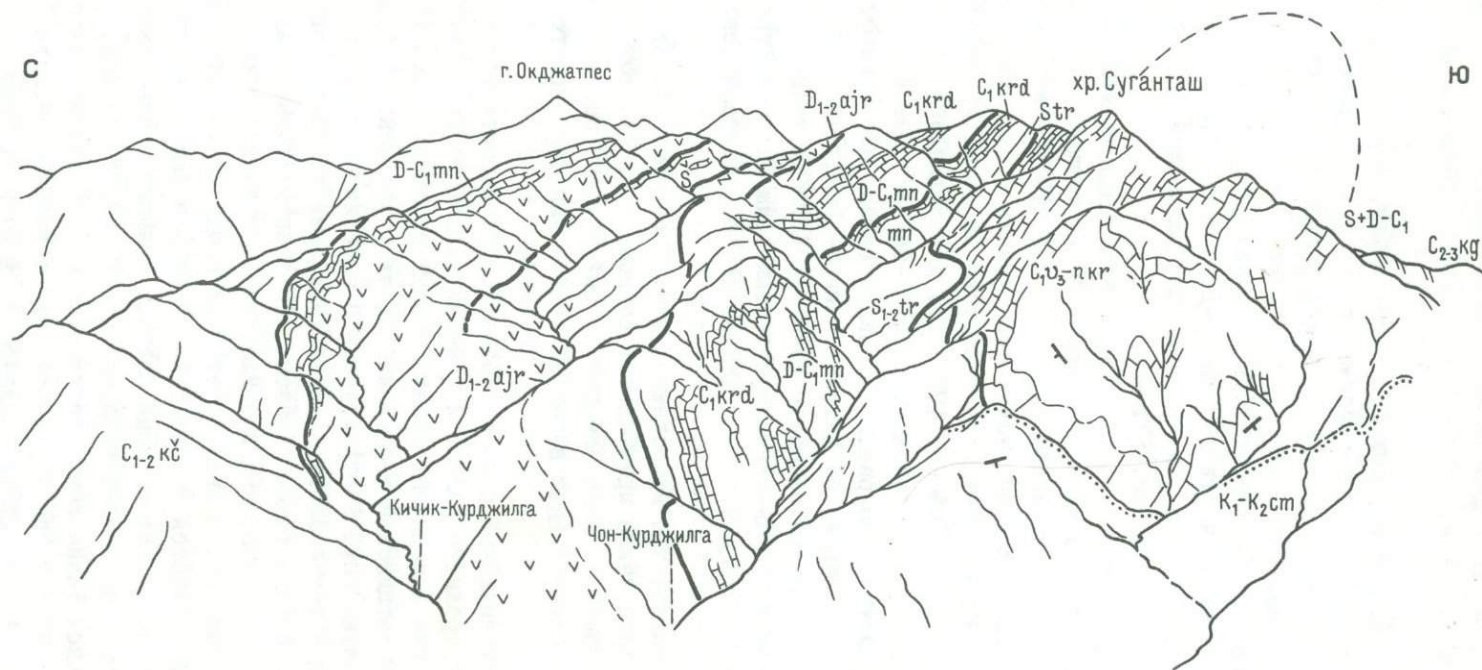


Рис.39. Суганташский антиклиналоид.

В северном крыле выступают толщи Сересуйского и Окджатпесского покровов.

(см.рис.9), хотя девонско-каменноугольная часть разреза здесь пока фаунистически не установлена. Они также налегают на конуртубинские конгломераты и сланцы (C_2^b) либо прямо на известняки нижнего карбона гор Кызкурган, р.Ой-алма и перекрываются, по-видимому, сразу вулканогенно-осадочными толщами каракорумского типа. Повышенный метаморфизм пород этого района затрудняет оценку их стратиграфической принадлежности.

Довольно значительные площади занимают породы Сересуйского типа в палеозойском массиве Сюрен-Тюбе. Здесь в их основании залегают михайловские песчаники неясного ($PZ_1 - S_1?$) возраста, и подошвы покрова не видно, но хорошо представлена верхняя часть комплекса ($D - C_1$), перекрытая на юге гор Сюрен-Тюбе силурийско-девонскими породами окджатпесского типа (см. рис. 16). Прослеживая Сересуйский комплекс к югу и юго-западу, мы найдем его формационные и структурные аналоги в горах Адныяр, в урочище Бидана на Акбуре, в горах Орто-Тау и в Ташатинском комплексе Ошских гор. Здесь, как и в Ферганском хребте, эти существенно кремнистые разрезы среднего палеозоя залегают между двумя существенно карбонатными пакетами того же возраста. К востоку от Таласо-Ферганского разлома они сопоставимы с нижними чешуями джангджирского типа разрезов.

Пятый, считая сверху, тектонический пакет Южного Тянь-Шаня - Баубашатинский - образует наиболее крупные известняковые массивы района: Кызкурганский, Испатауский, Баубашатинский, Акташский (Урумбашский), Суганташский. Аналогичное структурное положение занимают небольшие блоки известняков, выступающих восточнее гор Сюрен-Тюбе. Не исключено, что и западно-карасуйские известняки имеют связь с баубашатинскими. Стратиграфический объем этого покрова определяется в пределах от лландовери до башкирского яруса. В девоне, особенно в среднем девоне, местами известняки замещаются доломитами или вулканогенными толщами преимущественно основного состава, образующими крупные тела сложной линзовидной формы. Аналогами Баубашатинского покрова в Ошских горах является Чиль-Майрамский пакет, в Алае - массивы Ярунтуза и Актура, восточнее Ферганского хребта - известняковые массивы уланского типа.

Перекрытие массивов баубашатинского типа Сересуйским покровом можно видеть во многих метсах (см. рис. 11, 21, 39, 40-44). Труднее устанавливается подошва этого тектонического пакета. Относительно хорошо она выявляется на южном и восточном склонах Урумбашского известнякового массива, где под известняками девона или лудлова (поверхность надвига срезает перекрывающие известняки) залегают среднекаменноугольный флиш или кремнистые сланцы нижнего карбона, принадлежащие кугартскому типу разрезов геосинклинального комплекса (см.рис.19).

Нам представляется, что и в основании Баубашатинско-Испатауско-Альпассинского известнякового массива также должен располагаться сокращенный, преимущественно кремнисто-терригенный, с небольшим количеством вулканогенных и карбонатных образований разрез среднего палеозоя, близкий к кугартскому. Уверенность в существовании таких соотношений опирается прежде всего на тот факт, что и в Алае, и в восточном секторе Южного Тянь-Шаня повсеместно наблюдаются именно подобные структурные связи. Так, например, в восточном секторе недавно установлено на значительной площади налегание известняковых массивов уланского типа разрезов на кремнисто-известняково-терригенные карачукурского типа. К сожалению, надежно доказать присутствие

сокращенных разрезов среди терригенных толщ, развитых между верховьями Отузарта и Уюнкура, до сих пор не удалось. Однако непосредственно под подошвой известняковых массивов, налегающих на эти толщи, уже в нескольких местах были найдены граптолиты нижнего силура, включая лландовери, тогда как в ядерной части развитой здесь крупной положительной структуры известна фауна лудлова (см. рис. 17). Более того, в двух случаях — С.С.Шульцем (1934) и Г.В.Ивановым в 1974 г. — в породах, занимающих низкое структурное положение, была встречена при расшифровке образцов микрофауна карбона. Но закартировать весьма вероятные надвиговые соотношения здесь до сих пор надежно не удастся, и мы лишь предполагаем сокращенный тип разреза, сознавая условность его контуров. Осложнения в эту проблему вносит неопределенность возраста шалдыракских песчаников (S_1 ?). Интересно, что подобные же песчаники (аклюторские) имеются примерно в тех же соотношениях и в восточном секторе Южного Тянь-Шаня. Мы пока наметили нижнюю границу Баубашатинского пакета по подошве шалдыракских песчаников, но не исключено, что в дальнейшем ее придется переносить.

Шестой тектонический пакет — Кугартский или Южноурумбашский — как следует уже из изложенного выше, может быть выделен лишь условно. Дело в том, что в Ферганском хребте мы не знаем подошвы этого пакета. В бассейне р. Кугарт, где распространены породы, его слагающие, флишеподобные толщи верхней части разреза (S_{2-3}) достигают значительной мощности и так сложно дислоцированы (см. рис. 22), что их внутренняя складчато-чешуйчатая структура известна лишь весьма приблизительно. Возможно, что под флишем Кугарта лежат разные разрезы среднего палеозоя и что здесь смешан флиш разных тектонических пластин, сильно дислоцированных и сдавленных. Кугартские разрезы характеризуются уменьшенными мощностями и сложным (известняково-глинисто-кремнистым) составом девона — нижнего карбона. Типично присутствие тентакулитовых фаций девона. В Алае мы можем видеть аналоги данного пакета в ядре Копурбашинской антиклинали. На р. Чаувай, где они надвинуты на известняки Алайского типа, подошва их хорошо обнажена. В долине Гульчи (азванская серия) они надвинуты на карбонатные толщи гор Кульгеджиле. В восточном секторе Южного Тянь-Шаня с Кугартским пакетом сопоставляется пакет сокращенных разрезов, залегающий под известняками гор Кок-Кия и надвинутый на известняки Сары-Белеса. Именно эта их позиция и западнее и восточнее Ферганского хребта позволяет думать, что и здесь подошва кугартских толщ должна быть надвиговой. Кроме южных и восточных подножий Урумбашского массива, породы данного пакета присутствуют, вероятно, в истоках Кумышсу и Отузарта. Похожие разрезы имеются также в ущелье Капчигай на р. Тар, но здесь они принадлежат уже Восточно-Алайским структурам.

Не установлен в Ферганском хребте и выделяется лишь предположительно седьмой тектонический пакет — Кульгеджилинский. Кульгеджилинские мраморы широко представлены в осевой части Алая и долине Гульчи, где слагают, по-видимому, автохтонные массивы антиклинального строения. В долине р. Тар, близ устья Буйги они приходят в соприкосновение с ясинскими терригенными толщами, погружающимися под мраморы. Можно предполагать, что здесь зона мраморов раздваивается и одна отчетливо наблюдаемая их ветвь идет на восток к Капчигаю, а другая уходит к северу, сразу же скрываясь под мезокайнозойским низовий Тара. Там они, по-видимому, тектонически выклиниваются, но, возможно, небольшой известняковый массивчик г. Акнот в низовьях Урумбаша является свидетелем их существования и в бассейне Кугарта.



Рис.41. Северное крыло Баубашатинской антиклинали в истоках р.Чон-Керей.

Известняки Баубашаты перекрыты аллохтонной Мусторской чешуей (часть Сересуйского покрова), но более поздним секущим надвигом у основания г.Чон-Керей вновь выведены на поверхность в виде Чон-Керейской пластины.

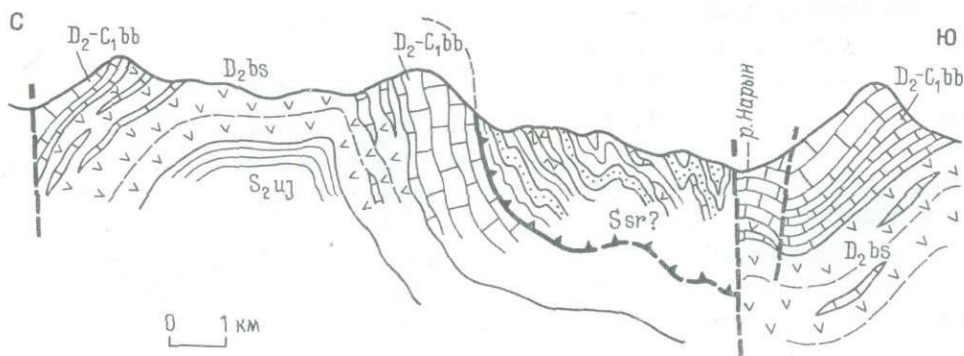


Рис.42. Разрез через Кызкурганскую антиклиналь и Карасуйскую синклинали выше Токтогульской ГЭС.

ношениях, что и в смежных районах, не испытавших столь сложных горизонтальных изгибов, как герциниды Ферганского хребта. Это убеждает нас в том, что гигантская моноклинал покровов была основой, на фоне которой развивались последующие герцинские структуры. Конечно, не все тектонические пакеты выдержаны на всей площади. Третий и седьмой особенно быстро выклиниваются по простиранию. Изменяются по мощностям и составу также и другие пакеты, но эти изменения не идут в сравнение с теми скачками в составе стратиграфической колонки, которые наблюдаются при переходе с одного покрова на другой. Мы не знаем полных амплитуд покровов. Вполне возможно их тектоническое выклинивание и изменение по падению, но в пределах эрозионного вреза таких явлений, несмотря на последующую деформированность пакетов, наблюдать не удастся. А это дает возможность предполагать значительные амплитуды горизонтальных перекрытий.

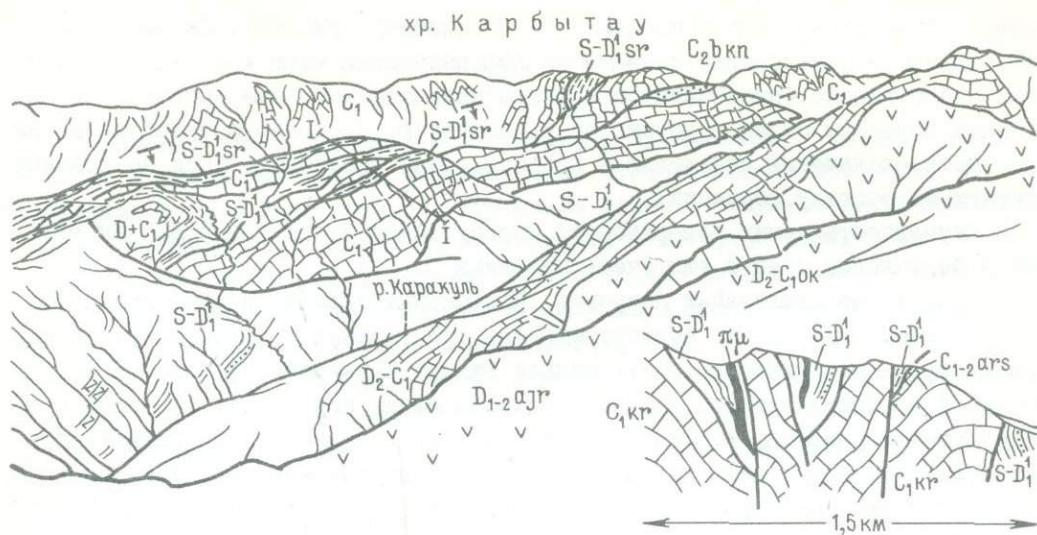


Рис.43. Общий вид Керейской синклинали с юго-запада в верховьях р.Каракуль.

Показан разрез Кокбельского синклиналичного блока по линии I-I.

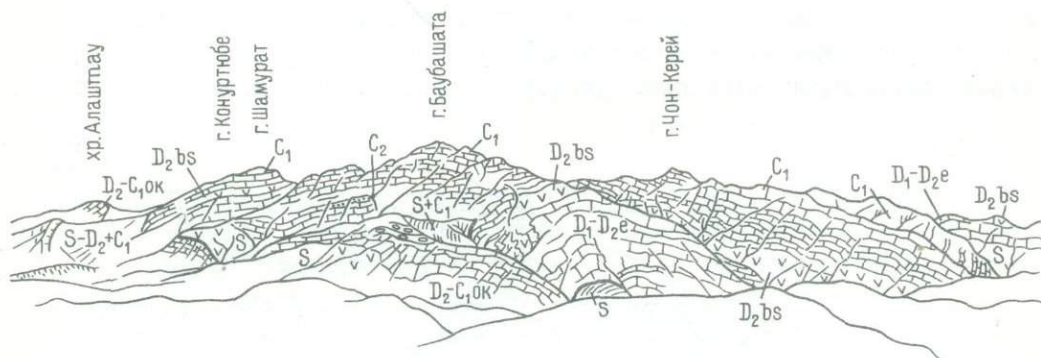


Рис.44. Панорама Баубашатинского массива с юго-востока.

Видна в основном Баубашатинская антиклиналь. Слева и на переднем плане - аллохтонные толщи Сересуйского, Каракорумского, Окджатпесского покровов.

