

Г. С. ПОРШНЯКОВ

ГЕРЦИНИДЫ
АЛАЯ
И СМЕЖНЫХ
РАЙОНОВ
ЮЖНОГО
ТЯНЬ-ШАНЯ



*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Ленинградского университета*

УДК 551.243:551.73

Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня.
Поршняков Г. С. Л., Изд-во ЛГУ, 1973, 1—216.

В основу монографии легли многолетние детальные исследования автором палеозойских толщ Алайского хребта. В книге рассматривается методика тектонического анализа, дается сжатая характеристика стратиграфических разрезов главнейших формационных типов собственно геосинклинального и орогенетического комплексов, исследуются во времени и пространстве процессы образования складчатых и разрывных структур. При этом доказывается широкое распространение крупных надвигов и шарьяжей первых фаз складчатости, выявляется связь антивергентных синклинорийных структур с ранними вулканогенными прогибами и зонами гипербазитовых интрузий. Кроме того, рассматривается тектоническая позиция поздних гранитоидов, проявлений метаморфизма и телетермальной минерализации. Автор приходит к выводу об изменении тектонической зональности в течение герцинского цикла, об ограниченном значении явлений унаследования и о ведущей роли общего сжатия земной коры в процессе формирования структур Тянь-Шаня.

Книга рассчитана на всех геологов и студентов, интересующихся тектоникой сложно построенных складчатых зон.

Илл.—56, табл.—2, библи.—249 назв.

И $\frac{0292-045}{076(02)-73}$ БЗ —40—84—1973



Издательство Ленинградского университета, 1973 г.

ВВЕДЕНИЕ

Герциниды Алая являются исключительно благоприятным объектом тектонического исследования. Здесь геолог может наблюдать все этапы цикла геосинклинального развития, начиная с формирования слабодифференцированного раннесилурийского прогиба и кончая внедрением позднепалеозойских гранитоидов и щелочных пород в сложные эвгеосинклинальные структуры. Здесь геолог может видеть многие детали этих структур, ибо Алайский хребет характеризуется почти сплошной обнаженностью и глубоким эрозийным врезом. Если учесть, кроме того, что палеозойские толщи этого района содержат много остатков организмов, позволяющих документировать возраст почти каждой свиты, а также довольно высокую геологическую изученность Алая, то будет трудно назвать другой регион, в котором можно было бы ближе подойти к выявлению закономерностей тектонического развития геосинклинальной области.

Не случайно история изучения геологии и полезных ископаемых Алая связана с именами лучших русских геологов: И. В. и Д. И. Мушкетовых, В. Н. Вебера, Д. В. Наливкина, А. Е. Ферсмана, Д. И. Щербачева, А. А. Саукова, В. И. Смирнова, А. П. Марковского, Н. М. Синницына и др. Не случайно крупнейший тектонист нашего времени Г. Штилле, совершивший в 1928 г. несколько маршрутов по Алаю, вспоминал: «Это путешествие стало для меня не только богатейшим источником познания частных условий осмотренных районов, оно позволило решить целый ряд и более общих тектонических вопросов» (Штилле, 1964, стр. 13). Не случайно только вопросам региональной тектоники Алая и смежных районов в последние годы были посвящены монографии Н. М. Синницына (1949, 1960), Д. П. Резвого (1959), М. М. Кухтеева (1969), а также множество статей и еще не опубликованных работ.

И тем не менее представляется возможным предложить вниманию геологов еще одну монографию по региональной тектонике палеозойских толщ Алая. Право на такую книгу автору дает довольно большой

(с 1941 г.) стаж работы в Алайском регионе, обширные новые материалы, накопившиеся за последние 10 лет, и существенно иные выводы, к которым приводит обобщение современных данных.

В основу работы, кроме собственных наблюдений, положены труды большого коллектива геологов различных организаций и в первую очередь Управления геологии Киргизской ССР, в тесном контакте с которыми я работал много лет. Использованы также материалы геологов ВСЕГЕИ, Ленинградского университета, управлений геологии Таджикской и Узбекской ССР и др. Особенно широко использованы результаты трудов моих товарищей по многолетней работе: Г. А. Ярушевского, Л. И. Гончарова, Л. В. Кушнарь, В. Л. Клишевича, А. В. Яговкина, В. И. Котельникова, В. Б. Горянова, Л. В. Фомченко и Г. С. Бискэ, сделавших немало открытий, важных для понимания геологии Алая. Автор весьма благодарен В. Н. Огнсу, В. Р. Мартышеву, М. М. Кухтикову, Е. И. Зубцову, А. Е. Довжикову и В. И. Кнауфу за консультации по геологии смежных районов. Большое значение для данного исследования имела совместная работа с моим безвременно скончавшимся другом А. Д. Миклухо-Маклаем, заложившим основы стратиграфии верхнего палеозоя Средней Азии. С чувством глубокой любви и уважения я вспоминаю своего трагически погибшего учителя Н. М. Сеницына, под руководством которого работал 18 лет и светлой памяти которого, несмотря на ряд уже давно возникших теоретических разногласий, посвящаю свой труд.

Южным Тянь-Шанем будем называть ту область герцинской геосинклинали Тянь-Шаня, которая характеризуется отсутствием региональных проявлений более древней складчатости и магматизма, а в герцинском цикле отличается активностью эвгеосинклинального типа. С севера эта область ограничена Средним Тянь-Шанем (Попов, 1938), в пределах которого известны проявления каледонской складчатости, а среднепалеозойские толщи имеют многоэпиклиналиный характер; с юга — также более древними массивами Юж. Гиссара, Сулутерека, Тарима (Овчинников, 1959; В. М. Сеницын, 1948).

В геологическом отношении Юж. Тянь-Шань исследован неравномерно. Наиболее изученной его частью является Юж. Фергана и северные склоны Алая. Ограниченный объем монографии* не позволяет остановиться на истории тектонических исследований района. В некоторой степени этот пробел может восполнить книга А. А. Арипова, М. А. Ахмеджанова, О. М. Борисова и К. К. Курбаниязова (1969), специально посвященная обзору тектонических схем западной части Ср. Азии, работа Б. П. Бархатова и Н. Н. Бархатовой (1962), исторические обзоры в монографиях И. Е. Губина (1960) и М. М. Кухтикова (1969).

История тектонического районирования региона показывает, что главным направлением исследований была разработка схем тектонической зональности. Начатая Д. В. Наливкиным (1926), эта работа шла по пути все более дробного расчленения области на разновозрастные тектонические зоны, различающиеся историей их тектонического развития. Таковы схемы, составленные В. И. Поповым (1938), А. В. Пейве (1938), Н. М. Сеницыным (1949, 1957).

Н. М. Сеницыным были также наиболее полно разработаны принципы зонального тектонического районирования, сформулирован комплекс признаков, по которым могут быть выделены тектонические зоны.

* Данная работа была написана в 1967 г. При подготовке к изданию она подверглась сильному сокращению и была дополнена лишь самыми краткими примечаниями.

В этот комплекс входят возраст складчатости, тип складчатости, тип разреза, магматические и метаморфические проявления. Разработанные Н. М. Сяницыным схемы лежат в основе почти всех последующих схем этого типа, составленных Н. А. Лисицыной (1956), Л. Б. Вонгазом (1958 а, б), П. Д. Виноградовым, А. Е. Довжиковым, Е. И. Зубцовым и В. Н. Огневым (1958), В. Н. Огневым (1959), В. Г. Королевым (1961), И. А. Марушкиным (1963), В. И. Кнауфом (1966), М. М. Кухтиковым (1969).

Постепенно складываются представления о тектонических зонах как об узких блоках земной коры, ограниченных глубинными или краевыми длительно развивающимися разломами и обладающих самостоятельным тектоническим развитием. В работах А. Е. Довжикова, М. М. Кухтикова, В. Р. Мартышева, В. И. Кнауфа, Д. П. Резвого, И. А. Марушкина, К. К. Пягкова подчеркивается вертикальный характер тектонических движений, создающих структуру складчатой области. Фиксированное направление умов в сороковых — пятидесятых годах было господствующим. В Алае и других районах Юж. Тянь-Шаня это привело к крупным и весьма характерным ошибкам в стратиграфии палеозоя, а следовательно, и в понимании герцинских структур при среднемасштабных съемках.

С развертыванием детальных исследований выяснилось, что терригенные толщи, отнесенные к «верхнему палеозою» по налеганию их на средний или нижний карбон (Резвой, 1959), очень часто оказываются силурийскими граптолитовыми толщами, а породы, обнажающиеся в ядрах антиклиналей под девонскими известняками или даже под силурийскими сланцами, содержат каменноугольную фауну. Естественно, что с выявлением факта широкого распространения надвиговых и покровных структур возникли сомнения в господстве вертикальных движений при складкообразовании, а также в существовании вечных (длительно живущих) разломов и двигавшихся, подобно клавишам, зон.

С переходом к детальным исследованиям назрела также необходимость уточнить методику тектонического районирования. Возникла потребность в последовательном тектоническом анализе, т. е. в раздельном рассмотрении каждого проявления тектонической активности на площади и в разные этапы развития геосинклинали с целью выявления характерных взаимно связанных поэтапных комплексов признаков для тектонического районирования и естественных тектонических единиц на каждом этапе развития геосинклинали. Вот этому-то последовательному тектоническому анализу и посвящена данная работа.

Методика тектонического анализа, выполняемого путем составления специальной карты, была разработана Н. П. Херасковым (1948) на примере Юж. Урала. Аналитический подход к составлению тектонической схемы Алая применил Д. П. Резвой (1959), но нам представляется, что эта попытка не была успешной не только из-за методических трудностей, но и по причине крупных ошибок в фактических материалах, положенных в основу карты. Подобные попытки предпринимались и ранее (Поршияков, 1961, 1965). В последней работе изложена методика построения карты тектонического анализа на примере герциниды Юж. Кыргызии, и мы отметим здесь лишь основные ее положения.

Тектонический анализ заключается в независимом рассмотрении проявлений на площади осадкообразования, структурообразования, метаморфизма, метаморфизма и рудообразования в различные этапы геологического развития территории (см. рис. 56). Труднее всего изобразить в горных условиях структурообразование. Это можно сделать путем структурно-формационного расчленения и формационной типизации разрезов. В разрабатываемой области могут быть выделены три структурных

Схема тектонического расчленения стратиграфических разрезов палеозоя Алая

Структурный этаж	Структурный ярус	Тектонический комплекс	Группы разрезов разновозрастных прогибов и разделяющих их „отмелей“	Формационные типы разрезов	
Палеозойский	Верхний, главным образом позднепалеозойский	Орогенный	Разрезы прогибов конца позднего палеозоя ($C_3 - P_1$ и P_1)	Флишодный, молассовый	
			Разрезы прогибов всего позднего палеозоя ($C_2 - P_1$)	Молассово - флишодный	
			Разрезы прогибов начала позднего палеозоя ($C_2 - C_3^1$)	Молассово - флишодный, флишодный	
	Нижний, главным образом среднепалеозойский	Собственно геосинклинальный	Неполные и сокращенные разрезы среднепалеозойских «отмелей»	Терригенный; смешанный, существенно кремнистый; карбонатный	
			Относительно полные разрезы	Разрезы позднедевонских (живецко-среднекаменноугольных) прогибов	Известняково - доломитовый, терригенно-известняково - доломитовый
				Разрезы ранне - среднедевонских (лудловско-нижнекарбонатных) прогибов	Известняковый, доломитово-известняковый и вулканогенно-известняковый, вулканогенно - терригенный, метаморфизованный, карбонатно-терригенный
				Разрезы силурийско - девонских (силурийско-средне- или позднедевонских) прогибов	Карбонатный, вулканогенно-карбонатный и вулканогенно - терригенный
	Догеосинклинальный (?)	Неполные и сокращенные разрезы раннего палеозоя	Терригенно-карбонатные		

этажа: допалеозойский (выделяется предположительно), палеозойский и мезо-кайнозойский. Интересующий нас палеозойский этаж расчленяется на структурные ярусы, тектонические комплексы, группы разрезов разновозрастных прогибов и формационные типы разрезов (см. схему). Формационные типы разрезов на площади могут быть подразделены на подтипы, имеющие географические названия, а подтипы по вертикали — на подъярусы, примерно соответствующие отдельным формациям. Название формационным типам дается по составу среднего подъяруса, образовавшегося во время максимальной дифференциации процессов осадконакопления ($S_2 - C_{1-2}$). Юж. Тянь-Шань характеризуется резко различными формационными типами разрезов среднего палеозоя, соприкасающимися по крупным надвигам. Картина осложняется изменениями объемов структурных ярусов по площади, что заставляет пользоваться не чисто хронологическими, а тектоно-стратиграфическими

подразделениями и в средний палеозой включать иногда и часть среднего карбона в зависимости от времени первых фаз складчатости.