Поверхности скольжения, разделяющие тектонические покровы, в силу большей рыхлости растертых пород чаще всего бывают закрыты. Там, где они открыты, можно наблюдать, что милониты, связанные с этими поверхностями, как правило, маломощны и обычно составляют всего 0,5-1 м по мощности. Поверхности скольжения почти не срезают или полого срезают пласты нижележащих пород (обычно флишеидных) и часто заметно срезают пласты надвинутых толщ. Эти поверхности дислоцированы совместно с окружающими породами и поэтому часто принимаются за поверхности несогласного залегания или даже за границы согласно залегающих формаций, что вносит немало путаницы в представления о стратиграфии и тектонике района. В случаях, когда на терригенные толщи надвигаются карбонатные массивы, явления срезания надвигаемыми пластами и ниже- и вышележащих пород выражены значительно сильнее (вос-

точный склон Урумбашского массива, см., например, рис.19). Скорее всего, это связано с физическими свойствами деформируемых толщ и позволяет выделять субсогласные (пластовые) и секущие надвиги, хотя нам приходилось наблюдать переходы одних в другие по простиранию, особенно в случаях, когда плоскость скольжения переходит с границы резко различных пород на границу близких по составу формаций.

Изученность самих поверхностей шарьирования и сопутствующих им явлений в Ферганском хребте еще очень невелика.

Продольные дислокации покровов. Продольные складки и продольные чешуи различных масштабов, вытянутые вдоль простирания тектонических пакетов и общего простирания геосинклинали Южного Тянь-Шаня, уже своей ориентировкой свидетельствуют, что они образовывались при той же (в общем) ориентировке напряжений, которая характеризовала и процесс шарьирования. Наблюдения показывают, что в этих деформациях (по крайней мере наиболее крупных) участвуют сразу несколько покровов, деформируются сами поверхности надвигов, и, следовательно, это был процесс, следующий за надвигообразованием. Возможно, местами мелкие продольные складки и чешуи могли образовываться и одновременно с шарьированием или даже несколько предшествовать ему. Последнее имело место, по-видимому, при шарьировании известняковых массивов и приводило к срезанию известняковых пластов пересекающими их поверхностями скольжения. Мелкие и средние продольные изоклинали складки и чешуи в предскладчатом флише Кутарта или аналогичные структуры в терригенных толщах яссинского типа (рис.45) образовывались, вполне возможно, в

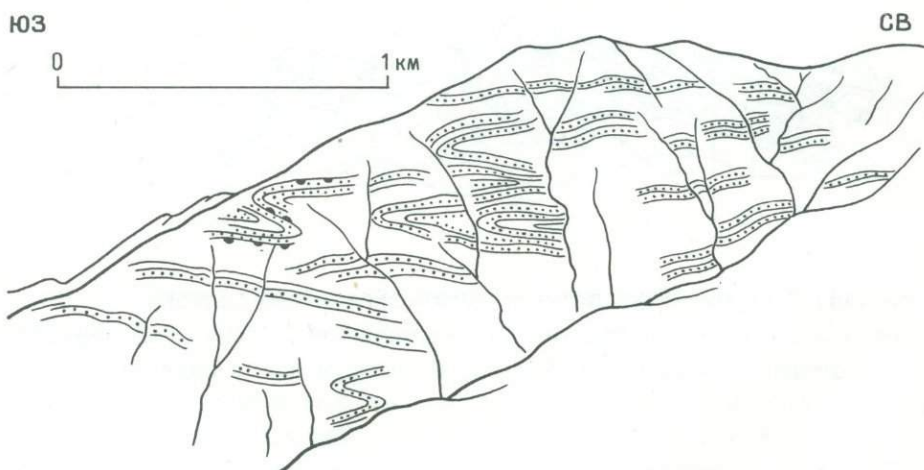


Рис.45. Небольшие лежачие и опрокинутые складки в узгенской серии; правобережье р.Яссы.

Показано наблюдавшееся положение иероглифов.

процессе шарьирования. Но наиболее крупные продольные структуры в своем возникновении следовали за этим процессом. Вместе с тем они участвуют в горизонтальных изгибах Восточно-Алайской флексуры и, значит, были сформированы раньше нее. К таким структурам относятся:

1. Западно-Карасуйская антиформа (?);
2. Майлисуйская синформа;
3. Суганташский антиклиналоид;

4. Капкинский синклиналиоид;
5. Михайловская антиформа;
6. Стрентюбинский синклиналиоид.

Вспомним, что синформами и антиформами мы называем соответственно вогнутые и выпуклые складки независимо от относительного возраста пород, залегающих в ядре и на крыльях. Это очень широкое понятие. Антиклиналиоиды и синклиналиоиды представляют собой выпуклые и вогнутые складчатые структуры, в строении которых участвуют тектонические покровы, иначе говоря, складки тектонических покровов, не имеющих корней или зон встречных надвигов в пределах осевых зон. Таким образом, это более узкое понятие: если вопрос о корнях и лобовых частях неясен, то структуры можно называть син- и антиформными (нейтральные термины), а если этот вопрос решается в пользу двусторонних надвигов — чешуй, или подобные осложнения вообще отсутствуют, то в случае достаточно крупных структур уместно будет пользоваться терминами "антиклинорий" и "синклинорий" с указанием на характер вергентности. К сожалению, общепринятой терминологии в отношении описываемых структур не существует, и мы сами пользовались термином "антивергентный синклинорий" (Поршняков, 1961 и др.), не зная точно, где расположены корни имеющихся в нем покровов. Правильнее было бы применять его к синформным крупным структурам с корнями чешуй (покровов), расположенными в их осевых зонах. В Южном Тянь-Шане мы часто встречаемся с крупными складками, для которых вопрос: "антивергентный синклинорий или синклиналиоид?", "синвергентный антиклинорий или антиклиналиоид?" является главным вопросом, обычно не решаемым однозначно. Рассмотрим строение основных продольных структур этого типа.

1. Западно-Карасуйская антиформа (?) так сильно деформирована последующими нарушениями, что восстановление ее первичной природы — дело трудное. По существу, мы видим сейчас только местами ее ядерную часть, обычно же сохраняется лишь северо-восточное крыло, тогда как юго-западное (предполагаемое) скрыто альпийским Западно-Карасуйским надвигом. На всем протяжении северо-восточного крыла от Кичи-Ақджола до устья Кезарта девонские и раннекарбоновые известняки, увенчанные существенно терригенной пачкой C_{1-2} , перекрыты по пластовому надвигу более древними породами. Чаше всего это зеленые сланцы Майлисуйского покрова. Такие соотношения ("согласное" налегание метаморфизованных майлисуйских сланцев на башкирские сланцы с прослоями известняков) особенно хорошо можно наблюдать в долине ручья Чат (см. рис. 10).

Южнее, в низовьях р. Манубалды между Майлисуйским покровом и известняками залегают еще одна тектоническая пластина, имеющая в основании, как это установил В.Б. Горянов, пачку граптолитовых силурийских сланцев. Такие породы в пределах Майлисуйского покрова нигде не обнаружены, и, надо думать, что здесь мы имеем дело с остатком самостоятельного тектонического пакета.

Прослеживая карасуйские известняки к северо-западу, можно убедиться, что севернее устья Кезарта они резко обрываются крутым разрывом, за которым развиты очень сложно дислоцированные породы Майлисуйского покрова. На водоразделе Кезарт — Карасу северо-западные простирания сменяются северо-восточными, а карасуйские известняки, очевидно, погружаются в этом направлении под манубалдинскую серию Майлисуйского покрова. Мы не знаем, принадлежат ли эти известняки структурам Южного или Среднего Тянь-Шаня. Нам

представляется, что они отличаются от срединно-тянь-шаньских и тогда должны бы образовывать первичную структуру типа антиклиналоида. Но если это все же крайняя часть Срединного Тянь-Шаня, то общая первичная структура будет моноклиальная. В первом варианте возможно сопоставление Западнокарасуйской структуры с Кумбельским антиклиналоидом, который намечается на южном склоне Атойнакского хребта. В строении этого антиклиналоида (см. рис. 8) участвует вулканогенный (Каракорумский) покров, перекрывающие его зеленые сланцы Майлисуйского покрова и подстилающие черные сланцы нижнего карбона (кумбельские сланцы).

Множество мелких продольных складок, особенно сложных в кремневых пачках, развито в пределах этой складки. Корни слагающих ее покровов должны лежать севернее, под верхним палеозоем долины р. Мин-Бугу и северного склона Атойнакского хребта.

2. Майлисуйская синформа - крупная S-образно изогнутая в плане раннегерцинская структура, которую можно проследить по выходам верхнего Майлисуйского покрова, слагающего ее ядро, от долины р. Майлису (южнее она скрыта под мезокайнозоем северо-восточной Ферганы) до истоков Ой-алмы. Как и все ранние структуры Фергано-Атойнакского хребта, Майлисуйская синформа сильно деформирована последующими движениями и, кроме того, часто перекрыта мощными толщами верхнего палеозоя, налегающего, естественно, главным образом на самый верхний покров. Именно ее осевая зона явилась в среднем карбоне местом заложения тылового молассового бассейна и зоной интенсивного позднепалеозойского погружения. Пока еще нельзя решить однозначно, является ли рассматриваемая синформа синклиналидом или же антивергентным синклинорием. В восточном ее крыле присутствует полный или почти полный набор тектонических покровов: Майлисуйский, Каракорумский, Окджатпесский (непостоянный), Сересуйский, Баубашатинский, в западном крыле только Майлисуйский и Западнокарасуйский с локально представленными остатками еще одного покрова, лежащего между ними. (Надо заметить, что, называя крылья синформы западным и восточным, мы имеем в виду среднее современное их положение. Вполне вероятно, что во время образования структуры "западное" крыло было северным, а "восточное" - южным.)

Если западнокарасуйские известняки сопоставлять с баубашатинскими или окджатпесскими, то промежуточную тектоническую пластину можно будет принять за остатки Каракорумского или Сересуйского покрова. Указанная асимметрия синформы может быть связана (в варианте односторонних покровов, двигавшихся с запада) с отрывом некоторых из них от зоны корней и гравитационным перемещением к востоку либо же (в варианте двустороннего выжимания чешуй из синформы) быть следствием полной структурной разобщенности крыльев синформы.

Так или иначе, но Майлисуйскую синформу в первичном виде можно представить как вогнутую структуру, в ядре которой часто оказываются самые древние породы, а на крыльях повторяются разновозрастные, но различные в формационном отношении разрезы геосинклиналидного комплекса. Западное крыло - узкое (до 8-9 км), восточное - в несколько раз шире. Оно наращивалось снизу новыми покровами - чешуями - длительное время, в течение всего позднего палеозоя.

Майлисуйский комплекс, слагающий осевую зону синформы, очень часто имеет в основании линзообразные тела серпентинитов, иногда включающих

обломки и плоские тела осадочных пород, эффузивов и брекчий. Серпентиниты часто проникают по разломам и внутрь покрова, достигая самых молодых, раннекаменноугольных пород. Внутренняя структура покрова еще плохо изучена.

Доказанные амплитуды тектонических перекрытий Майлисуйским покровом на крыльях синформы значительны. Так, например, тектоническое окно Джульбарсту (см. рис. 10), находящееся близ осевой зоны синформы, отстоит от западного края покрова на 5–6 км. В окне в ядре узкой антиклинальной складки выступают те же известняки, что и на крыле покрова (западнокарасуйские). В экзотическом массиве Четенды крайние выходы зеленых майлисуйских сланцев находятся на расстоянии 11 км от сплошного поля их распространения и налегают, как и обычно, на девонские или каменноугольные породы вулканогенного Каракорумского покрова. Если учесть, что на указанных расстояниях не наблюдается значительного срезания поверхностью надвига нижележащих пород, то остается заключить, что зона корней под осевой частью синформы должна быть очень узкой или же, что кажется даже более вероятным, отсутствует вовсе. В последнем случае синформу надо представлять в виде синклинала, а зону корней перенести на северное крыло Кумбельского и на западное крыло Западно-Карасуйского антиклиналоида. В пользу именно такого толкования структуры свидетельствует также и центриклинальная форма замыкания синформы на водоразделе Кумбель-Ой-адма. Породы Майлисуйского покрова здесь образуют синклинальную складку, воздымающуюся к востоку и оборванную с севера поздним разломом.

3. Суганташский антиклиналоид – сравнительно небольшая узкая складка на правом берегу Кара-Алмы, протягивающаяся в субширотном направлении (см. рис. 21). Западнее осевая линия этой складки отклоняется к юго-западу и уходит под мезо-кайнозой Ферганской депрессии, в восточной части ее простирается на северо-восточное. Такие изгибы простираний довольно часто наблюдаются только в самых ранних структурах герцинид Южного Тянь-Шаня и связаны с последующими их дислокациями.

В ядре антиклиналоида обнажаются известняки девона и нижнего карбона, перекрытые непостоянной пачкой конгломератов и туфосланцев, аналогичных конуртубинской свите (C_2b). Выше залегают (см. рис. 14, 21) граптолитовые сланцы нижнего, затем верхнего силура, перекрытые девон-нижнекаменноугольными кремнистыми сланцами, содержащими прослой известняков с фораминиферами. Таким образом, здесь имеется вздвоенный разрез, позднее смятый в крутую, почти изоклинальную, слегка наклоненную к югу антиклинальную складку. Массивные известняки ее ядра принадлежат Баубашатинскому, перекрывающие преимущественно сланцевые толщи – Сересуйскому покровам. Антиклиналоидная природа складки выявляется только после изучения полного ее сечения и палеонтологической документации возраста всех пород. В бассейне р. Тура-су антиклиналь погружается к востоку и известняки ее ядерной части уходят под сланцевые толщи. Картину осложняет позднегерцинский разрыв, по которому оборвано южное крыло известнякового ядра, в результате чего от него часто остается только круто падающая к северу моноклираль северного крыла. В верховьях р. Балыкты на известняках ядерной части антиклиналоида сохранился небольшой экзотический массивчик граптолитовых сланцев.

На структуре Суганташского массива можно убедиться, сколь сильными были посленадвиговые складчатые деформации. Ими сформирована складка с почти вертикальным залеганием и пластов и поверхности надвига на крыльях.

4. Капкинский синклиналид ограничивает с юга Суганташский антиклиналид, непосредственно с ним сопрягаясь. Вместе они образуют пару складок, развитых на фоне моноклинали тектонических пакетов. Капкинский синклиналид наиболее отчетливо выражен в бассейне Турасу. Здесь его осевая линия, простирающаяся в общем к северо-востоку, зигзагообразно изгибается и частично смещается в связи с левосторонними широтными сдвигами. Эти горизонтальные складки-изгибы, несомненно, образовались позже продольных складок - Капкинского синклиналида и ему подобных, и принадлежат, вероятно, 3-му или даже 5-му этапу дислокации. К западу от Турасу осевая линия синклиналида тянется вдоль южного склона хребтика Суганташ, северо-восточное продолжение вблизи Таласо-Ферганского разлома замаскировано более поздними разрывами. В мульде синклиналида местами сохранилась капкасайская толща флишеподобных пород среднего карбона, венчающая Сересуйский покров с разрезами лептогеосинклинального типа (см. рис. 15). В северном крыле из-под этого покрова выступают баубашатинские известняки массива Суганташ, а в южном - подобные же известняки Урумбашского массива, лежащие, в свою очередь, на кугартский палеозой сокращенного типа. Каждый из указанных комплексов имеет приблизительно одинаковый стратиграфический объем, начинаясь силурийскими и заканчиваясь среднекаменноугольными или (в кугартском разрезе) позднекаменноугольными образованиями. Складка крутая, углы падения на крыльях часто превышают 60° , а на северном крыле есть и опрокинутые северные падения. На крыльях встречаются продольные мелкие складки и взбросы, создающие иногда чешуйчатые структуры.

5. Михайловская антиформа (см. рис. 16), расположенная в северо-западной части массива Сюрен-Тюбе, обнажена лишь частично. Мы знаем ядерную, сложенную песчаниками S_1 ? отчетливо антиклинально построенную ее часть, и юго-восточное крыло, являющееся одновременно северо-западным крылом Сюрен-Тюбинского синклиналида (см. ниже). В этом крыле присутствуют три тектонических пакета, лежащих друг на друге и полого падающих к юго-востоку. По формационной характеристике они близки Сересуйскому, Окджатпесскому и Каракорумскому покровам, хотя, кроме первого, представлены фрагментарно. Если учесть левые сдвиговые смещения на 12-14 км, которые фиксируются по северо-западным разрывам, проходящим севернее Сюрен-Тюбе, то надо будет заключить, что описываемая антиформа первично являлась прямым продолжением Суганташского антиклиналида, а при некоторой смелости можно наметить ее продолжение к юго-западу в районе севернее города Ош и даже далее с изгибом в сторону Алдыяра до соединения с Каузанским антиклиналидом в районе Науката. Такое, конечно гипотетическое, построение опирается на структурный рисунок герцинид Ошских гор, Суганде, Намаздека, Алдыяра и Юго-Восточной Ферганы и на формационную характеристику обнажающихся здесь толщ среднего палеозоя. Оно, конечно, требует проверки, но кажется нам сейчас наиболее вероятным.