Следует также предупредить читателя, что автор пока не может однозначно решить основной вопрос тектоники Алая о корнях и полных амплитудах покровов и вынужден рассматривать два варианта его решения.

При чтении книги рекомендуется пользоваться обзорной геологической картой Киргизской ССР, составленной при участии автора и изданной в 1965 г., а также геологической картой Ср. Азии и смежных территорий, изданной под редакцией А. П. Марковского в 1966 г.

Герциниды Юж. Тянь-Шаня представляют по существу одноэтажную конструкцию и сложены палеозойскими, в основном средними и позднепалеозойскими, толщами. Допалеозойские образования выделяются только в окраинных частях Юж. Тянь-Шаня и то предположительно. Нижнепалеозойские отложения развиты локально и не образуют мощных толщ (см. рис. 56).

ДОПАЛЕЗОЙСКИЙ (?) СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

В пределах описываемой области допалеозойские образования надежно не установлены. Н. М. Сеницын (1949, 1957, 1960) высказывал предположения, что к ним могут быть отнесены хлоритовые и кварцево-хлоритовые сланцы канской серии, обнажающиеся в среднем течении р. Акбура. Последующие находки девонской, главным образом среднедевонской, фауны в пределах названных толщ утвердили многих геологов в мысли, что эти сланцы имеют среднепалеозойский или даже среднедевонский (Каледа, 1960; Резвой, 1959) возраст. Однако детальные съемки В. Л. Клишевича и др. показали, что находки окаменелостей относятся лишь к верхней части канской серии, содержащей прослойки известняков и выделяемой ныне в качестве каиндинской свиты. Значительная часть толщи зеленых сланцев, достигающая 1—1,5 тыс. м мощности, располагается, по-видимому, ниже и должна иметь более древний, нежели средний девон, возраст. Позднее В. Б. Горянов обнаружил в каиндинской свите лудловскую фауну и высказал соображения о долудловском возрасте собственно канской серии. Представляется, что этот вывод не бесспорен, так как не исключен разрывной характер контакта канских и лудловских пород. Проблема оценки возраста канских сланцев Юж. Ферганы и Алая еще не решена окончательно.

Не менее спорным оказывается возраст подобных же сланцев в Сев. Нуратау (маджерумская свита), Зеравшано-Гиссаре (ягнобская

свита), Вост. Алае (терекдаванские сланцы) и Сев.-Вост. Фергане (майлисуйская свита). Оценки возраста этих пород различными геологами колеблются в пределах от протерозоя (В. Н. Огнев) до среднего карбона (К. К. Пятков, М. М. Посохова и др.). Последняя точка зрения представляется необоснованной, ибо довольно обычное налегание зеленых сланцев на породы каменноугольного возраста вызвано, как нам удалось убедиться и в Сев. Нуратау, и в Алае, и в Сев.-Вост. Фергане, крупными надвигами.

До сих пор мы предполагали, что в указанных толщах зеленых сланцев могут быть скрыты разрезы нижней половины среднего палеозоя и даже более древних пород (метаморфизованный вулканогенно-терригенный тип разреза). При этом учитывалось: отсутствие резких угловых несогласий в толщах зеленых сланцев; обычно несогласное налегание на них верхнего палеозоя и лишь иногда налегание девона или лудлова (?) без резких несогласий; определения абсолютного возраста, укладываемые в 270—388 млн. лет; некоторое сходство с породами силура — девона смежных районов. В последнее время к этим аргументам добавилось литологическое сходство с песчано-сланцевыми силурийскими толщами, установленное Б. А. Трифоновым (1968) для зеленых сланцев Зеравшано-Гиссара и В. Н. Швановым для канских и майлисуйских сланцев по минералам тяжелой фракции и химическому составу. Нам кажется, имеет смысл продолжать поиски органических остатков в канских и аналогичных им сланцах Юж. Тянь-Шаня.

На современных геологических и тектонических картах в качестве древних толщ выделяются породы Южно-Гиссарского, Гармского и Сулутерекского массивов, ограничивающих с юга среднепалеозойскую геосинклиналь Юж. Тянь-Шаня.

Глубоко метаморфизованные, прорванные многочисленными интрузиями герцинских гранитоидов толщи гнейсов и кристаллических сланцев Юж. Гиссара С. К. Овчинников (1959) относил к породам неуставленного, возможно докембрийского (?), возраста. Было известно лишь, что они перекрыты с угловым несогласием конгломератами и известняками визе. В «Решениях совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Ср. Азии» (1959) они уже разделены на мигматиты и очковые гнейсы (архей), кристаллические сланцы и парагнейсы (нижний протерозой) и микрогнейсы и микрокристаллические сланцы, содержащие споры верхнего протерозоя. С тех пор мнение о докембрийском возрасте рассматриваемых пород утвердилось, и М. М. Кухтиков (1969) пишет уже о докембрийском основании Юж. Гиссара без тени сомнения. Напомним, что в фактическом обосновании возраста этих пород со времен С. К. Овчинникова почти ничего не изменилось. Добавились лишь определения абсолютного возраста (415—550 млн. лет) и находки спор, имеющих, по Б. В. Тимофееву, возраст не моложе раннего кембрия.

Не лучше обстоит дело с обоснованием возраста и кристаллических толщ Гармского массива, среди которых снизу вверх различают (Решения совещания, 1959):

- 1) парагнейсы и ортогнейсы каратегинской свиты — 2000 м;
- 2) мраморы шудьмакской свиты — до 1000 м;
- 3) серицито-хлоритовые, хлорито-кварцевые, графитовые сланцы, кварциты; роговики барзангинской серии, содержащей в верхней части споры верхнего протерозоя, — до 2000 м.

Перекрываются эти породы с резким несогласием нижним карбоном

И протерозоем (?) Сулутерекского массива, по данным В. А. Фарговеца, снизу вверх выделяются свиты:

- 1) узловатых кристаллических слюдяных сланцев, встречаются пачки мраморов — 1500 м;
- 2) биотитовых сланцев и мраморов — 300—400 м;
- 3) карбонато-биотитовых сланцев с прослоями кварцитов — 1000 м;
- 4) слюдяных кварцитов — 700—800 м;
- 5) эпидото-биотитовых сланцев, переслаивающихся со слюдяными сланцами и кварцитами, — 1000 м;
- 6) известковых сланцев и кварцитов — 2000 м.

Общая мощность пород, условно относимых к протерозою, достигает 6700 м. Перекрываются они без ясных угловых несогласий хлоритовыми сланцами, условно относимыми к нижнему палеозою, хотя В. А. Фараджев не исключает возможности даже среднекарбонного возраста этих пород.

ПАЛЕЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

В структурном отношении палеозой Юж. Тянь-Шаня можно разделить на два яруса по резкому, но не повсеместно выраженному несогласию, связанному с первыми фазами герцинской складчатости. Поскольку эти фазы проявлялись не одновременно, мигрировали, стратиграфическое положение вызванного ими несогласия не остается постоянным и смещается в пределах памюр — конец среднего карбона.

Нижний структурный ярус палеозоя

В этот ярус входят нижне- и среднепалеозойские отложения, а иногда и нижняя (доскладчатая) часть среднего карбона. Все они обладают почти одинаковой степенью дислоцированности. Угловых несогласий между нижним и средним палеозоем нам наблюдать не удалось. Имеющиеся в литературе указания о мощных каледонских движениях в Юж. Тянь-Шане (Яскович, 1965), с нашей точки зрения, ошибочны.

Нижнепалеозойские отложения играют незначительную роль в строении герцинид Алая. Фрагментарность материалов весьма затрудняет выявление тектонической обстановки в раннем палеозое. До сих пор представляются наиболее вероятными предположения А. В. Пейве и В. М. Симицына (1950) и Н. М. Симицына (1949, 1960) о тектоническом режиме, близком к платформенному. Это делает целесообразным выделение нижнепалеозойских отложений в качестве особого комплекса, характеризующего догеосинклинальные условия осадконакопления, при объединении в собственно геосинклинальный комплекс всех среднепалеозойских и предкладчатых позднепалеозойских образований.

Нижнепалеозойский (догеосинклинальный) комплекс

Нижнепалеозойские отложения Алая и смежных районов (рис. 1) характеризуются кремнисто-терригенно-карбонатным составом, значительной битуминозностью и относительно малыми мощностями, измеряемыми обычно лишь первыми сотнями метров. Эффузивные образования в этих толщах отсутствуют или составляют незначительную часть разреза.

Среди этих пород палеонтологически доказано присутствие всех трех отделов кембрийской системы и различных ярусов ордовика. В едином разрезе палеонтологическая характеристика всех отделов кембрия и ордовика еще не достигнута, хотя такие разрезы, возможно, существуют в верховьях Чалкуйрюка или в районе кишл. Аучи.

Представления о малых мощностях нижнего палеозоя в Юж. Тянь-Шане и об отсутствии в нем значительных вулканогенных толщ в настоящее время не являются общепринятыми. Д. П. Резвой (1959) считает, что по составу и мощностям эти толщи могут быть признаны геосинклинальными. Б. В. Яскович (1959, 1964 а, б) в серии статей настойчиво повторяет тезис о больших, измеряемых несколькими километрами, мощностях кембрийских отложений Туркестанского хребта и о присутствии среди них мощных вулканогенных толщ.

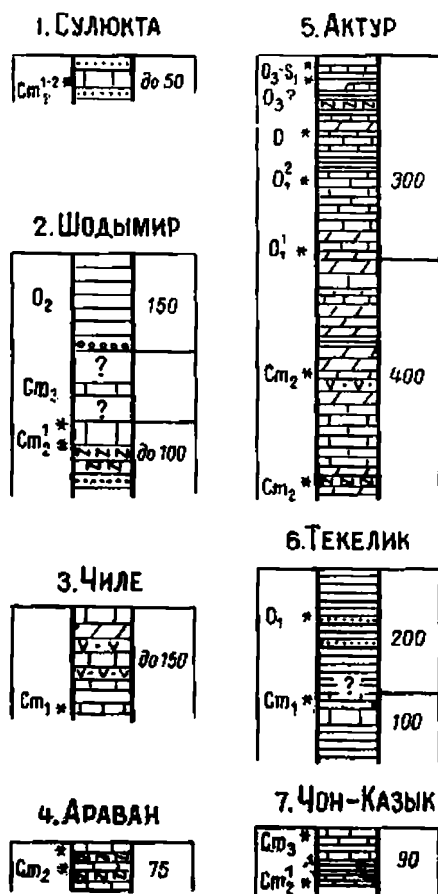


Рис. 1. Стратиграфические колонки нижнепалеозойских отложений. Звездочками отмечены места сбора фауны. Мощности отложений на рис. 1—III измеряются в метрах.

Причиной столь различной оценки разрезов нижнего палеозоя может явиться их сложная тектоническая позиция и ошибочное отнесение к кембрию толщ другого возраста. Так, например, в районе Сулюкты Д. П. Резвой (1959) оценил мощность среднего кембрия в 1200 м. Б. В. Яскович (1965) выделил здесь сулюктинскую свиту амгинского яруса, простирающуюся 740 м по мощности и обнажающуюся в «эрозионных окнах» среди среднедевонских и нижнекаменноугольных известняков. Однако еще в 1959 г. Л. В. Фомченко обнаружил, что нижняя часть «кембрийской толщи» мощностью 250—300 м содержит микрофауну нижнего среднего карбона и что песчаники и сланцы, включающие линзы известняков с трилобитами среднего кембрия, надвинуты на каменноугольные отложения. Микрофауна среднего карбона была

обнаружена в этих породах также М. М. Кухтиковым и И. Н. Черенковым (1963), предположившими, что линзы кембрийских известняков представляют собой глыбы, захороненные в верхнепалеозойских терригенных толщах. Позднее Г. С. Бискэ и Д. А. Старшинин (1965) установили, что песчаники, налегающие по надвигу на карбон, содержат остатки силурийских граптолитов. Итак, от сулюктинской свиты Б. В. Ясковича остались в лучшем случае первые десятки метров битуминозных известняков, либо залегающих в виде глыб в силурийских песчаниках (как предполагают Бискэ и Старшинин), либо образующих самостоятельный тектонический покров-чешую.