6. Сюрен-Тюбинский синклиналид (см. рис. 16) вместе с вышеуказанной Михайловской антиформой образуют пару складок, осложняющих Южно-Ферганскую моноклинали пакетов. Обе структуры аналогичны описанной выше Капкинско-Суганташской паре складок и, нам представляется, могут являться непосредственным ее продолжением, смещенным по левосторонним сдвигам, которые проходят по Кугартской впадине. В горах Сюрен-Тюбе описываемый синклиналид занимает их юго-восточную половину, простираясь в юго-юго-западном

направлении. В южной части этих гор шарнир синклиналиоида погружается к югу, так что породы самого верхнего (вулканогенного) покрова присутствуют только на этом участке. Ниже лежат фрагменты непостоянного карбонатно-вулканогенного покрова (Окджатпесского), который образует здесь центриклинальную структуру, а еще ниже на значительной площади распространены терригенно-кремнистые (лептогеосинклинальные) образования среднего палеозоя, соответствующие примерно Сересуйскому покрову района Баубашаты. Мелкие складчатые и разрывные нарушения сильно затушевывают и осложняют синклинальную в общем форму залегания этой серии покровов. Центриклинальное их замыкание позволяет думать, что здесь мы имеем дело именно с синклиналиоидом.

Зная закономерную последовательность формационных типов покровов в структурах Южного Тянь-Шаня и обнаруживая на продолжении Сурен-тюбинского синклиналиоида к юго-юго-западу в массиве Суганде синклинальную складку, которая сложена зеленосланцевыми толщами, перекрытыми существенно терригенными породами среднего-верхнего палеозоя (см.рис.3), следует заключить, что дальнейшее погружение шарнира синклиналиоида привело к появлению здесь еще более высокого, самого верхнего покрова - Майлисуйского, аналогичного Канскому покрову Алая. Дальнейшее прослеживание описываемой структуры приведет к подобной же форме в массиве Намаздек, затем - в массиве Алдыяр и, наконец, двигаясь по простиранию, мы придем в Охнинско-Талдыкский синклиналиоид Алая, обладающий практически теми же чертами строения.

Таким образом, устанавливается возможность проследить пару крупных складок, осложняющих строение моноклиальной серии покровов на протяжении значительной части Южного Тянь-Шаня по крайней мере от Соха до Турасу, т.е. на протяжении около 400 км. В бассейне Турасу и далее на восточном склоне Ферганского хребта эти складки сближаются, мельчают и превращаются, по видимому, в пару чешуй. Заметим, что подобную пару складок можно обнаружить и западнее (Северный Нуратау, Тамдытау) и восточнее (Джаныджер, Чакыр-Корум), далеко за пределами описываемого района. В Атойнакском хребте, как уже отмечалось выше, складки Кумбеля занимают такое же положение. Только в бассейне Карасу-западной они не выражены достаточно ясно, и их поиск требует некоторых допущений.

Эта пара складок тянется в общем вдоль офиолитового шва, то приближаясь, то удаляясь от него, и испытывает значительные горизонтальные изгибы осевых линий, особенно резкие в Ферганско-Атойнакском районе. Она занимает внутренние части складчатой области.

Во внешних миогеосинклинальных частях герцинид Южного Тянь-Шаня тоже можно обнаружить продольные довольно крупные складки, но проследить их на столь значительные расстояния не удастся. К числу таких складок можно отнести Минтекинскую антиклиналь, широкую, полого погружающуюся к западу. На северном ее крыле зафиксированы крупные тектонические чешуи с участием двух типов разрезов: яссинского и кипчальминского. Южное крыло перекрыто мезозоем.

Южная часть Ферганского хребта частично сложена герцинидами Восточного Алая, принадлежащими уже другому, Скифско-Куэнлуньскому складчатому поясу. Но и в структурах Восточного Алая, выходящих в бассейн Тара и Кулуна, можно встретить похожие продольные складки тектонических покровов, осложненные резкими горизонтальными изгибами. К числу таких складок можно

отнести Куюкский синклиналид и Босагаакташский антиклиналоид. Первично они представляли собой, по данным А.В.Яговкина (1973), две сопряженные линейные продольные складки, осложняющие надвинутую на Яссинский полукупол с юга пару тектонических покровов, причем эти покровы (Куюкский и Калмакасуйский) перекрывали также надвиговую (?) границу фациальных зон параавтохтона (Кульгеджелинскую и Яссинскую, рис.46).

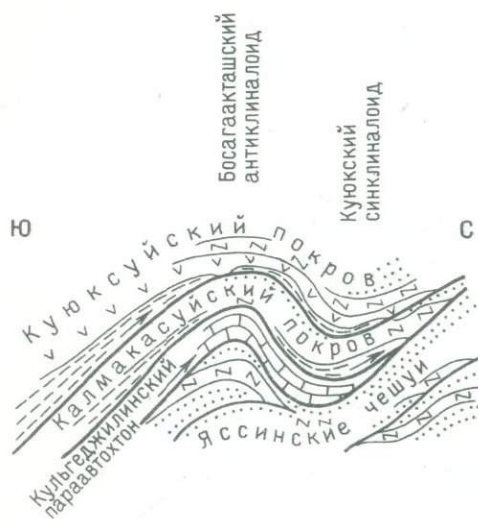


Рис.46. Разрез-схема, показывающий соотношение Восточно-Алайских покровов на втором этапе герцинских деформаций в районе Капчигай-Тасрыкай на р.Тар.

в виде узкой сложной центриклинали. Есть основания думать, что эта структура является синклиналидом, сильно измененным последующими движениями, а Босагаакташская зигзагообразная в плане антиклиналь - не менее деформированным антиклиналоидом.

Описанные выше крупные складки покровов, отнесенные ко второму этапу герцинских деформаций, часто обладают на крыльях чешуйчатым строением. Эти чешуи параллельны оси складок и выявляются по многократному повторению какой-либо части разреза крыла. Если это происходит в пределах одного разреза, то трудно определить - образовались ли они на этапе шарьирования или несколько позже, на втором этапе. В последнем можно убедиться лишь там, где чешуи затрагивают саму поверхность шарьирования, в результате чего возникает "чересполосица" разрезов разного типа. Такие случаи можно видеть, например, на периферии Кипчальминских известняковых массивов, в разрезе по Карабулаку, где кровля массивов вместе с надвинутыми на нее сланцами повторяется в разрезе 4 раза из-за нарушающих надвиг складчато-чешуйчатых структур (см.рис.25). Подобную картину мы, по-видимому, имеем также северо-восточнее оз.Кулун, где разрезы яссинского типа вклиниваются в калмакасуйские, или в долине речки Мустор (бассейн Сересу), где Сересуйский покров совместно с Баубашатинским участвует в чешуях, изогнутых складками четвертого этапа деформации (см.рис.41).

В ядре Босагаакташской антиклинали здесь залегают кульгеджелинские известняки, структурно связанные с известняками Чаканташа, а на крыльях - калмакасуйский тип геосинклиналидного комплекса, отличающийся преобладанием глинистых и кремнистых пород. Наиболее высокая часть этого пакета, обладающего сложной чешуйчатой структурой, содержит пачку девонских порфиров и туфов, что позволило А.В.Яговкину выделить здесь еще один, куюкский тип разрезов геосинклиналидного комплекса. Последний перекрывается мощной флишовой толщей, слагающей мульду крупного Кулунского синклиналида, восточное замыкание которого хорошо видно в районе оз.Кулун (см.рис.29).

Западная часть этой слегка выпуклой к северу дугообразной структуры в нижнем течении Тасрыкай имеет резкий горизонтальный изгиб к югу и юго-востоку, уходя в долину Капчигая и тупо там заканчиваясь

Широким распространением тектонические чешуи второго этапа, нам кажется, пользуются в Зеравшано-Гиссарской области. Там они, вероятно, многократно повторяют в разрезе надвиг более древнего "верхнего пушневата" на более молодой нижний и создают картину, над которой в недоумении останавливаются до сих пор исследователи этого района.

Сказанное не исключает, конечно, возможности существования чешуй, образовавшихся на первом этапе деформации, в пределах одного покрова. Надо, правда, заметить, что деформации первого и второго этапов развивались во времени параллельно и характеризовались одним или почти одним распределением региональных напряжений, представляя стадии единого процесса, мигрирующего от внутренних зон геосинклинали к внешним.

Рассмотрим для примера чешуйчатые структуры на трех участках, где они особенно отчетливо выражены.

1. В долине р.Сересу в сланцевых толщах, обрамляющих с запада Баубашатинский известняковый массив при общем крутом запад-юго-западном падении пород, двигаясь вкост простирания, можно на отрезке в 4 км трижды пересечь сокращенный существенно кремнисто-сланцевый разрез геосинклинального комплекса, который содержит породы от нижнего силура по нижний карбон включительно (см.рис.40). При этом граптолитовые сланцы более верхней чешуи будут налегать субпараллельно на известняки с фораминиферами нижнего карбона или на подстилающие их эффузивно-кремнистые образования девона. Фрагменты чешуй подобного типа можно встретить и к югу от Баубашаты, в районе Арсланбоба, и на северном крыле Баубашатинской антиклинали (см.рис.41). Местами они секут поверхность шарьяжа, а сами изгибаются согласно изгибам пластов на крыльях погружающейся к западу антиклинали 4-го этапа. Этим, нам представляется, определяется принадлежность их ко второму этапу герцинских дислокаций.

2. Известняковый массив г.Окджатпес представляет собой серию (4-5) тектонических чешуй, переходящих местами в складки. Чешуи в плане образуют выпуклые к северо-западу дуги. Почти в каждой чешуе присутствуют вулканы D_{1-2} , известняки D_2-C_1 и иногда перекрывающие их сланцы C_{1-2} . Соотношения чешуй с шарьяжами здесь не установлены, горизонтальные складки деформируют серию чешуй (см.рис.11, 12).

3. В бассейне Каракульджи и на правом берегу Тара чешуйчатые структуры, развитые на фоне общего юго-западного падения пород, являются наиболее типичной и повсеместно распространенной формой дислокаций. Однако выявить их удастся только на тех участках, где в их строении принимают участие верхние части разреза, охарактеризованные фаунистически и включающие маркирующую пачку кремнистых сланцев карбона. Так, в долине р.Каракульджа близ устья Джульгур-сая, на обоих ее бортах фиксируется многократное (до 7-8 раз) повторение верхней части разреза геосинклинального преимущественно терригенного комплекса (рис.47). Та же картина зафиксирована и на правом берегу Тара ниже кишлака Караташ. В последнем случае чешуи образуют в плане резко выпуклую к юго-западу дугу, поставлены круто, а местами даже опрокинуты до обратных падений, что создает ложное впечатление юго-западного "движения масс" (рис.48). Здесь в результате этого опрокидывания часто возникает иллюзия налегания позднекаменноугольного флиша прямо на девонские (джартюбинские) песчаники, и только обнаружив выше флиша кремнистые породы карбона и установив опрокинутое залегание во флишевой толще,

можно понять, что первично девонские песчаники были надвинуты к северо-востоку на флиш C_3 , а затем вся структура была опрокинута к юго-западу. При недостаточной фаунистической характеристике такие структуры, естественно, расшифровать почти невозможно, и с их картированием часто бывают связаны крупные ошибки, особенно вероятные там, где вся толща и особенно флиш дополнительно претерпели сложные складчатые деформации.

Образованием продольных складок в тылу еще продолжающихся развиваться шарьяжей заканчивается период общего равномерного меридионального сжатия Южного Тянь-Шаня. Далее этот процесс становится неравномерным, начинается образование Восточно-Ферганской флексуры. Возрастные границы этапов — скользящие. Скорее всего 2-й этап в тыловых прогибах охватывает первые три или четыре ритма седиментации ($C_2 - C_3$), вместе с разделяющими их фазами деформаций, которыми и построена нынешняя Майлисуйская синформа. Нижнепермские (карачатырские) отложения четвертого ритма в целом не участвуют в ее строении, однако их ранние дислокации во фронтальном прогибе (Яссы) носят еще продольный характер.

В конце периода меридионального сжатия происходит локальное внедрение мелких гранитоидных интрузий. Эти тела, известные в бассейне Куровеса, на Караколе и особенно на правом берегу Нарына (Кичи-Ақджол, Турдук и др.) имеют главным образом субпластовую форму и представлены порфировидными разностями. Они прорывают слои, как правило, не моложе C_2 . Л.И. Турбин (1960б) относил эти гранитоиды к келематинскому или более позднему времени. Однако присутствие галек гранит-порфиров уже в докелематинских конгломератах (куламинских, судуксайских) заставляет считать началом орогенного магматизма более раннее время, в пределах позднего карбона.

П о з д н е г е р ц и н с к и е с т р у к т у р ы

Восточно-Ферганская горизонтальная флексура (сигмоида). К третьему этапу герцинских дислокаций мы относим образование Восточно-Ферганской сигмоиды (горизонтальной флексуры), примерно такой, какая была намечена Д.И.Мушкетовым (1936), еще не знавшим Таласо-Ферганского разлома.

Доказать наличие здесь крупной горизонтальной дислокации и тем более реставрировать хотя бы общую обстановку ее образования чрезвычайно трудно, но обойтись без нее и без сдвига по Таласо-Ферганскому разлому, как это пробовали сделать ряд геологов (Синицын, 1960; Брежнев, 1968; Довжиков, 1970; 1977) нам кажется еще трудней. Достаточно очевидно, что весь комплекс фациальных (формационных) зон геосинклинальных образований Южного Тянь-Шаня и весь комплекс охарактеризованных выше структур 1-го и 2-го этапов деформаций испытывают в Восточной Фергане резкие развороты и смещение к северу и северо-западу вплоть до Атойнакского хребта. Трудно представить себе образование удивительно идентичных моноклиналей покровов и осложняющих их продольных структур, если они формировались первично в так сильно изогнутом S-образном или еще даже более сложном положении. Трудно представить механизм, поддерживающий в течение длительного времени необходимое в этом случае весьма прихотливое распределение региональных напряжений. Трудно будет понять, почему последующие субширотные складчатые деформации, почти продольные в Южной Фергане и Атабаши-Кокшаале, в Ферган-

ском хребте получают почти перпендикулярную к ранним структурам ориентировку. Трудно понять одновременное появление Восточно-Алайской дуги. Трудно отбросить, наконец, и первые данные о развороте вектора остаточной намагниченности в пермских породах Ферганского хребта по сравнению с таковыми Южной Ферганы (Буртман, Гурарий, 1973).

Не следует, конечно, закрывать глаза и на трудности, возникающие при попытке представить себе процесс формирования горизонтальной флексуры. Неясно, какие силы заставили все структуры Южного Тянь-Шаня в диагональной зоне шириной 50-90 км резко изменить простирание и устремиться в северо-западном направлении, испытывая при этом развороты, вращения и смещения до 200 км? Обычно эти явления объясняют давлением с юга, со стороны "Пенджабского клина", связывают их со сдвиговыми смещениями по Таласо-Ферганскому разлому.

Нам представляется, что для обсуждения вопроса о существовании горизонтальной флексуры как крупной горизонтальной деформации необходимо учитывать следующие соображения.

1. Восточно-Ферганская флексура является предшественницей Таласо-Ферганского сдвига. В пользу этого говорит тот факт, что субширотные вертикальные складки (Керейская и другие, с ней сопряженные) пересекают и деформируют уже сформированные и развернутые структуры первого и второго этапов (покровы, Майлисуйскую синформу), т.е. коленообразный изгиб простираний в Восточной Фергане существовал до возникновения этих складок. Их однообразная субширотная ориентировка также свидетельствует об отсутствии разворотов значительных участков после их образования. Вместе с тем Таласо-Ферганский разлом сечет указанные складки, оттягивает их осевые зоны к юго-востоку, т.е. возник в основном после этих складок. Следовательно, горизонтальная флексура существовала до Таласо-Ферганского разлома.

2. В строении Восточно-Ферганской флексуры участвуют все породы собственно-геосинклинального комплекса и молассово-флишеидные отложения тылового прогиба, за исключением верхней молассы (келематинские конгломераты, R_{1-2}). Последняя ложится с резким несогласием на размытые субширотные складки, например на антиклиналь Испатау. Но в миогеосинклинальной (внешней) зоне на периферии Таримского массива под поверхностями надвигов лежат породы нижней перми. Из этого следует, что образование горизонтальной флексуры должно было начаться еще до завершения надвигообразования в миогеосинклинальных зонах и в основном завершиться до отложения верхних моласс. Наиболее вероятно ее формирование в позднем карбоне.

3. Таласо-Ферганский разлом сечет и смещает келематинские конгломераты и аналогичные им толщи, включающие образования ранней перми. Признаки допермских движений по разлому нам неизвестны. Известняки силура и девона, известняки и кремнистые сланцы раннего - среднего карбона, флишеидные толщи S_{2-3} не обнаруживают фациальных изменений, приближаясь с запада к разлому и утыкаясь в него, хотя за разломом в северной части Ферганского хребта полностью выпадают из разреза толщи S_2-D_1 , а D_{2-3} и ряд других подразделений представлены резко отличными фациями. Офиолитовый шов, сопровождающий границу Среднего и Южного Тянь-Шаня, все формационные типы геосинклинального комплекса, некоторые тела гранитоидов и даже типичные покровные и складчатые структуры смещены в северо-восточном крыле разлома к юго-востоку на расстояние около 180 км. Сдвиговая природа

разлома очевидна. Смещение началось не раньше ранней перми; не исключено, что оно проявляется временами и ныне.

Принимая во внимание все эти данные, можно считать вероятным левостороннее пластичное смещение структур восточной Ферганы в позднем карбоне — начале перми, приведшее к образованию крупной горизонтальной флексуры. Серьезным нарушением субмеридионального крыла флексуры, возникшим, вероятно, в основном на том же третьем этапе деформаций, является Тогузбулакская структура. Это сложная синформа, которая создана горизонтальной субширотной складкой, осложнена серией сдвигов и наложенной синклиналию четвертого этапа, а затем альпийской Зинданской впадиной. Наличие этой горизонтальной складки объясняет проникновение офиолитов и пород, принадлежащих верхним покровам, далеко на восток, в верховья Куровеса и даже на северо-восточный склон современного Ферганского хребта. Тогузбулакская горизонтальная складка уже на 3-м этапе разделяет крупнейшие положительные структуры района: Кипчальминский полукупол и антиклинорий северо-западной части Ферганского хребта. Первый из них являлся в то же время частью периклинали западного окончания Таримского массива, второй — обособленным горизонтальным изгибом "великой моноклинали покровов" Южного Тянь-Шаня, осложненной предварительно продольными складками. Одновременно в Восточно-Алайском хребте образуется резкий выпуклый к северо-северо-востоку и осложненный разрывом изгиб простираний. Кульгеджилинская антиформа здесь резко отклоняется к северу, а Восточно-Алайские структуры образуют горизонтальную (?) складку.

Общий структурный рисунок Ферганского хребта и Восточного Алая (см. рис. 26) свидетельствует не только о смещении восточного крыла флексуры к северу и северо-западу, но и о торцовом раздавливании этой зоны усилиями, направленными субширотно, о выдавливании к северо-западу сложно-горизонтально-деформированных толщ Южного Тянь-Шаня. Возможно, это является результатом давления со стороны западного неровного края Таримского массива. Вместе с тем мы не видим значительного надвигания южно-тянь-шаньских толщ на Срединный Тянь-Шань. Они как бы оттесняют его, сохраняя принципиально те же соотношения, что и на участках, не осложненных флексурой, где Срединный Тянь-Шань в раннегерцинской структуре взброшен на Южный. Флексуроподобный изгиб намечается и в Чаткало-Кураминском регионе, хотя выражен там менее четко, с большим участием разрывных смещений. Обратные движения взбросового типа Южного Тянь-Шаня на Срединный в Атойнакском хребте имеют более молодой, позднегерцинский или даже альпийский возраст. Предложенный Г.И.Макарычевым (1978) вариант значительного герцинского надвигания Атойнакских структур к северу кажется нам недостаточно обоснованным.

Вероятно, структурный рисунок сигмоиды в ранней перми был значительно проще, чем тот, который мы можем выявить, рассматривая изгибы раннегерцинских дислокаций на геологической карте. Сложная их извилистость — результат разновозрастных деформаций.

Субширотные вертикальные складки. К четвертой группе герцинских дислокаций относятся субширотные вертикальные складки. Особенно четко эту группу структур можно выделить в Баубашатинско-Атойнакском районе, где они вследствие разворота более ранних дислокаций до субмеридионального положения наложились на последние местами почти поперек, создав формы, которые обычно называют гемискладками. Подобные же структуры можно видеть и в

Юго-Восточной Фергане (Араванская гемисинформа, Конурбашинская и Ошская гемиянтиформы и др.), хотя здесь в их образовании какую-то роль могли сыграть и горизонтальные складки, связанные с формированием описанной выше горизонтальной флексуры. Рассматривая складки данной формации в других районах Южного Тянь-Шаня, заметим, что они сохраняют удивительное постоянство субширотных простираний. В Атбаш-Борколдойском районе к ним можно отнести, по-видимому, гемисинклиналоиды Тез, Акташ, Бозой.

В районах, где раннегерцинские структуры также субширотные (Алайско-Туркестанский регион), дислокации четвертого этапа совпадают с ними по простиранию, поэтому выявить их трудно. Они проявляются здесь главным образом в переориентировке движения масс или в дополнительных осложнениях существовавших ранее анти- и синклиналоидов. Только предшествующий разворот простираний более ранних структур позволяет в описываемом районе четко отличать их от позднегерцинских дислокаций.

Геологическое время образования субширотных вертикальных складок в северной части Ферганского хребта и в Атойнакском фиксируется как предкелематинское, ибо келематинские конгломераты (P_1 ?) ложатся с резким несогласием на глубоко размытые складки описываемой серии, что можно хорошо видеть в низовьях Карасу-восточной и речки Аксай-Баши. Размыв известняков выступавших в ядерной части Кызкурганской и Испатауской складок, начался, очевидно, еще в позднем карбоне или даже в конце среднего (?), о чем говорят ой-алминские конгломераты с обильной известняковой галькой, развитые на периферии этих гемиянтиклиналоидов. Вероятно, разворот ранних структур в северо-западной части горизонтальной флексуры совершался раньше, чем в более южных, а третий и четвертый этапы дислокаций здесь частично перекрывались.

В Баубашатинско-Атойнакском районе с севера на юг выделяются следующие складки субширотного простирания:

1. Атойнакская синклиналь;
2. Кызкурганская антиклиналь;
3. Карасуйская (Востонокарасуйская) синклиналь;
4. Испатауская антиклиналь;
5. Керейская синклиналь;
6. Баубашатинская антиклиналь;
7. Тогузбулакская синклиналь.

Все перечисленные складки наложены, как следует из изложенного выше, на весьма сложную структуру, включающую моноклиналь покровов, смятую в продольные складки и чешуи и изогнутую затем в крупную Восточно-Ферганскую горизонтальную флексуру (точнее - наложенные на северную часть этой флексуры). Естественно, что описываемые складки, накладываясь на различно построенные и различно ориентированные части этой структуры, получают совершенно различный облик, осложненный к тому же еще более поздними нарушениями разрывного и (в меньшей степени) пликативного характера. В более или менее чистом виде их можно наблюдать только в верхнепалеозойских толщах и только на участках, где их простирания совпадают с простираниями более древних структур, что не часто встречается. Поэтому на карте осевые линии субширотных складок местами довольно условны.

Общее расположение этих линий можно охарактеризовать как слабо расходящийся в западном направлении веер, обрезанный с северо-востока Тала-

со-Ферганским разломом и с запада - Западнокарасуйским альпийским надвигом. В большей восточной части этого веера, там, где складчатости подверглась простирающаяся к северо-западу и падающая к юго-западу моноклираль покровов (восточное крыло Майлисуйской синформы), субширотные, пересекающие ее складки, естественно, получают характер гемисин (анти)-клиналоидов с погружающимися к западу шарнирами. В западной половине веера, где рассматриваемые складки пересекают почти поперек продольные структуры, прикрытые верхнепалеозойскими толщами тылового Чаактауского прогиба, они создают в этих последних короткие брахиформные складки или блоки неправильных очертаний. На западном (коротком) крыле Майлисуйской синформы опять встречаются гемискладки, но сравнительно небольшие, что можно понять как свидетельство общего затухания описываемых структур в западном направлении. И только на севере веера, там, где простирания субширотных складок совпадут с простираниями северного крыла Восточно-Ферганской флексуры, они будут выглядеть как линейные складки.

Такова общая схема особенностей субширотных структур четвертого этапа деформации. Рассмотрим теперь особенности каждой из перечисленных выше складок, двигаясь с востока на запад вдоль каждой из них.

1. Атойнакская синклиналь (или, точнее, синклинальная зона) прослеживается с востока на запад от Токтогульской впадины до Нанайской депрессии, сначала вдоль северного, а затем вдоль южного склона водораздельного гребня Атойнакского хребта, по правому берегу р. Мин-Бугу, где синклиналь, дугообразно изгибаясь, отклоняется к югу, но в районе перевала Семиз вновь обретает широтное простирание и пересекает долину р. Карасу-западная.

Атойнакская синклиналь, сложенная в основном верхнепалеозойскими молассоидами, наложена на офиолитовый шов, отделяющий Южный Тянь-Шань от Срединного, и только на западном широтном участке целиком переходит в пределы последнего. Выпуклая к северо-западу дуга, которую она образует в долине Мин-Бугу, частично унаследовала изгиб этого шва, а частично связана с последующими деформациями и надвиганием этого участка к северо-западу. Синклинальная зона, таким образом, является на значительном протяжении структурой, продольной по отношению к предшествовавшим деформациям. Эта особенность существенно отличает описываемую зону от остальных субширотных структур. В северном крыле выступают карбонатные толщи среднего палеозоя чаткальского типа, в южном - вулканогенно-осадочные или зеленосланцевые толщи окраинных частей Южного Тянь-Шаня. Структура, следовательно, двухъярусная, а в западной части, где появляются конгломераты P_1 - даже трехъярусная.

Если исключить последующие и мелкие осложняющие зону деформации, то она предстанет в виде сравнительно простой линейной синклинали со сравнительно пологим южным и крутым, даже опрокинутым к югу северным крылом. В мульде синклинали породы часто лежат весьма полого. Общее южное движение масс выражено повсеместно. В основании верхнепалеозойских толщ часто наблюдаются тектонические срывы и связанные с ними лежащие складки, особенно там, где подстилающие породы представлены серпентинитами (южное крыло) или гипсами (северное крыло). Осложняющие складки и разрывы довольно многочисленны. В северном крыле имеются даже серии складок, развитых на фоне опрокинутого залегания пород.

Отдельные синклинальные складки в Атойнакской зоне располагаются иногда кулисообразно. Шарниры плавно то погружаются, то воздымаются. Наиболее низкое их положение отмечено в Устасе и на правом берегу Мин-Бугу ниже устья р.Бурду.

2. Кызкурганская антиклинальная структура может быть прослежена из района среднего течения р.Восточная Карасу (т.е. от Таласо-Ферганского разлома) сначала к северо-западу, до Токтогульского ущелья, а затем с некоторыми изгибами и осложнениями к западу и западо-северо-западу через истоки Турдука и Мин-Бугу до долины Карасу-западной, которую она пересекает выше одноименного кишлака. Эта сложная положительная структура естественно делится на 2 части: восточную, которую обычно и называют Кызкурганской антиклиналью (точнее надо называть гемиантиклиналоидом), и западную, слегка смещенную к северу по отношению к восточной, но являющуюся все же ее естественным продолжением (Ярыкташско-Кокджайляускую).

Собственно Кызкурганская антиклиналь (см.рис.42) наложена на погружающуюся к западу моноклиаль серии тектонических покровов, что и придает ей характер гемиантиклиналоида. В серии этих покровов снизу вверх установлены вулканогенно-известняковый, сокращенный и вулканогенный типы разрезов геосинклинального комплекса. Следовало бы поискать в долине Карасу южнее Кок-Беля под пестрыми силурийскими сланцами Баубашатинского покрова более молодые породы нижележащего кугартского типа разрезов. Не исключено также, что в верхней части перечисленной серии покровов присутствует еще один - окджатпесского типа (известняки Ой-алмы), залегающий между сокращенным и вулканогенным.

Осевая линия Кызкурганской антиклинали волнисто изогнута в плане. В приустьевой части ручья Таматерек шарниры этой складки погружаются, в результате чего она распадается на две антиклинали брахиформных очертаний. Резкое погружение шарнира на левобережье Аксай-Баши и в среднем течении этой речки унаследовано, очевидно, от моноклинали покровов, на которую наложена складка. Остается нерешенным вопрос: является ли антиклиналь (или сложный полукупол известняков Ой-алмы (см.рис.9)) новой кульминацией шарнира с появлением известняков Баубашатинского покрова, или это самостоятельный (Окджатпесский) покров? Сложная мелкая складчатость в этих известняках с опрокидыванием складок к востоку и северо-востоку связана, по-видимому, с движением покровов первого этапа деформации. В общем же Кызкурганская антиклиналь - крутая, почти прямая и относительно простая складка со сравнительно небольшим количеством осложняющих структур. Наиболее заметной среди них является пара сопряженных складок на фоне северного крыла антиклинали в верховьях ручья Тохтобек.

Западное продолжение описываемой антиклинали (Ярыкташско-Кокджайляуская антиклиналь), кулисообразно смещенное к северу по отношению к восточному, может быть прослежено по выходам среди верхнего палеозоя более древних отложений из верховьев Ой-алмы и верховьев Кумбеля, Чакиртора, Кок-Джайляу и Мин-Бугу.

На левобережье среднего течения Мин-Бугу свод этой антиклинали перекрыт сложной аркой верхнего палеозоя не столько из-за погружения шарниров, сколько из-за высокого рельефа местности. Здесь осевая линия складки меняет северо-западное простирание на юго-западное, образуя выпуклую к северу дугу, но в бассейне Ярыкташа, где в ядре ее вновь обнажается средний палеозой, простирания вновь отклоняются к западу.

Западная половина описываемой, в общем субширотной положительной структуры отличается от восточной более сложным двухъярусным строением и значительной ролью разрывных нарушений северо-западных и (в меньшей степени) северо-восточных простираний. Это отличие можно связать как с составом пород фундамента, так и с наложением складки четвертого этапа на резкую дугу простираний более древних структур. Верхнепалеозойские погружения также способствовали, очевидно, увеличению подвижности данного участка.

В строении геосинклинального комплекса, слагающего нижний структурный ярус, здесь участвуют три покрова. Самый нижний представлен только верхней частью (темные кумбельские сланцы S_1), второй, существенно вулканогенный, с кремнями и известняками, третий - зеленосланцевый (см.рис.8). Они были смяты в пару продольных складок второго этапа, развитых на фоне моноклинали покровов, и резко изогнуты дугообразно на третьем этапе. Значительное количество гипербазитовых тел, тяготеющих к подошве зеленосланцевого покрова и проникающих по многочисленным разрывам, придавало этому участку особенную подвижность. Общий антиклинальный перегиб, частично nasledующий простирания ранних структур, частично секущий их, естественно, приобрел очень сложное строение. Он осложнен здесь и продольными складками, и продольными чешуями, и диагональными нарушениями. Наибольшее погружение шарнира примерно совпадает с осевой зоной позднепалеозойского прогиба, пересекаемой описываемой антиклинальной структурой в районе высокогорного массива на левом водоразделе р.Мин-Бугу. Здесь в поперечном сечении антиклиналь распадается на две крупные складки, осложненные рядом разрывов. В долине Ярыкташа ядро антиклинали построено особенно сложно: антиклиналь переходит на срединно-тянь-шаньское основание, наискось пересекая пограничный офиолитовый шов.

3. Карасуйская синклинали (см.рис.42) прослеживается в запад-северо-западном направлении от левобережья р.Карасу-восточной (от устья р.Шалдырак), где она косо обрезана Таласо-Ферганским разломом. Здесь ядро складки сложено лудловскими и девонскими известняками. Складка прямая, углы падения на крыльях средние или даже пологие. Близ Карасуйского ущелья шарнир складки резко погружается к западо-северо-западу, но на правом берегу Карасу позднегерцинские и альпийские (?) взбросы вновь высоко поднимают вулканогенно-карбонатные толщи баубашатинского типа разрезов (г.Тегерек). На правом берегу Нарына выше Токтогульской ГЭС вновь можно видеть резкое погружение синклинали и центриклинальное залегание силурийских сланцев сокращенного типа разрезов, перекрывающих терригенную пачку S_2^b , которая венчает баубашатинский тип разрезов геосинклинального комплекса. В низовьях Сарыкамьша и Тохтобек-сая осевая линия складки в плане дважды волнисто изогнута и пересечена крупным взбросо-сдвигом северо-западного простирания. Западнее, в долине Аксай-Баши, Карасуйская синклинали резко обрывается диагональным северо-западным разломом, имеющим характер правостороннего сдвига. Дальнейшее продолжение рассматриваемой синклинали оказывается кулисообразно смещенным к северу (это явление мы видели и у смежной Кызкурганской антиклинали) и представлено крупной субширотной синклинальной структурой, занимающей почти все междуречье Манубалды-Турдук.