В ур. Шодымир Б. В. Ясковичем (1965) выделена шодымирская свита нижней части амгинского яруса, достигающая 1570 м мощности. Она делится на две подсвиты: нижнюю — мощностью до 200 м, и верхнюю — до 1370 м мощностью. В этом построении не учтено одно обстоятельство: между указанными подсвитами в ур. Шодымир залегает пачка глинистых сланцев с граптолитами лландовери — венлока. Граптолиты здесь А. П. Марковский находил еще в 1935 г., и сборы их неоднократно повторялись. Эффузивы верхней подсвиты, по-видимому, налегают на эти сланцы. К кембрийским отложениям в Шодымире можно относить только нижнюю подсвиту (кремнисто-известняковую), по и то следует иметь в виду, что ее нижняя часть (песчаниковая) пока палеонтологически не охарактеризована. Кембрийские отложения в Шодымире и Мадыгене залегают не в ядре антиклинальной складки. Они надвинуты с севера на намюрско-башкирские песчаники и сланцы. В зоне надвига возможны сложные, в том числе чешуйчатые, структуры. Находка Н. П. Туаевым в этой зоне фауны верхнего кембрия также свидетельствует в пользу малых мощностей кембрийских отложений. Мощность ордовика, установленного в этом же районе Б. В. Ясковичем, оценивается им самим в 150 м. Итак, в районе Сулюкта — Шодымир нет оснований говорить ни о больших мощностях нижнего палеозоя, ни о существенной роли вулканогенных толщ в его составе.

Более значительны мощности кембрийских отложений в приосевой части Туркестанского хребта, где Б. В. Яскович выделяет алтыкольскую свиту ($Сп_1$) свыше 1240 м мощностью и рабутскую свиту ($Сп_{2-3}$), достигающую 2250 м мощности. Нам не приходилось изучать этих толщ, но следует обратить внимание на данные М. М. Кухтикова и И. Н. Черенкова (1960), обнаруживших в районе кишл. Аучи на разных стратиграфических уровнях разреза, относимого Б. В. Ясковичем к кембрию, микрофауну среднего карбона. Позднее в пределах этих толщ были обнаружены тектонические клинья силурийских граптолитовых сланцев. Очевидно, тектоническая структура участка, принятая Ясковичем за моноклинальную, в действительности более сложная и приведенные выше мощности сильно преувеличены. В составе нижнего кембрия здесь присутствуют кремнистые, глинисто-известковистые сланцы, песчаники и слоистые известняки. Рабутская свита сложена глинистыми сланцами, мергелями и слоистыми известняками. Вулканогенные образования отсутствуют. В этой же зоне, западнее (бассейн р. Заамин), М. М. Посоховой собраны аренигские граптолиты (Халецкая, 1965). Мощность ордовика оценивается здесь в 150 м*.

* В литературу, к сожалению, вошло (Стратиграфия Узб. ССР, 1965, стр. 49) указание на резкое угловое несогласие, обнаруженное Н. С. Торшиним в сая Кульсу (приток р. Заамин) в основании среднего лландовери, который якобы налегает на выветрелые породы кембрия. Осмотрев это обнажение совместно с Н. А. Никифоровым и А. И. Гончаровым в 1963 г., мы убедились, что за несогласие здесь был принят тектонический разрыв.

Те же черты: глинисто-карбонатный или кремнисто-глинисто-карбонатный состав, значительная битуминозность и малые мощности — присущи нижнепалеозойским образованиям Алайского хребта. Залегают они чаще всего в основании надвинутых пакетов или в зонах разломов. Такую позицию, например, занимают среднекембрийские известняки и сланцы до 150 м мощностью, надвинутые (по данным Л. Н. Кугуракова) на каменноугольные известняки и сланцы Раватджакубской антиклинали (междуречье Исфара — Сох). Восточнее, в верховьях оврага Куль на междуречье Абшир — Чиле, в нижней части пачки известняков с прослойками доломитов, вулканических туфов и сланцев обнаружены археоциаты (Стр.). Пачка имеет небольшую, около 100 м, мощность и взброшена на граптолитовые сланцы силура. На р. Араван в зоне разлома И. С. Комишаном (1928 а) обнаружена кремнисто-известняковая пачка около 75 м мощностью с брахиоподами и трилобитами среднего кембрия.

В гряде Кызыл-Кунгей П. А. Грюше (1928) обнаружил среднекембрийскую фауну плохой сохранности. Д. П. Резвой (1959) оценивает здесь мощность кембрия в 1400—1600 м, причем никаких новых сборов фауны не приводит. В. Л. Клишевич в 1961 г. показал, что к кембрию были ошибочно причислены силурийские граптолитовые сланцы, девонские (?) эффузивы, зеленые сланцы канской серии и что действительно кембрийские образования имеют здесь ничтожное распространение и мощность.

Вопрос о присутствии нижнего палеозоя в долине р. Киргиз-Ата остается неясным. Повторно найти граптолиты ордовика (Синицын, 1947) здесь не удалось.

Восточнее, на южном склоне хр. Актур, имеется один из наиболее полных разрезов нижнего палеозоя Алая, обнаруженный в 1938 г. М. В. Заниным. Нижний палеозой здесь надвинут к югу на сокращенные разрезы среднего палеозоя. В нижнем палеозое выделяются две толщи: нижняя, известняково-доломитовая, до 550 м мощностью и верхняя толща углисто-глинистых сланцев с прослойками известняков около 150 м мощностью. В нижней толще присутствуют редкие прослойки кремнистых, углистых сланцев, сильно битуминозных известняков, эффузивов. Доломиты местами имеют псевдооолитовое строение, окварцованы. В нижней ее половине часто встречаются трилобиты среднего кембрия, в верхней половине — тремадока и в самой верхней части — аренига. Перерывов внутри этой толщи наблюдать не удалось, хотя отмечался горизонт брекчиевидных пород. В верхней толще встречены трилобиты ордовика и кораллы ордовика — низов лландовери. На долю кембрия в этом разрезе приходится около 400 м, на долю ордовика — около 280 м. Разрез труднодоступен и изучен пока плохо.

Далее на восток кораллы ордовика были найдены Г. Л. Бельговским (Геология СССР, т. XXV, 1954) на левобережье р. Тар у кишлака Караташ в прослойке известняка, залегающего в песчано-сланцевой толще. Мощности нижнего палеозоя здесь не выяснены. Попытки поглотить сборы успехом не увенчались.