В ядре этой сложной Южно-Турдукской структуры залегают грубофлишеидные и молассовые толщи верхнего палеозоя, несогласно покрывающие разные типы разрезов геосинклинального комплекса (каракорумский и майлисуйский).

Структура имеет очертания сильно нарушенной разрывами сложной брахисинклинали. Максимальные погружения шарниров слагающих ее складок соответствуют, по-видимому, осевой зоне Турдукского позднепалеозойского прогиба, совпадающего здесь с осевой зоной Майлисуйской синформы второго этапа деформации, которую описываемая синклинали пересекает почти поперек. Эти погружения, следовательно, характеризуют не четвертый этап деформации, а являются наследием ранее развитых здесь форм.

Естественно думать, что поперечное смятие уже существовавших складок не могло совершаться без разрывных дислокаций, которые нашли выражение в срывах верхнего палеозоя со своего основания, в образовании субширотных взбросов и мелких складок, свидетельствующих об общем южном движении поверхностных масс. Северо-восточные складчатые и разрывные нарушения этого района можно объяснить появлением подвижек в структурах фундамента, простирания которых дугообразно изогнуты, преимущественно также северо-восточные. Стараясь проследить синклиналию зону далее, мы найдем ее в низовьях Яркташа в виде узкой грабен-синклинали, уходящей на запад-северо-запад через долину Карасу-западной вплоть до границы Нанайской новейшей впадины.

Наложение субширотных дислокаций на дугообразно изогнутые структуры первых фаз герцинской складчатости и последующие нарушения (главным образом правые сдвиги северо-западного простирания) объясняют весьма сложные контуры геологической карты района.

4. Испатауская антиклиналь — центральная, самая крупная из трех антиклинальных структур описываемой серии. Она особенно отчетливо выражена на междуречье Карасу-Караколь, в пределах выходов вулканогенно-карбонатного (баубашатинского) типа разрезов геосинклиналию комплекса. Здесь, на высокогорном плато, ширина этой структуры достигает 15-17 км и ее сравнительно пологий свод осложнен несколькими продольными перегибами, среди которых наиболее заметными являются (с севера на юг): Камырбельская антиклиналь, Мончакская синклинали и Каиндинская антиклиналь. В районе максимально высокого положения шарниров, в истоках Уюнкура и Кенколя эти структуры осложнены крутопадающими продольными разрывами и еще плохо расшифрованными пологими срывами, что создает в терригенных толщах, подстилающих известняковые массивы, структуру, трудно пока поддающуюся расшифровке. В восточном направлении складки сближаются, их осевые линии отклоняются к юго-востоку, и они, несколько погружаясь, под острым углом подходят к Таласо-Ферганскому разлому в районе Карасуйских озер.

Проследивая Испатаускую антиклиналь на запад, заметим, что свод ее, кроме упомянутых продольных складок, нарушен продольными и диагональными северо-восточными крутопадающими разрывами. В низовьях Караколя, Карасу и на правом берегу Нарына свод антиклинали резко несогласно перекрыт нижнепермскими конгломератами, лежащими иногда прямо на сланцы верхнего силура, что говорит о большой глубине эрозионного среза и о формировании складки в основном в докелематинское время, хотя ее форма и, в частности, кульминация шарниров были в то время несколько иными.

На правом берегу Нарына шарниры Испатауской структуры резко и даже очень резко погружаются, известняки и сланцы карбона уходят под перекрывающие их по раннему пластовому надвику сланцы силура и лежащие структурно еще выше зеленые сланцы майлисуйской серии. Здесь осевая зона субширотной Испатауской сложной антиклинали ляжет несколько наискось на Майли-

суйскую синформу, имеющую в данном районе (истоки Кызылбиита - истоки Джульбарсту) северо-западное простирание.

Естественно, такое наложение структур вызывает сужение Майлисуйской синформы, сближение известняковых массивов, образующих ее крылья (верховья Кызылбиита). На юго-западном крыле синформы в связи с этим возникают диагональные гемиянтиклинали. Их здесь две. Одна - в бассейне Кичик-Акджола, другая (Чатская) - на правом берегу р.Чат. Шарниры этих складок погружаются к востоку, карбоновые известняки и сланцы, слагающие их ядра, погружаются под сланцы силура или непосредственно под зеленые сланцы майлисуйской серии. На восточном продолжении Чатской антиклинали в тектоническом окне Джульбарсту (см.рис.10) из-под зеленых майлисуйских сланцев (PR ?) еще раз в ядре узкой антиклинали выступают известняки карбона. Напрашивается сопоставление этих складок с двумя антиклиналями, осложняющими свод Испатауской складки. Они расположены примерно по простиранию, хотя непосредственно прослеживание не удается из-за сложных дислокаций разного характера и недостаточной изученности района.

5. Керейская синклиналь (см.рис.43), западное продолжение которой обычно называют Келематинской синклиналью или даже синклинорием, прослеживается в широтном направлении от верховьев Отузарта до р.Нарын (севернее Таш-Кумыра). В эту складку сложена уже хорошо знакомая нам серия тектонических покровов, образующих крупную моноклинал с общим юго-западным падением. Керейская синклиналь наложена на эту моноклинал диагонально и поэтому выглядит как гемисинклиналь, шарниры которой почти на всем ее протяжении (за исключением крайней западной части) имеют западное погружение, хотя и не выдержанное в отношении углов. В том же направлении увеличивается ширина структуры, так как осевые линии смежных с ней складок расходятся к западу. На востоке, в верховьях Отузарта Керейская синклиналь пережимается и косо срезается Отузартским альпийским взбросо-сдвигом. Здесь, несмотря на общее воздымание структуры к востоку, из-под силурийских, по данным Г.В.Иванова, выступают каменноугольные образования (кугартский тип разреза ?), хотя нам и не удалось повторить сделанную им находку карбоновой микрофауны.

Западнее, в верховьях Кумышу шалдыракские песчаники, перекрывающие их граптолитовые сланцы S_{1-2} , пестрые уонкурские сланцы S_2 и вышележащие известняки и эффузивы девона образуют отчетливую крупную центриклинал, осложненную субширотными разломами и незначительными складками. В этой толще часто (особенно в основании известняков и в кровле шалдыракских песчаников) заметны ясные следы пологих тектонических срывов. Шарнир складки на левобережье Караункюра довольно резко (под углом до 30°) погружается к западу, но на правом борту этой долины вновь выполаживается. Здесь, в долине речки Керей-восточный, в ядре синклинали появляются известняки нижнего карбона, кое-где перекрывающие их конуртубинские песчаники и сланцы S_2 , а еще выше - надвинутые сланцы и эффузивы с граптолитами силура и кораллами девона (Сересуйский покров). Крутые тектонические разрывы, секущие этот вздвоенный и смятый в крупную синклиналь разрез геосинклинального комплекса, проходят в западо-юго-западном направлении под острым углом к общему простиранию структуры и хотя осложняют, но не затуманивают общую картину ее строения. Поднять здесь сланцевые толщи сересуйского формационного типа из осевой зоны синклинали и расположить их на

среднем карбоне мощнейшего разреза баубашатинского типа, как это предлагает сделать А.Е.Довжиков, нам представляется очень трудно.

Двигаясь далее на запад по сланцевым толщам Сересуйского покрова, слагающим осевую зону Керейской синклинали, попадаем в верховья Каракуля. Здесь видно, что северное крыло синклинали осложнено почти параллельным горстом, в котором из-под Сересуйского покрова поднят и взброшен на север узкий блок баубашатинского типа разрезов. Блок этот имеет синклинальное строение (см.рис.43), причем в ядре синклинали (Кокбельской), на ее погружении к западу сохранились от эрозии экзотические массивы Сересуйского покрова. Разрыв, ограничивающий горст с севера, имеет характер надвига, под плоскостью которого залегает чешуя граптолитовых сланцев Сересуйского покрова. Очевидно, этот разрыв образовался после главного шарьяжа и вздвигает уже ранее вздвоенные разрезы.

Южное крыло Керейской синклинали имеет еще более ясно выраженное чешуйчатое строение (Каракульская, Чон-Керейская, Мусторская и другие тектонические чешуи) (см.рис.41). В чешуях здесь также участвуют различные типы разрезов. Принадлежность этих чешуй к первому, второму или четвертому этапу деформаций сейчас не может быть оценена совершенно однозначно, ибо в них обычно участвуют только верхние части разреза и трудно решить, принадлежат ли они баубашатинскому или окджатпесскому типу разрезов геосинклинального комплекса. Неясна также роль горизонтальных движений при образовании Керейской синклинали. Считая, что в чешуях представлены баубашатинский и сересуйский типы разрезов и что Керейская складка - складка вертикальная, надо будет принять указанные структуры за деформации, связанные с образованием складки, т.е. за структуры четвертого этапа деформации. Углы падения в чешуях южного крыла крутые, и чем ближе к мульде синклинали, тем круче. Местами породы этого крыла, так же как и поверхности надвигов и шарьяжей, даже запрокинуты, имеют южные падения, так что конгломераты среднего карбона в перевернутом виде ложатся на надвинутые на них ранее сланцы силура, создавая видимость трансгрессивных контактов.

Несколько выше устья Зиндан-сая (левый приток Каракуля) сересуйский покров перекрыт мощной толщей силурийских песчаников, составляющих уже, по видимому, нижнюю часть Окджатпесского покрова. Верхняя его часть (D-C₁₋₂) представлена на северном склоне г.Айрыташ. Здесь Керейская синклиналь начинает особенно резко погружаться к западу, в ее ядре появляются вулканогенные толщи следующего, Каракорумского покрова и в районе перевала Каракуль-Даван срезающие последние зеленые сланцы Майлисуйского покрова, которые имеют зачастую в основании линзообразные тела серпентинитов. Погружение шарниров к западу по породам среднего палеозоя очень крутое, иногда почти вертикальное, что связано с дислокациями первых трех этапов. Деформации же четвертого этапа в сравнительно чистом виде можно видеть в мощных толщах верхнего палеозоя, наложенных на Майлисуйский покров. Западнее Керейская синклиналь (гемисинклиналь) расширяется и переходит по простиранию в Келематинский синклинорий, сложенный молассоидами тылового прогиба.

В его строении главная роль принадлежит двум крупным брахисинклиналям, осложненным главным образом мелкими складчатыми нарушениями. В мульдах этих складок залегают келематинские (P₁) конгломераты, налегающие на C₃ с несогласием, величина которого растет к крыльям складок. Северную синклиналь называют Келематинской, южную - Сарыбельской. Мульды синклина-

лей имеют простое строение, крылья, как и ядро разделяющей их Рязанской антиклинали, круты и полны осложнений, которые трудно расшифровать в мощных песчано-сланцевых толщах верхнего палеозоя. Шарниры главных складок на левобережье Нарына имеют наиболее низкое положение, погружаясь к этому району довольно полого.

На западе, на правобережье Нарына синклинирий обрывается субмеридиональными и северо-восточными разрывами – позднегерцинскими (послекелематинскими) и альпийскими. Верхний палеозой Келематинского синклиниория лежит главным образом на Майлисуйском тектоническом покрове, но где проходит под верхним палеозоем осевая зона Майлисуйской синформы – трудно сказать. Представляется логичным ожидать, что она пересечет синклинирий в районе максимального погружения его шарниров в юго-восточном направлении.

Синклинали складка покровов, которую можно видеть в бассейне р.Майлису (Четендинский экзотический массив) также имеет юго-восточное простираие и, возможно, является частью этой раннегерцинской структуры.

Таким образом, Керейско-Келематинская синклиналь как структура четвертого этапа деформации является в целом сравнительно простой структурой, и ее наблюдаемая ныне сложность связана с наложением на разнообразные более древние формы, а также с последующими дислокациями.

6. Баубашатинская антиклиналь (см.рис.44) имеет в основном (между Отузартом и Майлису) западно-юго-западное простираие, но самая восточная ее часть, близ Таласо-Ферганского разлома, сильно пережимается и отклоняется к юго-востоку, подходя к упомянутому разлому под острым углом.

В восточной части, к востоку от верховьев Кумышу, эта складка прослеживается с трудом в пределах вулканогенно-осадочных толщ, выступающих из-под шалдыракских песчаников (S_1 ?) и в пределах этих последних. Как указывалось уже выше, в ядерной части этой складки в верховьях Отузарта Г.В.Иванов находил фораминиферы нижнего карбона в туфоконгломератах, а В.Ф.Храмков еще восточнее выделяет пачку намюрско-башкирских (?) кремнистых сланцев, лежащую на вулканогенно-осадочные образования. Есть основания предполагать здесь, следовательно, выходы отложений, на которые наведены баубашатинские толщи. Южнее крыло антиклинали оборвано альпийскими разрывами, и слагающие его известняки девона находятся преимущественно в экзотическом положении, будучи надвинуты с севера на кайнозой Зинданской впадины.

В бассейне р.Кумышу пологие срывы первого этапа деформации также сильно осложняют структуру нижних частей разрезов баубашатинского типа. Продольные субширотные взбросы четвертого (?) этапа секут пологие надвиги и создают чешуи с южным движением поверхностных масс. Антиклинальная природа Баубашатинского известнякового массива особенно отчетливо видна в разрезе по правому борту р.Караункор (см.рис.17). Но и здесь северное крыло складки широкое, нижняя часть разреза в нем повторена несколько раз из-за субширотных продольных взбросов. Южное крыло, перекрытое Сересуйским покровом и частично конгломератами верхнего палеозоя, короткое, осложнено позднегерцинскими и альпийскими взбросами. На всем участке от Таласо-Ферганского разлома до вершины Баубашаты шарниры описываемой складки погружаются к западу очень полого, но далее на запад угол погружения быстро возрастает, и разное периклинальное замыкание известнякового массива в верховьях Сересу (г.Шамурат и севернее) связано уже с углами погружения шарниров порядка 30° , а в перекрывающих сланцах сересуйского покрова ста-

новится еще более крутым. Известняки и перекрывающие сланцевые толщи имеют юго-западные падения, и периклиналь приобретает прямоугольные очертания, что можно объяснить наложением субширотной Баубашатинской антиклинали на крутой участок моноклинали покровов, созданной еще на первом этапе деформаций. Субширотные разрывы 4-го этапа, осложняющие северное крыло Баубашатинской складки, сохраняя то же простирание, превращаются на ее замкании в почти поперечные структуры и, естественно, теряют амплитуды видимых смещений пластов, так как направленные к югу движения по ним почти совпадают с линиями скрещения. Становится понятным, почему разломы этого же направления (или даже те же самые) далее на запад, на правобережье Майлису, там, где они под острым углом пересекают подошву верхнего палеозоя и вновь становятся почти продольными в Келематинском синклинории, вновь сопровождаются значительными смещениями пластов, лежащих к тому же не так круто. Линии скрещения пластов и разрывов здесь опять становятся почти перпендикулярными взбросовым перемещениям.

В приустьевой части р.Сересу Баубашатинская антиклиналь как структура 4-го этапа диагонально накладывается на Майлисуйскую синформу 2-го этапа и приподнимает ее осевую зону настолько, что Майлисуйский покров оказывается почти нацело размыт, оставаясь на левобережье Сересу только в виде Четендинского экзотического массива (синклиналаида) и отдельных блоков в долине р.Майлису.

Алашский сдвиг срезает, по-видимому, западное продолжение Баубашатинской антиклинали близ города Майли-Сай, хотя этот район закрыт мезокайнозойем северо-восточной части Ферганской впадины.

Все рассмотренные выше складки четвертого этапа похожи друг на друга. Они наложены на моноклинали покровов, осложненную парой продольных складок, согнутых затем в горизонтальную флексуру. Именно по этой причине на значительных участках дислокации четвертого этапа представляются гемискладками, т.е. анти- и синклиналаидами с односторонним погружением шарниров, на других же — брахискладками. Сами же по себе как деформации 4-го этапа они являются вертикальными субширотными складками, созданными меридиональным сжатием. Об их собственно "вертикальной" природе говорят положение на отдельных участках своды и шарниры, а также предкелематинский разрыв в замках антиклиналей.

Несколько иной характер имеет синформа, ограничивающая с юга Баубашатинскую антиклиналь.

7. Тогузбулакскую синформу (рис.49) объяснить как простую вертикальную складку не удастся. На четвертом этапе она была вертикальной складкой, но и более ранние (см.выше), и более поздние структуры, развитые здесь, весьма сложны. Они же могли сформироваться без значительных горизонтальных движений.

В виде заметно выпуклой к северу дуги осевая зона Тогузбулакской синформы может быть прослежена из верховьев р.Кызылсу — восточная к северо-западу, в верховья Куровеса (правобережье), Отузарта и далее по долине последнего на юго-запад в низовья Караункюра. Осевая зона синформы, как и большинства синформ района, сложена метаморфизованными сланцами (тогузбулакскими) и залегающими на них молассоидами тылового позднегерцинского прогиба, но в отличие от других подобных структур эта зона перекрыта здесь кроме того отложениями альпийской впадины (Зинданская грабен-синклинали рампового типа), почти точно наследующей герцинскую структуру.