В Вост. Алае выход кембрийских тонкослоистых битуминозных известняков с трилобитами обнаружен в 1961 г. А. В. Яговкиным в среднем течении р. Чон-Казык. Несмотря на небольшую (около 90 м) мощность этой пачки известняков, переслаивающихся со сланцами, в нижней ее части по заключению Н. Е. Чернышевой присутствуют трилобиты нижней половины среднего кембрия, а в верхней — уже фауна верхнего кембрия. Пачка обнажается в зоне тектонических разрывов.

Интересный район выходов пород нижнего палеозоя был обнаружен П. А. Марушкиным (1959) на южном склоне Алая близ водораз-

дела Текелик — Коксу. Здесь известна серия известняковых линз до 40 м мощностью с археоциатами нижнего кембрия, перекрывающих черные и темно-серые сланцы, мощность которых превышает местами 50 м (верховья р. Чон-Карагатты). Иногда (верховья р. Бурусунды) в прослойках битуминозных известняков встречаются среднекембрийские (?) трилобиты. Выше залегают зеленовато-серые сланцы и песчаники с граптолитами нижнего ордовика. Границу систем трудно обнаружить, так как она проходит в однородных сланцах, но граптолиты силура в сланцах, находящихся в 100—200 м выше кембрийских известняковых линз, свидетельствуют о небольшой мощности сланцев ордовика. По-видимому, весь разрез нижнего палеозоя здесь уложится в 200—300 м. Приведенная Марушкиным цифра 2000 м явилась результатом ошибочного включения мощных толщ силура в разрез нижнего палеозоя.

Все вышезложенное показывает, что мы располагаем лишь скудными сведениями о нижнем палеозое района. Мы нигде не видим его подошвы и подстилающих отложений, ибо в первые фазы герцинской складчатости произошел срыв палеозойских толщ с неизвестного нам основания и они надвинулись друг на друга. Вместе с тем очевидно широкое первичное распространение пород нижнего палеозоя, отсутствие в них угловых несогласий, сравнительно незначительная изменчивость состава, небольшие мощности, локальность эффузивных проявлений. Перерывы в отложениях, если они были в нижнем палеозое, вызывались движениями эпейрогенического типа. Многочисленные ошибки геологов, включавших в нижний палеозой среднепалеозойские толщи, говорят об отсутствии проявлений каледонской складчатости. Представление о раннем палеозое как о догеосинклинальном этапе развития Алая не противоречит современным геологическим материалам.

Среднепалеозойский (собственно геосинклинальный) комплекс

Процесс геосинклинального осадконакопления в Алае и смежных районах начинается в нижнем силуре, ускоряется и дифференцируется в лудлове и девоне и сменяется преобладанием восходящих движений и первыми фазами складчатости в разных зонах не одновременно: то в нижнем, то в среднем карбоне. Стратиграфический объем собственно геосинклинального комплекса поэтому не совсем постоянен, в ряде зон в него войдут не только среднепалеозойские, но частично и среднекарбоновые отложения.

Обычно комплекс распадается на три (реже на два) подъяруса, отличающихся составом слагающих их формаций. Нижний подъярус сложен малоизменчивыми терригенными, обычно граптолитовыми, толщами силура; средний чрезвычайно изменчив, его состав позволяет выделять различные формационные типы разрезов среднего палеозоя; верхний, предкладчатый, — терригенный или кремнисто-известняково-терригенный. Стратиграфические объемы подъярусов, их мощности и даже их количество изменяются в разных внутригеосинклинальных прогибах и поднятиях, что делает целесообразным рассмотрение особенностей комплекса в неполных и сокращенных разрезах, с одной стороны, и полных разрезах разновозрастных прогибов, с другой, с выделением в их пределах формационных типов. Основы указанной типизации разрезов были заложены Н. М. Синицыным (1960), выделившим «полные» разрезы палеозойских «седиментационных мульд» и сокращенные разрезы «антиклинальных отмелей».

Неполные и сокращенные разрезы. Группа неполных и сокращенных разрезов характеризуется сокращенными мощностями среднего (лудловско-девонского в основном) подъяруса или даже полным его выпадением. В ее пределах часто нижний карбон (памюр или визе?) налегает непосредственно на силур.

По преобладающему фациальному составу в данной группе можно наметить три формационных типа: терригенный, смешанный (кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенный) и карбонатный. Первые два типа довольно близки друг другу, третий литологически резко обособлен, но имеет очень незначительное распространение. Пока еще трудно повсеместно разделять данную группу на неполные и сокращенные разрезы, так как фаунистическая характеристика девона в них слишком невелика. Интересные попытки такого деления предпринимаются в последние годы Б. В. Поярковым.

Терригенный тип сокращенных и неполных разрезов. Разрезы такого типа распространены на крыльях Каузанского и Андыгенско-Кичикалайского антиклинориев, в своде Сюреньтюбинского и в пределах Туркестано-Зеравшанского антиклинориев. В зоне Высоких предгорий Алая можно называть этот тип чаувайским. В других зонах это название может быть заменено иными местными названиями, получающими характер единиц подчиненного значения — подтипов.

На крыльях Каузанского, Андыгенско-Кичикалайского и в своде Сюреньтюбинского антиклинориев неполный терригенный тип разреза характеризуется чаще всего непосредственным налеганием нижнего карбона (шаланская свита) на силур. Местами появляются граувакковые толщи джидалинской (D_{1-2}) или алькакаринской ($D_3?$) свиты. Часто между силуром и карбоном располагается лишь пачка кремнистых сланцев неясного возраста.

Сводный разрез среднего палеозоя чаувайского подтипа (рис. 2, 1) слагают следующие единицы (Поршняков, Миклухо-Маклай, 1954, 1955; Поршняков и др., 1961):

1. Сюгетская свита — глинистые граптолитовые сланцы и мелкозернистые песчаники. При выветривании сланцы белеют или буреют, что придает выходам свиты пеструю окраску. Встречаются пачки черных кремнистых сланцев и мелкие линзы известняков. Подошва свиты не обнаружена. Объем ее близок к лландоверийскому ярусу в современном его понимании, хотя верхняя граница, по-видимому, несколько скользит во времени. Мощность более 400 м.