Чтобы восстановить форму Тогузбулакской структуры на 4-м этапе деформаций, надо попытаться "снять" с нее искажающие влияния нарушения завершающего этапа герцинского тектогенеза (5-й этап) и альпийских движений. При этом необходимо как-то решить ряд спорных вопросов, и прежде всего выяснить позицию моноклинали хребтика Алаш. Моноклираль эта, сложенная двумя чешуйчато дислоцированными тектоническими пакетами, из которых верхний вулканогенный надвинут на нижний известняково-вулканогенный, имеет общее юго-западное падение и обрывается с севера крутым широтным разрывом, по которому соприкасается с Четендинским синклиналильным экзотическим массивом (см. выше). При этом к Алашскому разрыву с обеих сторон притыкаются наискось различные типы геосинклиналильного комплекса (различные покровы), не связанные ни структурно, ни формационно. Очевидно, Алашская моноклираль занимает здесь не свое место. По формационной характеристике она ближе всего соответствует паре покровов Окджатпес-Каракорум, а по направлению падения и пространственной позиции должна принадлежать северному крылу Тогузбулакской синформы. Хорошо знакомая уже нам моноклираль покровов, лежащая в основе всех подобных структур Южного Тянь-Шаня, будет восстановлена в северном крыле Тогузбулакской синформы, если переместить Алаш-

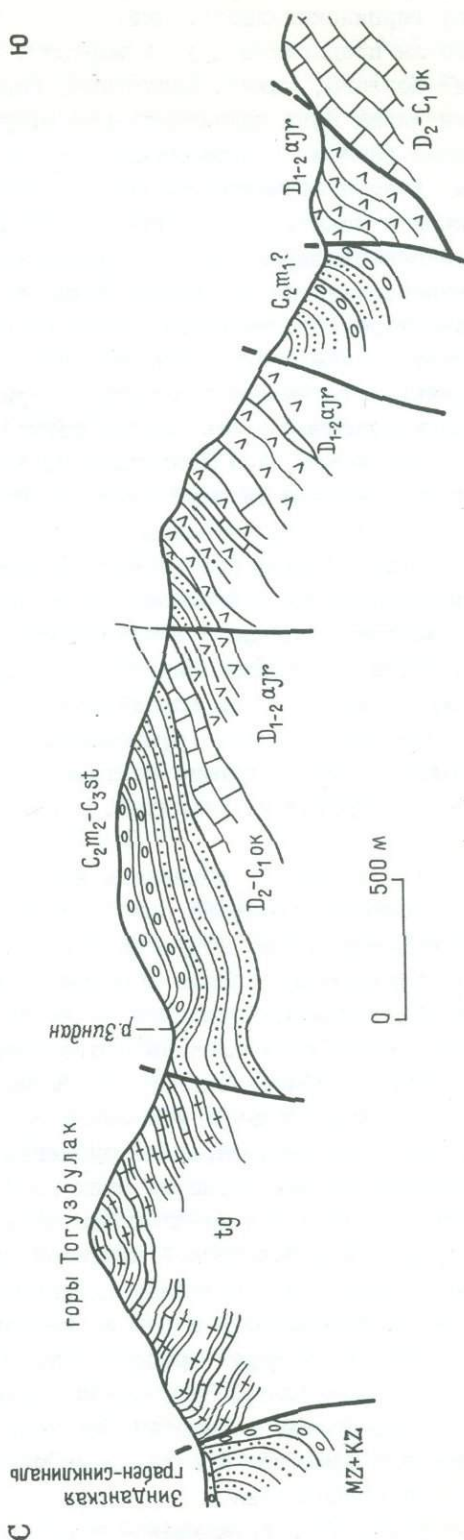


Рис. 49. Разрез Тогузбулакской синформы.

скую моноклиналъ по Алашскому разлому к востоку примерно на 50 км. Разлом в этом варианте имеет характер правого сдвига и может быть отнесен к пятому этапу герцинских дислокаций.

Можно ли предложить другой вариант, объясняющий позицию Алашской моноклинали? Конечно, можно. Допустимо, например, предположение о том, что известняки Алаша были подняты из-под эффузивов и зеленых сланцев по Северо-Алашскому разлому и лишь незначительно сдвинуты по нему левосторонним смещением. В этом варианте следует сопоставлять их с западнокарасуйскими известняками и искать в восточной части Алаша антиклинальную структуру. Пока такое сопоставление и предполагаемая антиклиналь (антиформа) фактически подтверждений не получили. Можно еще рассмотреть комбинацию поднятия и правостороннего не столь большого смещения алашских известняков. Вопрос требует специального полевого изучения самого сместителя.

Не меньшие трудности возникают и при оценке характера движений по разрыву, ограничивающему с юга выходы тогузбулакской свиты в восточной части синформы. Дело в том, что этот разлом, примерно параллельный, но местами срезающий простирания зеленых сланцев, почти повсеместно срезает — и зачастую под довольно значительным (вплоть до прямого) углом простирания пород, развитых в южном его крыле. Срезает не только пласты пород, но и надвиги первого этапа деформаций, и чешуйчатые структуры второго этапа, так что к зеленым сланцам с юга подходят толщи, принадлежащие разным формационным типам геосинклинального комплекса (окджатпесскому, турасуйскому, кутартскому). Вместе с тем альпийский надвиг и взброс, ограничивающие с севера полосу выходов метаморфизованных сланцев, представляют собой разрывы продольного типа, дающие местами значительные (более 2,5 км) горизонтальные перекрытия и, вероятно, перекрывающие более древние дизъюнктивы.

Проще всего было бы объяснить необычные соотношения пород на крыльях Южно-Тогузбулакского разрыва ошибочностью сопоставления тогузбулакских сланцев с майлисуйскими, допустив, что динамометаморфизму в описываемой структуре подверглись главным образом силурийские породы Окджатпесского и Сересуйского покровов. Последнюю точку зрения развивает В.Н.Шванов (1973). Узкая зона выходов этих сланцев соответствует в таком случае зоне сжатия и неоднократно возобновлявшихся, в том числе сдвиговых, смещений. Серию левых сдвигов, параллельных указанной зоне, можно видеть в южном крыле синформы, наблюдая неоднократные смещения окджатпесских известняков в долине р. Куровес. По некоторым из этих разломов смещения достигают 1–2 км. В сочетании с правым Северо-Алашским сдвигом такая серия, включающая, вероятно, скрытые под Зинданской впадиной юго-западные левые смещения, может сдвинуть (выдавить) к западу ядерную часть Тогузбулакской синформы в виде быстро расширяющегося в том же направлении клина. Зеленые сланцы Майлисуйского покрова следует предполагать в этом случае только под верхним палеозоем и мезокайнозоем Зинданской впадины и ее западного продолжения. Несогласие в основании келематинских конгломератов низовьев Куровеса указывает вместе с тем, что и погружение четвертого этапа играло определенную роль в ее становлении.

Тогузбулакская погружающаяся к юго-западу синформа будет выглядеть в таком случае, скорее всего, как горизонтальная складка третьего этапа деформации, усиленная вертикальной синклиналью четвертого этапа с последую-

щим выдавливанием ядра к западу за счет продолжающегося субмеридионального сжатия. Вряд ли предложенную интерпретацию можно считать единственно возможной.

Если же, например, тогузбулакские сланцы принадлежат Майлисуйскому покрову, то проникновение этого покрова так далеко на восток, вплоть до Таласо-Ферганского разлома, потребует либо еще более значительных амплитуд горизонтального изгиба, либо не менее значительных (порядка 100 км) сдвиговых смещений осевой зоны синформы к востоку. Тогузбулакская структура, следовательно, была во всех вариантах заложена вместе с Восточно-Ферганской горизонтальной флексурой и подвергалась затем значительным осложнениям. Она не может быть поэтому поставлена в один ряд с рассмотренными выше субширотными вертикальными складками, имеющими менее сложную историю. Некоторое сходство с нею в смысле участия горизонтальных изгибов третьего этапа обнаруживает, пожалуй, резкий перегиб простирающихся в Ошских горах. Южнее к субширотным вертикальным складкам четвертого этапа могут быть отнесены крупные герцинские гемискладки Юго-Восточной Ферганы: Араванская синформа, Копурбашинская антиформа и др., также находящиеся за пределами описываемой площади.

Интересно, что в пределах миеосинклинальной (Яссинской) зоны мы не обнаруживаем складок, которые соответствовали бы описанным выше деформациям четвертого этапа. Возможно, это связано с присутствием здесь более жесткого континентального фундамента, лежащего в основании геосинклинального комплекса.

П о с л е к е л е м а т и н с к и е к р у т о п а д а ю щ и е р а з р ы в ы

Структуры пятого (послекелематинского) этапа деформации в герцинидах Ферганского хребта представлены главным образом крутопадающими разрывами, часто несущими признаки сдвиговых смещений. Распространены они крайне неравномерно и образуют в основном две системы, из которых более четко выражена система северо-западных правых сдвигов и взбросо-сдвигов, тогда как разломы северо-восточных простирающихся встречаются значительно реже.

Центральное место в системе правых сдвигов северо-западного простирающегося занимает крупнейший Таласо-Ферганский сдвиг, описанию которого посвящена уже не одна работа (Огнев, 1939; Буртман, 1964; Додонова, 1962 и др.). Правое смещение всего комплекса тектонических зон Тянь-Шаня по этому сдвигу и в частности офиолитового шва, разграничивающего Срединный и Южный Тянь-Шань, достигает 170 км. Таким образом, этот сдвиг довольно точно компенсирует левое смещение, которое получили указанные зоны при образовании Восточно-Ферганской горизонтальной флексуры (ситмоиды). В восточном секторе Южного Тянь-Шаня можно найти аналоги всех описанных выше формационных типов геосинклинального комплекса, равно как и аналогичные покровные структуры, и даже сопоставить главные покровные комплексы (см. выше).

Поверхность Таласо-Ферганского разлома крутая, почти вертикальная, в плане он прямолинеен. Вдоль главной плоскости скольжения — зона милонитизированных пород до 200 м шириной, а в юго-западном крыле часто наблюда-

ются серии примерно параллельных ей или образующих с ней острые углы мелких разрывов, для которых трудно установить действительные перемещения. В этой зоне обычно присутствуют фрагменты структур четвертого этапа деформации, затянута по сдвигу и развернутые до почти плавного с ним сопряжения. Таласо-Ферганский сдвиг смещает все фациальные зоны палеозоя, включая и пермские отложения и не влияя на их фациальный состав. Это позволяет думать, что он начал функционировать после отложения келематинских конгломератов. Мы не знаем сколь-нибудь ясных свидетельств более раннего существования. Но в позднем триасе и юре местами уже заметно влияние этого разлома на фациальный состав континентальных толщ Ферганского хребта.

Наиболее четко система крутых разломов северо-западного, примерно параллельного Таласо-Ферганскому разлому простирается выражена в районе Кыз-курганской антиклинали. Западное погружение известнякового массива на междуречье Нарын-Аксай-Баши расчленено по крайней мере десятком таких разрывов, диагонально секущих периклинали и южное крыло этой складки и смещающих также поверхность раннего шарьяжа на сотни метров или даже на первые километры. Большинство из них имеют характер взбросо-сдвигов, причем в сдвиговых компонентах преобладают правосторонние. Севернее перевала Март видно, что один из таких разломов смещает синклиналию складку в верхнепалеозойских отложениях, причем, плавно изгибаясь, переходит в субширотный разрыв надвигового типа.

Западная периклинали Испатауской антиклинали близ Токтогульской ГЭС также расчленена диагональным северо-западным правым сдвигом (Каракольским). Этот сдвиг, или взбросо-сдвиг, смещает не меньше чем на 2 км не только крутопадающие известняки девона в северном крыле Испатауской антиклинали, но и впадину, выполненную келематинскими (P_1) конгломератами. Сопряженные с ним взбросы и надвиги также затрагивают конгломераты нижней перми. Ясно выраженный как диагональный сдвиг в долине Нарына и в низовьях Аксай-Баши (рис.50), этот разрыв по простираению в обе стороны переходит в продольные согласные разрывы. В верховьях речки Манубалды по такому субширотному разрыву зафиксировано надвигание верхнего палеозоя на средний с южным направлением движения верхнепалеозойских толщ. Западнее, в среднем течении р.Манубалды этот субширотный надвиг вновь разворачивается к северо-западу и, вероятно, вновь получает характер правостороннего сдвига, уходя в низовья Ярыкташа, где опять коленообразно отклоняется к западу.

Еще один разрыв описываемой серии (Бекечальский) проходит примерно в 7-12 км юго-западнее Каракольского, пересекая р.Нарын там, где она прорезает зеленосланцевые толщи майлисуйской свиты. Пережим субширотной полосы выходов зеленых сланцев на левобережье Нарына связан здесь, по-видимому, с правыми сдвиговыми смещениями по Бекечальскому разрыву. Прослеживая его в северо-западном направлении, в долине Акджаля, заметим коленообразные (в плане) изгибы с переходом местами в субширотные надвиги.

Указанные разломы, конечно, не исчерпывают всего многообразия дислокаций пятого этапа в этом районе. На детальных картах сетка мелких разломов, даже в пределах самых молодых, келематинских конгломератов настолько густа, что среди них трудно бывает разглядеть черты более крупных структур.

Особняком располагается серия сравнительно небольших сдвигов северо-западного простираения, секущих Урумбашский известняковый массив. Однако

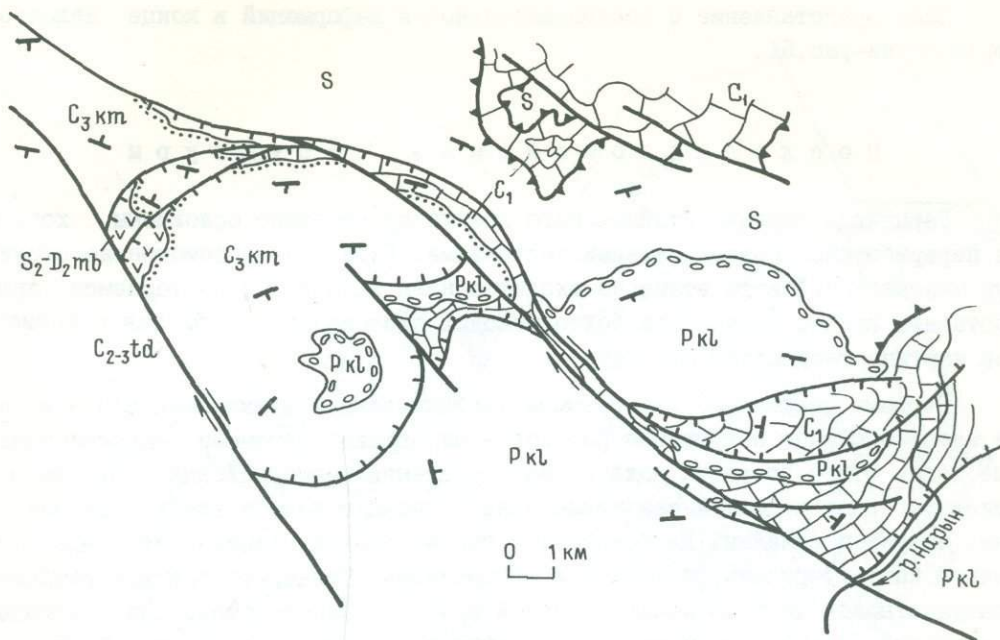


Рис.50. Каракульский правый сдвиг на правобережье Нарына и сопряженные с ним взбросы и надвиги (линии со штрихами).

эти сдвиги, в отличие от описываемых, главным образом левые. Переходя в северо-западном направлении в сланцевые толщи Сересуйского покрова, они компенсируются не надвигами, а горизонтальной коленообразной складкой, изгибающейся в плане осевые линии продольных складок второго этапа деформаций. Эти особенности можно объяснить наложением на данном участке процессов субмеридионального или юго-западного сжатия на горизонтальную Тогузбулакскую складку с выжиманием ее ядра к западу. Возможно, эти сдвиги происходили раньше Таласо-Ферганского сдвига.

Существенное значение на рассматриваемом пятом этапе имели разломы северо-восточного, точнее восток-северо-восточного простирания. Они особенно четко выражены в Испатауской антиклинали (бассейн рек Каинды, Карасу). Обычно с ними связаны смещения типа левых сдвигов, равно как и вертикальные движения. Амплитуды этих смещений, как правило, незначительны. Вероятно, некоторые левые сдвиги бассейна Куровеса и Турасу принадлежат данному этапу деформаций.