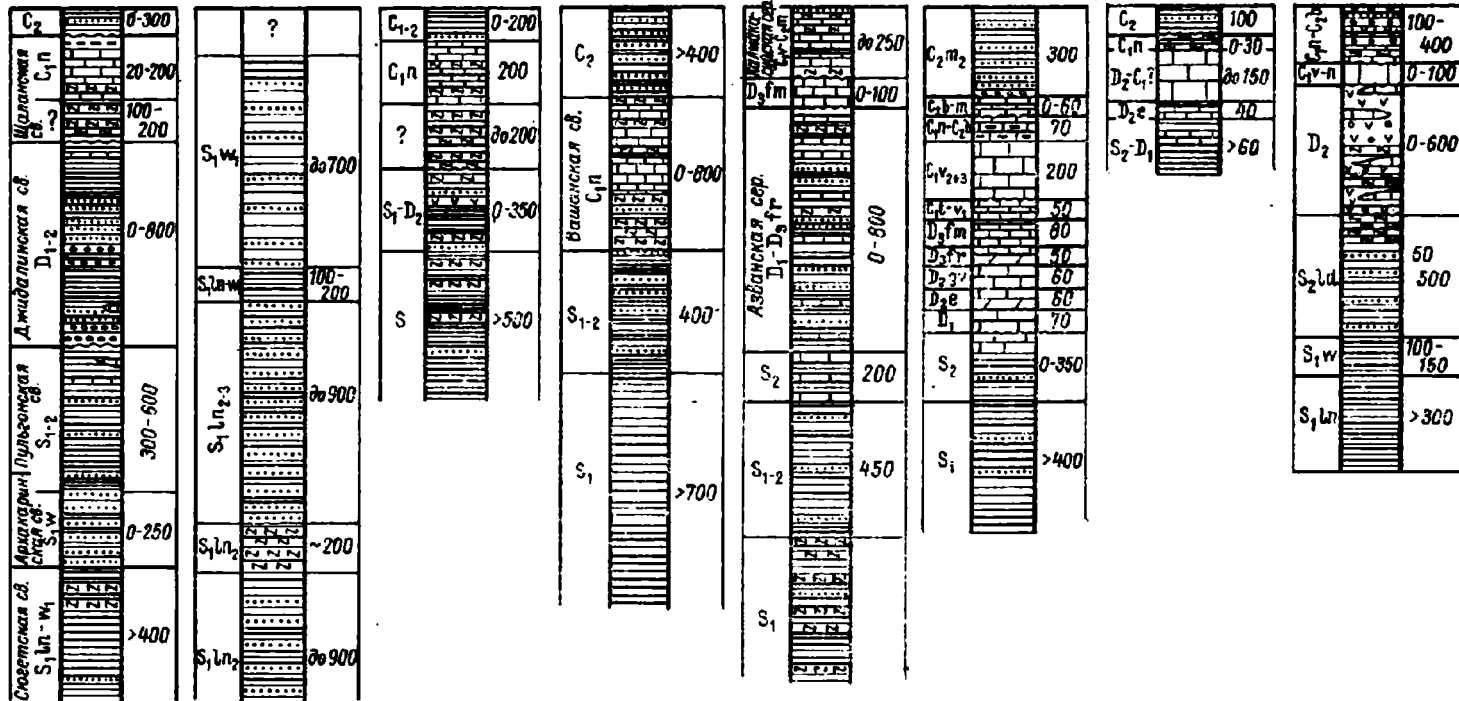
2. Архакаринская свита — плотные кварцитовидные или олигомиктовые песчаники с тонкими прослойками зеленовато-серых глинистых сланцев. Объем свиты близок к венлокскому ярусу, хотя границы не занимают строго постоянного стратиграфического положения. Мощность от 0 до 250 м.

3. Нульгонская свита — серые алевролиты и глинистые сланцы с прослойками песчаников и линзами известняков. Обычно содержат граптолиты и наутилоидеи нижнего лудлова, реже — верхнего венлока. Мощность до 600 м.

4. Джидалинская (караджегачская) свита (D_{1-2}). Ложится на силур с пологими несогласиями. Сложена серыми конгломератами, граувакками, алевролитами с линзами — рифами брахиоподово-коралловых известняков. Встречаются остатки псилофитов. Верхняя возрастная граница спорна. Мощность от 0 до 800 м.

5. Алькакаринская свита ($D_3?$) — конгломераты, песчаники и сланцы от 0 до 300 м мощностью. Развита локально на крыльях Каузанского антиклинория. Фаунистически почти не охарактеризована, возраст неясен.

1. ЧАУВАЙСКИЙ 2. ЗЕРАВШАНСКИЙ 3. ТАШАТИНСКИЙ 4. ВАШАНСКИЙ 5. АЗВАНСКИЙ 6. ШИШКАТСКИЙ 7. АУГУЛЬСКИЙ 8. СЕРЕСУЙСКИЙ
 (по Д.А. Старшиному) (по В.Р. Мартышеву, В.Д. Салтовской и др.) (по П.Д. Виноградову, В.Д. Салтовской и др.) (по В.А. Кляшевичу и Г.С. Биску)



6. Шаланская свита (S_{1n}) — тонкослоистые известняки с прослойками глинистых и кремнистых сланцев. Ложится на силур или на джидалинскую свиту со слабыми следами размыва. Нижняя возрастная граница неясна, так как в основании свиты часто залегает непостоянная пачка кремнистых и глинистых сланцев почти без фауны (Поршнякова, 1958). По мнению Б. В. Пьяркова, в свиту входят породы от живецкого яруса до намюра включительно. Мощность от 0 до 400 м.

7. Пачка сланцев и песчаников с прослойками известняков. Содержит фораминиферы среднего карбона по нижнемосковский подъярус включительно. Мощность до 300 м.

Приведенный разрез нигде целиком не наблюдается. Часто шаланская свита лежит на граптолитовых сланцах. Открытие в 1947 г. известняков шаланской свиты среди силурийских сланцевых толщ, зажатых между мощными известняковыми массивами полных разрезов среднего палеозоя, было большой неожиданностью и оказало большое влияние на представления о структурах Юж. Тянь-Шаня.