На пятом, завершающем этапе герцинских деформаций имели место также и складчатые деформации, поскольку в келематинских конгломератах при общем их пологом залегании местами фиксируются крутые и даже запрокинутые падения. Но последние дислокации, как правило, приурочены к приразломным зонам и являются скорее сопутствующими, чем самостоятельными формами дислокаций.

В общем деформации пятого этапа в основном укладываются в классическую схему расположения поверхностей скальвания, появившихся при субмеридиональном (точнее юго-юго-западном) сжатии. По ним происходили взбросо-сдвиговые диагональные или надвиговые поперечные смещения.

Наше представление о последовательности деформаций в конце палеозоя отражено на рис.51.

П о с л е п а л е о з о й с к и е с т р у к т у р ы

Герциниды Фергано-Атотнакского хребта существенно осложнены, хотя и не переработаны, более поздними движениями. Детальное рассмотрение структур мезокайнозойского этапа не входит в наши задачи; мы постараемся лишь поставить вопрос об участии более молодых дислокаций в создании современной картины герцинских структур.

Первыми достоверно датированными тектоническими движениями мезозоя были здесь обширные погружения рэтского-раннеюрского времени. Континентальные толщи этого возраста ложатся на выровненный палеозойский фундамент, фиксируя своей подошвой различные углы наклона в палеозойских тектонических чешуях и складки. Глубокий (3-4 тыс.м) прогиб, занимавший юго-восточную часть Ферганского хребта и ограниченный Таласо-Ферганским разломом, просуществовал лишь до начала средней юры (?). Однако отсутствие угловых несогласий внутри юрских или в основании нижнемеловых отложений Восточной Ферганы, а также признаков размыва нижней юры в этот период времени (Бельговский, 1956; Кузнецов, 1960; Верзилин, 1968) делают маловероятным представление о киммерийском возрасте дислокаций восточноферганской юры. Возможно, здесь, как и повсеместно в Тянь-Шане, мезозойские толщи смяты лишь неоген-четвертичными движениями, или же сложные дислокации юрских отложений в южной части хребта связаны с процессами гравитационного оползания осадков и не сопровождались поднятиями.

Общий рисунок неотектонической (альпийской) структуры Восточной Ферганы верно изобразил еще Д.И.Мушкетов (1928). В южной части района поверхности альпийских надвигов и взбросов обычно падают к югу; таков же преобладающий наклон мезокайнозойских моноклиналей и домезозойских поверхностей выравнивания. Эта тенденция выражает общее движение масс у земной поверхности на данном участке к северу. В более широком региональном плане она наследует старое направление надвигов, свойственное южной ветви герцинид Алая-Каракорума (Яговкин, 1973). Однако в Восточной Ферганае, где герциниды еще в конце палеозоя подверглись сильным горизонтальным изгибам, альпийские надвиги местами резко несогласны с простирающимися герцинид: новые, альпийские "дуги" в бассейне Тара пересекают старые. Местами (Алдьяр, Капчигаи) их простираения почти перпендикулярны. Отметим, что альпийские надвиги очень часто совершенно невозможно истолковать лишь как следствие гравитационного "разваливания" поднятий. Альпийские чешуи в междуречье Тар-Ясы взброшены или надвинуты к северу-северо-востоку, т.е. от депрессии к оси современного Ферганского хребта (см.рис.47). Широко известны деформации, свидетельствующие о "движении масс" из Ферганской депрессии к югу в Южной Ферганае и Туркестанском хребте. К северу-западу от долины Кугарта общая горизонтальная составляющая смещений по надвигам приобретает уже преобладающее южное направление. На первый взгляд это хорошо объясняется с позиций гравитационной тектоники поднятием хребтов Северной Ферга-

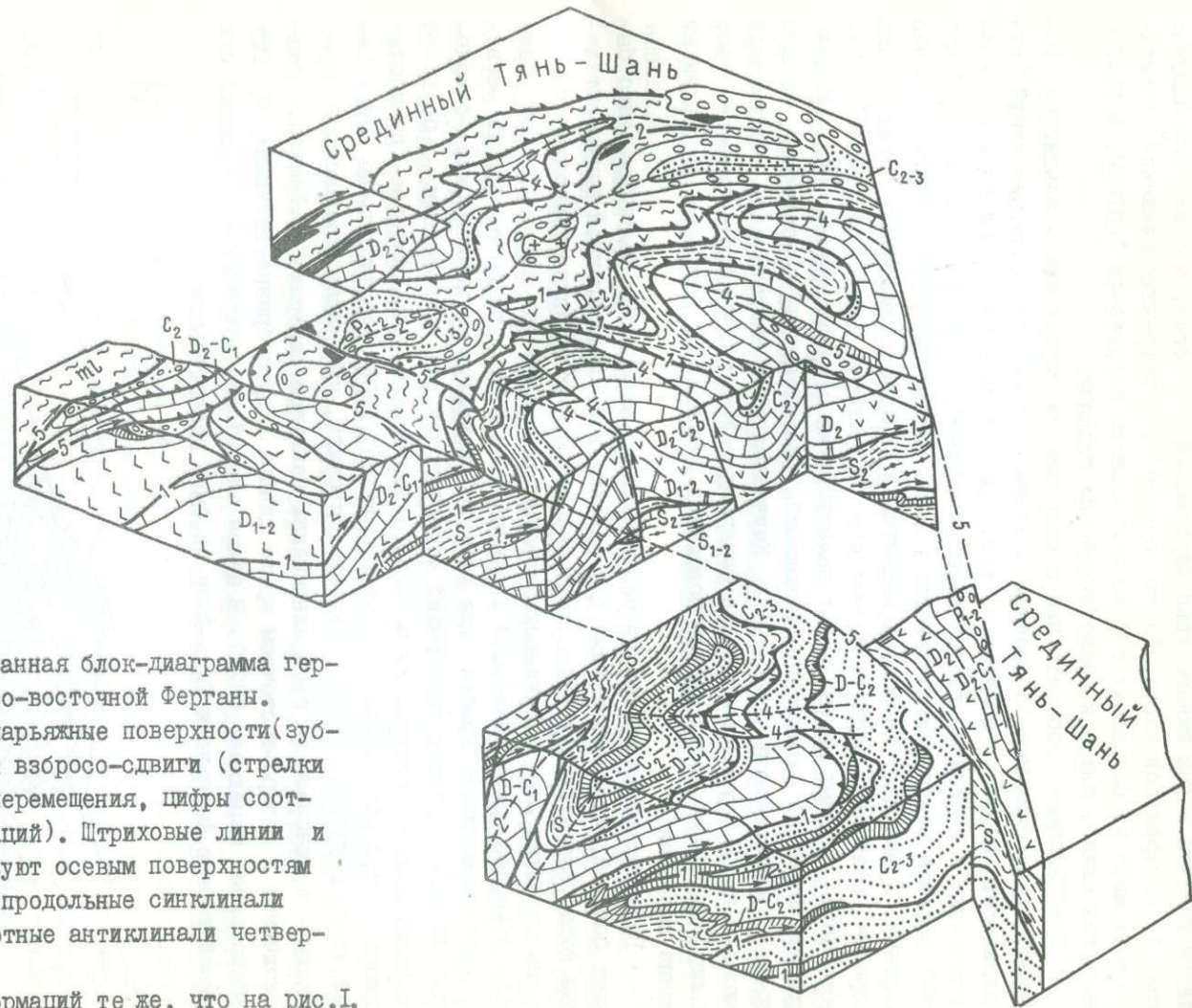


Рис.5I. Схематизированная блок-диаграмма герцинской структуры северо-восточной Ферганы.

Показаны надвиги и шарьяжные поверхности (зубчатые линии), взбросы и взбросо-сдвиги (стрелки указывают направление перемещения, цифры соответствуют этапу деформаций). Штриховые линии и цифры на них соответствуют осевым поверхностям складок: выделены лишь продольные синклинали второго этапа и субширотные антиклинали четвертого этапа.

Условные обозначения формаций те же, что на рис. I.

ны над осевой частью депрессии. Однако направленные к югу взбросы и на-
двиги типичны и для южного края Ферганской депрессии, а также для адырных
гряд ее центральной части. Таким образом, ось встречных движений поверх-
ностных масс не совпадает с осью наибольшего погружения Ферганы, а распо-
лагается южнее, ближе к аналогичной оси герцинид.

Преобладающее соответствие в направлении герцинских и альпийских го-
ризонтальных смещений выражается в общем наклоне тектонических чешуй (мо-
ноклиналей) палеозоя и мезозоя, т.е. сравнительно небольшой величине ази-
мутальных, а иногда и угловых несогласий между ними. Как результат, "сня-
тие" эффекта альпийских перекосов обычно делает герцинские чешуи менее
крутыми, превращает взбросы в надвиги, а разрывам, имеющим местами облик
сбросов, позволяет вернуть нормальную, надвиговую форму (см.рис.48). Не-
которые из крупных вертикальных палеозойских складок имели явно более
простую форму до альпийских дислокаций. Это касается, в частности, южного
крыла Баубашатинской антиклинали, Кипчальминской антиклинали, Мончакской
синклинали. В Баубашате и более северных районах альпийское смещение масс
к югу выражается иногда через повторные движения по взбросам и надвигам
конца палеозоя.

Горизонтальная амплитуда перекрытий по альпийским надвигам редко бы-
вает большой, что естественно для районов консолидированной континенталь-
ной коры. Значительные (несколько километров) альпийские тектонические по-
кровы известны лишь в Зинданской депрессии, восточная часть которой была
полностью перекрыта палеозоем с севера (рис.52), и по соседству на севе-
ро-восточном склоне хребта, где палеозой надвинут на нижнеюрские отложе-
ния. Масштаб подобных перекрытий недостаточен для компенсации большого
горизонтального перемещения по Таласо-Ферганскому шву, которое предпола-
галось в послераннемеловое время (Верзилин, 1968) или вплоть до современ-
ной эпохи (Буртман, 1964). Следует допускать, что такая компенсация про-
исходила в основном за счет альпийских надвигов севернее г.Кашгар, рас-
положенных в северо-восточном крыле сдвига и дугообразно выпуклых к югу
(Афанасьева, Фараджев, 1978). В целом альпийское сокращение поверхности
земной коры в Фергане и Тянь-Шане не было значительным.

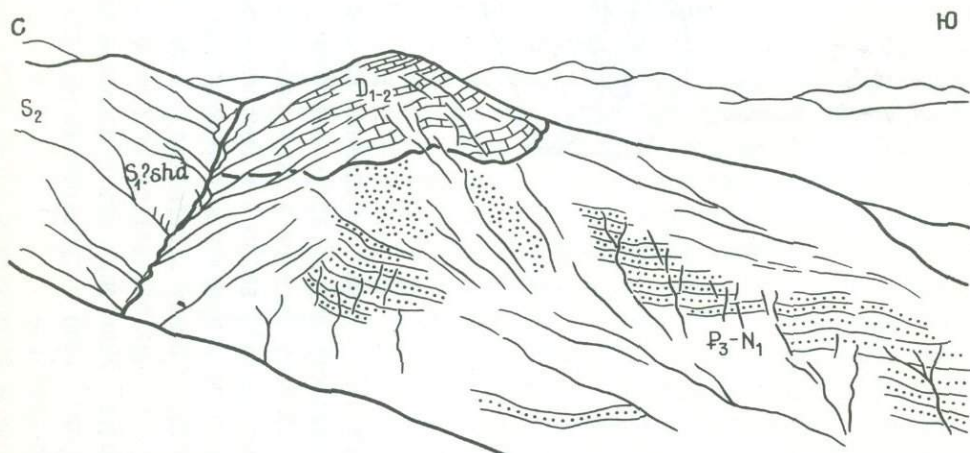


Рис.52. Надвиг палеозоя на кайнозой Зинданской впадины; меж-
дуречье Караункюра и Отузарта.

З а к л ю ч е н и е

Выше мы попытались восстановить историю формирования герцинских структур Ферганского хребта. История эта сложна, и далеко не всегда удается однозначно восстановить последовательность развивавшихся здесь тектонических событий. Изложенная трактовка должна оцениваться как наиболее вероятная рабочая схема и подлежит в дальнейшем проверке, исправлениям и уточнениям.

Начальные стадии развития Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали (PZ_1 ? - PZ_2) связаны, по-видимому, с явлениями растяжения земной коры и образования эвгеосинклинали (океанического по состоянию земной коры) бассейна, ограниченного на севере окраиной Срединно-Тянь-Шаньского массива и на юге Таримской платформой или погруженной ее частью, связывавшей в виде моста Русскую и Китайскую платформы. Обстановка образования геосинклинали комплекса была резко дифференцированной, зональной, что позволяет выделять ряд формационных типов разрезов этого комплекса: вулканогенные (с кератофировой, спилит-диабазовой и щелочно-базальтовой формациями), кремнисто-сланцевые некомпенсированных прогибов - лептогеосинклинали, карбонатно-(рифово-) вулканогенные (острова и отмели), терригенные миогеосинклинали и др.

Орогеническая стадия развития геосинклинали шла на фоне сближения Срединно-Тянь-Шаньского массива (активная окраина) и Таримской платформы (пассивная окраина), сначала энергичного, затем постепенно ослабевающего. При этом образуются сложные и на первый взгляд запутанные структуры сжатия, среди которых можно различить структуры различных этапов деформации.

Ферганский хребет, особенно его северо-западная Урумбашско-Атойнакская часть, оказался с точки зрения выявления этих этапов исключительно благоприятным объектом исследования. Здесь наиболее четко выражена фациальная зональность среднепалеозойского осадконакопления, точно такая же, как и в остальных частях Южно-Тянь-Шаньской эвгеосинклинали, а обычное для нее связанное с субмеридиональным сжатием структурообразование прерывалось крупными диагональными, горизонтальными смещениями и разворотами простираний, что позволяет наметить более дробные этапы деформации. Именно эти развороты создают почти поперечное наложение более молодых структур на более древние и приводят к сложному, на первый взгляд беспорядочному структурному рисунку, который можно видеть на геологических картах этого района. Но почти все проясняется, если принять следующую последовательность тектонических событий.

1. Шарьирование различных формационных типов геосинклинального комплекса друг на друга. Процесс начинается у края Срединно-Тянь-Шаньского массива в самом начале среднего карбона и заканчивается у Кипчальминского полукуполо в ранней перми. В результате постепенно формируется гигантская моноклираль покровов, насчитывающая до 10 крупных тектонических единиц. Шарьирование происходит во времени неравномерно и сопровождается образованием флишевых прогибов перед фронтом шарьяжей и молассовых прогибов в их тылу. Этапы шарьирования находят отражение в крупной ритмичности молассового осадкообразования, сопровождаются образованием мелких складок и чешуй.

2. Вслед за шарьированием, параллельно с началом накопления грубых осадков тыловых прогибов происходит образование крупных продольных складок покровов (Майлисуйский синклиналид, Суганташский антиклиналид и др.) и посленадвиговых продольных чешуй, захватывающих местами пару смежных покровов. Этот процесс начинается в московском веке заложением крупных складок вдоль границы со Срединным Тянь-Шанем и заканчивается в конце ранней перми (?) формированием преимущественно чешуйчатых структур в районе Кипчальмы.

3. В конце карбона (?) формируется крупная и сложная горизонтальная Восточно-Ферганская флексура (сигмоида), создающая горизонтальные изгибы продольных складок покровов и чешуй с общим левым северо-западным смещением. Наиболее крупные из осложняющих сигмоиду изгибов, отклоняющихся к востоку осевые линии продольных складок, расположены в районе Тогузбулакской синформы и гор Алдыяр. Максимальные отклонения к западу падают на районы южнее устья Турдука и севернее города Ош.

Какова доля первичных изгибов простираций в Восточно-Ферганской флексуре - наиболее трудный вопрос в истории структур этого района. Дополнительный сбор материалов по палеомагнетизму и специальные структурные исследования, надо надеяться, со временем позволят найти его решение.

4. Субширотные вертикальные складки наложены почти поперек на развернутые Восточно-Ферганской флексурой продольные складки, осложняющие моноклираль покровов Южного Тянь-Шаня. Особенно четко эти складки выражены на участке Баубашата - Кызкуртан. В основном они были сформированы перед отложением келематинских конгломератов, т.е. к концу ранней перми. Там, где они наложены на падающую к западу моноклираль покровов (Керейская, Испатауская и другие складки), они приобретают характер поперечных гемисинклиналид и гемиантиклиналид. В районах поперечного наложения на продольные складки второго этапа эти складки приобретают очертания брахискладок (горы Келематау и др.), а там, где они совпадают по простираению с ранними складками, создаются линейные складки (Атойнакский хребет).

5. Разрывные послекелематинские (P_2), преимущественно сдвиговые нарушения завершают герцинский цикл дислокаций. Они секут и смещают вертикальные складки, наложенные на Восточно-Ферганскую флексуру, в которую согнуты осевые линии продольных складок, осложняющих гигантскую моноклираль покровов Южного Тянь-Шаня. Среди этих разрывов северо-западные обычно имеют характер правых сдвигов, северо-восточные встречаются реже и иногда отмечены небольшими левыми смещениями. Сопряженные со сдвигами поздние надвиги имеют субширотные простираения. Первостепенное значение среди разрезов этой группы имеет Таласо-Ферганский правый сдвиг, почти точно компенсировавший левые смещения по Восточно-Ферганской сигмоиде. Какое

крыло обладало при этом активным смещением, неясно, но формирование сначала горизонтальной флексуры, а потом сдвига кажется наиболее приемлемым вариантом. Решить же вопрос о том, происходило ли смещение к югу сначала западного, а потом восточного крыла или же было двойное перемещение туда и обратно только одного крыла, сначала пликативное (флексура), потом разрывное (по сдвигу) - не представляется пока возможным.

Мы можем ясно видеть лишь тот факт, что развитие герцинских структур Южного Тянь-Шаня на "орогеническом" этапе шло на фоне общего субмеридионального сжатия, дополняемого во время образования Восточно-Ферганской флексуры также и субширотным сжатием.

Если искать аналогии с другими складчатыми областями, то, нам кажется, наиболее ясные черты сходства можно видеть в альпийских структурах Динарида, формировавшихся при сближении Македонско-Родопского массива с Апулийской платформой. В современных геосинклиналях выявить подобные черты сходства труднее, но представляется возможным все же искать их в окраинных бассейнах на внутренней стороне островных дуг, которые в этом случае могут играть роль срединных массивов.

- Арипов А.А., Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. и др. Геологическое строение области сочленения герцинских структур Донбасса, Урала и Тянь-Шаня. Ташкент, 1969.
- Афанасьева Н.С., Фараджев В.А. Сочленение Южного Тянь-Шаня, Таримской платформы и Памира по данным дешифрирования космических снимков. - Изв.вузов, сер.геол.и разв., 1978, № 10.
- Бархатов Б.П., Бархатова Н.Н. Развитие взглядов на тектонику Памира. - Труды геол.музея им.Карпинского АН СССР, 1962, вып.13.
- Бельговский Г.Л. К вопросу о возрасте пород Суякской фации Ферганского хребта. - Матер.ВСЕГЕИ, нов.сер., 1956, вып.10.
- Бельговский Г.Л., Эктова Л.А. Палеозойские отложения горного обрамления Юго-Восточной Ферганы (стратиграфия и тектоника). - Информ.сб.ВСЕГЕИ, 1961, № 45.
- Бенш Ф.Р., Савицкая Л.И., Сикстель Т.А. и др. О верхней перми в Северной Фергане. - Узб.геол.журн., 1972, № 1.
- Бискэ Ю.С., Кушнарль Л.В. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Северо-Восточной Ферганы. - Вестн.Ленингр.ун-та, 1976, № 24.
- Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С. Герциниды Северо-Восточной Ферганы. - В кн.: Проблемы тектоники земной коры. Иркутск, 1973, вып.1.
- Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С. Стратиграфия среднего палеозоя Северо-Восточной Ферганы. - Вопр.стратигр. Л., 1974, вып.1.
- Бискэ Ю.С., Риненберг Р.Е. Находки граптолитов в надлудловских и нижнедевонских отложениях района Баубашаты (Южный Тянь-Шань). - Труды ин-та геол.и геохим. Уральск.науч.центра АН СССР, 1973, № 99.
- Бискэ Ю.С., Талашманов Ю.А. Западная граница Баубашатинской зоны Южного Тянь-Шаня. - Вестн.Ленингр.ун-та, 1970, № 12.
- Бискэ Ю.С., Цветков А.Я. Среднепалеозойский магматизм Северо-Восточной Ферганы. - Вестн.Ленингр.ун-та, 1975, № 18.
- Брежнев В.Д. Новые данные о возрасте терригенных толщ Восточной Ферганы (Южный Тянь-Шань). - Бюл.НТИ ВСЕГЕИ, 1967, № 7.
- Брежнев В.Д. История геологического развития Восточной Ферганы и Западного Кок-Шаала в силуре и девоне. - Автореф.канд.дис., Л., 1968.
- Брежнев В.Д., Яговкин А.В. О находке кембрийских отложений в восточной части Алайского хребта. - Инф.сообщ.ОНТИ-ВИЭМС, 1967, № 9.
- Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). М., 1964.
- Буртман В.С. О складчатых шарьяжах в Южном Тянь-Шане. - Изв.АН СССР, сер.геол., 1968, вып.9.
- Буртман В.С., Гурарий Г.З. О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня (по палеомагнитным данным). - Геотектоника, 1973, № 2.
- Буртман В.С., Клишевич В.Л. О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане. - Геотектоника, 1971, № 1.
- Буртман В.С., Пейве А.В., Руженцев С.В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира. - Труды ГИН АН СССР, 1963, вып.80.
- Буртман В.С., Поршняков Г.С. Тектоника варисцид Тянь-Шаня и Кызылкумов. - В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., 1974.
- Верзилин Н.Н. К вопросу о Таласо-Ферганском сдвиге. - В кн.: Вопр. региональн.геол. Л., 1968.

- В о л к о в а А.А. К стратиграфии девонских отложений Северо-Восточной Ферганы. - В кн.: Труды Упр.геол.и охраны недр при Сов.Мин.Кирг.ССР. М., 1960, сб.1.
- В о н г а з Л.Б. О палеозойских структурно-фациальных зонах и подзонах Тянь-Шаня. - Труды ВАГТ, 1958, вып.4.
- В я л о в О.С. О взаимоотношениях Памира и Алая. - Изв.Тадж.фил.АН СССР, 1943, № 2.
- Г а р ь к о в е ц В.Г. О структурной и металлогенической связи Тянь-Шаня и Урала. Сб.науч.трудов (к XXII сессии МГК). Ташкент, 1964, вып.4.
- Г о р я н о в В.Б., К л и ш е в и ч В.Л., К о т е л ь н и к о в В.И. и др. О возрасте некоторых метаморфических серий Южного Тянь-Шаня. - Вестн.Ленингр.ун-та, 1973, № 18.
- Г о р я н о в В.Б., М и к л у х о - М а к л а й А.Д., П о р ш н я к о в Г.С. и др. Стратиграфия палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. - Учен.зап.САИГИМС, 1961, № 6.
- Г у м б о л ь д т А.Ф. Центральная Азия. Т.1 /Пер.с франц. М., 1915.
- Д о в ж и к о в А.Е. Таласо-Ферганский разлом и его положение в структуре Тянь-Шаня. - Труды ВСЕГЕИ, нов.сер., 1970, т.168.
- Д о в ж и к о в А.Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. М., 1977.
- Д о в ж и к о в А.Е., Б р е ж н е в В.Д., К о м а р о в а М.З. Силурийские отложения Ферганского и Атбашинского хребтов. - В кн.: Труды Упр.геол.и охраны недр при Сов.Мин.Кирг.ССР. М., 1960, № 1.
- Д о в ж и к о в А.Е., З у б ц о в Е.И., А р г у т и н а Т.А. и др. Тянь-Шаньская складчатая система. - В кн.: Геологическое строение СССР. Т.2. Тектоника. М., 1968.
- Д о д о н о в а Т.А. К истории формирования Таласо-Ферганского разлома. - Труды Упр.геол.и охраны недр при Сов.Мин.Кирг.ССР, 1962. № 2.
- Д о д о н о в а Т.А., Г о р е ц к а я Е.Н. Интрузивные формации геосинклинальных этапов развития. - В кн.: Геол.СССР. Т.XXV. Кирг.ССР. М., 1972.
- З у б ц о в Е.И. О важнейших разломах Тянь-Шаня. - Докл.АН СССР, 1956, т.111, № 3.
- З у б ц о в Е.И., П о р ш н я к о в Г.С., Я г о в к и н А.В. Основные черты домезозойской тектоники Тянь-Шаня. - Труды Упр.геол.Кирг.ССР. Фрунзе, 1974, сб.3.
- И в а н о в Г.В. Типы разрезов среднепалеозойских отложений Северо-Восточной Ферганы. - Труды ВСЕГЕИ, нов.сер., 1976, т.224.
- К и с е л е в В.В., К о р о л е в В.Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе, 1972.
- К л и ш е в и ч В.Л., Н а з а р о в Б.Б., Г у щ и н С.Н. и др. Возраст и условия образования кремнистых толщ Алайского хребта. - Сов.геол., 1977, № 6.
- К н а у ф В.И. Тектоническое районирование Северной Киргизии. - Геотектоника, 1966, № 5.
- К н а у ф В.И. Некоторые проблемы тектоники Киргизии. - В кн.: Геол.СССР, т.XXV. М., 1972.
- К о м и ш а н И.С. Долина Аравана. Путеводитель экскурсий 3-го Всес.съезда геологов в Ташкенте. Л., 1928.
- К о р о л е в В.Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. - Изв.Кирг.фил.Всес.геогр.о-ва, 1961, вып.3.

- Кузнецов Ю.Я. Геологическое строение и происхождение рельефа Юго-Восточной Ферганы. - *Вопр.геол.Южного Тянь-Шаня*, 1960, т.II.
- Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, 1969.
- Леонов Г.П. Основы стратиграфии. Т.2. М., 1974.
- Макарычев Г.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М., 1978.
- Малыгина А.А., Сапельников В.П. Силурийские, раннедевонские и эйфельские *Pentamerida* Южного Тянь-Шаня. М., 1973.
- Мушкетов Д.И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем. - *Труды Геол.ком.*, 1919, вып.10.
- Мушкетов Д.И. Геологическая карта Средней Азии, листы У1-7 и УП-7 (Восточная Фергана). - *Труды Геол.ком.*, нов.сер. Л., 1928, вып.169.
- Мушкетов Д.И. Современные представления о тектонике Средней Азии. *Зап.Ленингр.горн.ин-та*, 1934, т.УШ.
- Мушкетов Д.И. Тектоника Средней Азии. Ташкент, 1936.
- Наливкин Д.В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент-Москва, 1926.
- Наливкин Д.В. Палеогеография Средней Азии. - В кн.: *Научн.итоги Тадж.Памирск.эксп.АН СССР*. М., 1936.
- Николаев В.А. К стратиграфии и тектонике Таласского Алатау. - *Изв. ГГРУ*, 1930, т.49, № 8.
- Николаев В.А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. - *Зап.Минералог.о-ва*, 1933, т.62.
- Огнев В.Н. Баубашатинский горный узел и прилегающие части Атойнакского и Ферганского хребтов. - В кн.: *Геология Узб.ССР*. Т.1. М., 1937.
- Огнев В.Н. Таласо-Ферганский разлом. - *Изв.АН СССР, сер.геол.*, 1939, №4.
- Огнев В.Н. Геологическая карта Средней Азии, лист К-43-В, северо-западная четверть (Кетмень-Тюбе). М.;Л., 1940.
- Огнев В.Н. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии. - *Решения совещ.по разраб.унифиц.стратигр.схем для Средней Азии*. Ташкент, 1959.
- Пейве А.В. О границе северного и южного Тянь-Шаня. - *Изв.АН СССР, сер. геол.*, 1937, № 3.
- Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938.
- Попов В.И. Ядра и междуядерные зоны Средней Азии - основа ее геологического районирования. - В кн.: *Тектоника Памира и Тянь-Шаня*. М., 1964.
- Поршняков Г.С. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта. - *Труды Упр.геол. и охраны недр при Сов.Мин.Кирг.ССР*, 1960, № 1.
- Поршняков Г.С. Тектонические структуры палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. - *Учен.зап.САИГИМС*, 1961, вып.6.
- Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., 1973.
- Поярков Б.В. Некоторые вопросы условий образования девонских отложений Южной Ферганы. - *Геол.сб.Львовск.геол.о-ва*, 1969, вып.12.
- Резвой Д.П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. - В кн.: *Вопросы геол.Южного Тянь-Шаня*. Львов, 1959, т.1.

- Р и н е н б е р г Р.Е. Новые данные по биостратиграфии силура Ферганского хребта (по граптолитам). - Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1973, вып.47.
- С е м е н о в Ю.А. Ультрамафитовые формации Тянь-Шаня. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение. Фрунзе, 1978.
- С и н и ц ы н В.М. О геологической границе куэнлуньских и тянь-шаньских структур в Памиро-Алайском сближении. - Изв.АН СССР, сер.геол.,1945, № 6.
- С и н и ц ы н Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., 1960.
- С т р а т и г р а ф и ч е с к и й кодекс СССР. Л., 1977.
- Т е с л е н к о И.Л., Ж у р а в л е в а И.Т. Первая находка нижнего кембрия в горах Кеклик-тау (Южный Тянь-Шань). - В кн.: Стратигр. и палеонт.нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск, 1976.
- Т и х о н о в В.И. О стратиграфии и возрасте палеозойских отложений Восточной Ферганы в бассейне рек Каракульджи, Яссы, Кутарта. - Бюл.МОИП, отд.геол., 1949, т.23, вып.6.
- Т у р б и н Л.И. К стратиграфии верхнего палеозоя Северной Ферганы. - В кн.: Труды Упр.геол.и охраны недр при Сов.Мин.Кирг.ССР, 1960а, сб.1.
- Т у р б и н Л.И. Некоторые новые данные по верхнепалеозойским интрузиям Северной Ферганы. - В кн.: Труды Упр.геол.и охраны недр при Сов.Мин. Кирг.ССР, 1960б, сб.1.
- Ц в е т к о в А.Я., Ш в а н о в В.Н. Метаморфическая зональность в майлисуьской серии Северо-Восточной Ферганы. - Вестн.Ленингр.ун-та,1972, № 18.
- Ц в е т к о в А.Я., Ш в а н о в В.Н. Об одном малоизвестном типе глаукофанового метаморфизма в Южном Тянь-Шане. - Докл.АН СССР, 1976, т.230, № 3.
- Ш в а н о в В.Н. Майлисуьский океанический комплекс в бассейне р.Карасу-западная на северо-востоке Ферганы. - Вестн.Ленингр.ун-та, 1979, № 12.
- Ш в а н о в В.Н., Г о й л о Э.А., С е м е н о в а Л.П. Проявления глубокого эпигенеза и метаморфизма в терригенной толще палеозоя Ферганского хребта. - Литология и полезные ископаемые, 1973, № 6.
- Ш т и л л е Г. Субсеквентный магматизм. - В кн.: Избранные труды. М., 1964.
- Ш у л ь ц С.С. Геологический маршрут вдоль Тянь-Шаня. - Труды Таджикско-Памирской экспедиции, 1934, вып. XXXVII.
- Я г о в к и н А.В. Сокращенные разрезы среднего палеозоя Восточно-Алайского хребта и южных склонов Алая. - В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. 1969.
- Я г о в к и н А.В. История развития и схема тектоники герцинид Южного Тянь-Шаня и Куэнь-Луня. - Проблемы тектоники земной коры. Иркутск, 1973, вып.1.
- M u s h k e t o v D. Vorläufiger Bericht über die tektonischen Ergebnisse der letzten Forschungen in Ost Fergana. - Neues Jahrbuch für M.P. Stuttgart, 1914.
- S t i l l e H. Über europaisch-zentralasiatische Gebirgzusammenhänge, Vorgelegt in der Sitzung am 23. Nov. 1928, Nachr. d. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., 1928. (Русск. перевод см. Ш т и л л е Г. О взаимосвязи складчатых зон Европы и Средней Азии. - Избр. труды. М., 1964).

ОГЛАВЛЕНИЕ

П р е д и с л о в и е	3
Г л а в а I. Общая тектоническая позиция герцинид Ферганского хребта в региональной структуре Тянь-Шаня.	4
Г л а в а II. Стратиграфическая характеристика основных тектонических подразделений	11
1. Геосинклинальный комплекс.	12
Разрезы чехла Срединно-Тянь-Шаньского массива. . .	13
Разрезы Южно-Тянь-Шаньской эвгеосинклинали	17
Разрезы Притаримской миogeосинклинали.	50
Миogeосинклинальные разрезы Зеравшано-Восточноалайской складчатой области	62
2. Оrogenический комплекс.	65
Г л а в а III. Тектонические структуры герцинид Ферганского хребта и история их образования.	72
Структуры геосинклинального погружения (растяжения)	72
Структуры ранних фаз герцинского сжатия.	77
Позднегерцинские структуры	101
Послекелематинские крутопадающие разрывы	115
Послепалеозойские структуры.	118
З а к л ю ч е н и е	121

1 р. 60 к.

2

3900

103