В предгорьях Алая чаувайский подтип неполных разрезов образует две полосы выходов. Северная прослежена от Кадамджая на восток (с обеих сторон Каузанской известняковой гряды) в низовья Абшира, Чиле, Киргиз-Аты и Хошчана. К западу от Кадамджая самая верхняя часть разреза пока не установлена, присутствуют только терригенные толщи силура и девона. Южная полоса выходов протягивается из района Баул — Андыген с некоторым перерывом в район Карабулака, Хайдаркана, Шивали восточной и через верховья Пешкаута к кишл. Шахмардан. Далее на восток выходы пород сокращенного типа разрезов прослежены из верховьев Пума в район слияния составляющих Чиле, Киргиз-Аты, в бассейн Чугама, Кичик-Алая восточного, Карагура, в верховья Чалкуйрюка и вплоть до пос. Гульча. Далее налегание известняков нижнего карбона на сланцы силура установлено в средней и восточной частях массива Алдыяр. Здесь среднекарбоновая часть разреза, по-видимому, отсутствует. Сходный разрез можно наблюдать также на Араване к югу от гребня Ялгиз-Арча, где известняки с гониатитами (S_{1n} ?) налегают на сланцы силура или маломощную пачку эффузивов. К западу от Баула на продолжении южной полосы выходов терригенных разрезов они получают широкое распространение в бассейне Шахристан-сая и далее в горах Мальгузар, где, по данным М. М. Посоховой и А. Н. Голикова, маломощный нижний карбон (верхнее визе — намюр) часто лежит без резких угловых несогласий на граптолитовых сланцах силура.

Вопрос о том, распространялись ли на центральную область Туркестано-Зеравшанского антиклинория девонско-каменноугольные преимущественно карбонатные отложения, развитые по его периферии, довольно сложный. Предположения о их замещении терригенными породами и выклинивании в этом направлении (Виноградов, 1964) вполне естественны. Принимая в принципе эти предположения, мы относим данную область также к областям развития неполных терригенных разрезов среднего палеозоя (см. рис. 2, 2). Фактически здесь пока известны только силурийские терригенные толщи, мощность которых уложится, по-видимому, в 2—2,5 тыс. м. Среди них главная роль принадлежит нижнесилурийским. Возможно, что близ осевой части Туркестанского хребта располагался наиболее ранний палеозойский прогиб, но катастрофическое уменьшение оценок мощностей силурийских отложений, идущее параллельно с повышением детальности исследований, заставляет с осторожностью относиться к такой гипотезе.

Кремнисто-карбонатно-терригенный или кремнисто-вулканогенно-терригенный тип сокращенных и неполных разрезов. Разрезы данного типа близки к разрезам

терригенного типа. Их разделение из-за взаимных переходов довольно условно. Главное отличие — появление в рассматриваемых разрезах девона, выраженного не терригенными, а кремнисто-карбонатно-терригенными фациями, иногда с участием вулканогенных образований.

Целесообразность их разделения может быть обоснована различиями в структурной позиции этих типов, выявленными в Юж. Фергане, где терригенный тип примыкает к ядерным частям антиклинорных структур, тогда как смешанный сокращенный (назовем его ташатинским) расположен дальше от них, как правило, между известняковыми массивами, на крыльях синклинорных форм. Такие разрезы можно наблюдать на крыльях Араванского, Охнинско-Талдыкского, Кальтабозского, Зинданского, Келематинского, Терекдаванского и Гульчинского синклинориев, хотя различия между ними могут быть довольно существенными.

Около кишл. Таш-Ата (Ошские горки) на граптолитовые сланцы силура (см. рис. 2, 3) налегают бурые кремнистые сланцы с прослойками глинистых сланцев, известняков и линзами эффузивов. В нижней части этой пачки Г. А. Каледа (1960) собирал брахиоподы лудлова и нижнего девона. Мощность пачки около 350 м. Выше залегает кремнисто-известняковая толща, в верхней половине которой В. Л. Клишевич обнаружил гониатиты и микрофауну нижнего карбона (намюр?). Указанный разрез располагается между известняковыми толщами среднего палеозоя, образующими массивы Чиль-Майрам и Чиль-Устун.

Подобный же разрез распространен в горах Караултау севернее Оша. Здесь на граптолитовых сланцах лежит пачка переслаивания кремнистых, глинистых сланцев и конгломератовидных известняков очень небольшой, всего около 100 м, мощности. По-видимому, в них Г. А. Каледа (1960) находил *Karpinskia conjugula* Tschern. Выше кремнистые сланцы уступают место слоистым известнякам с редкими прослойками сланцев (шаланская свита). В них часто встречаются намюрские гониатиты и фораминиферы.

В южном крыле Араванского синклинория кремнисто-терригенный разрез обнаружен севернее известняков Ялгиз-Арчи. У северного контакта этого массива обнажаются граптолитовые сланцы силура. На них согласно налегает кремнисто-сланцевая пачка около 170 м мощностью. Выше в кремнистых сланцах появляются прослойки известняков с гониатитами (С,п?). К северу от рудопроявления Араван кремнисто-сланцевая пачка увеличивается в мощности, в ней появляются прослойки известняков с криноидеями D_2 (?), прослойки диабазов и туфов.

В пределах Охнинско-Талдыкского синклинория сокращенные разрезы Pz_2 установлены пока между катранскими и охнинскими известняками. В основании их залегают углисто-глинистые и кремнистые сланцы силура с граптолитами. Стратиграфически выше располагается непостоянная пачка кремнистых сланцев неясного возраста (D?), еще выше — известняки и кремнистые сланцы шаланской свиты с гониатитами и микрофауной намюра. Такой разрез наблюдается у юго-восточной окраины кишл. Ошна, в сае Кен-Кол близ Кысыка, в верховьях Ташбулака (см. рис. 20), на пер. Шалан, у северо-восточной окраины гор Тамчи.

Вероятно, к рассматриваемому типу следует относить разрезы, расположенные между известняковыми массивами Лягьяна и Гулукана. В них между граптолитовыми сланцами силура и нижним карбоном залегает кремнисто-сланцевая пачка до 250 м мощностью. В этой пачке фаунистических остатков пока не обнаружено.

Присутствие кремнисто-карбонатно-терригенных сокращенных разрезов среднего палеозоя намечается также в верховьях Акбуры, в юж-

ном крыле Кальтабозского синклинория, где между известняково-кремнистой пачкой нижнего карбона и граптолитовыми сланцами залегают кремнистые сланцы пещаного возраста. Эти разрезы можно видеть в долинах Сарыкоя и Кальтабоза.

Сравнительно маломощная кремнисто-сланцевая пачка девона наблюдается между нижним карбоном и силуром в районе водораздела Турасу — Джиндысу (южное крыло Зиндаиского синклинория). Неполные и сокращенные разрезы периферических частей Келематинского синклинория (см. рис. 2, 8) несколько отличаются от вышеуказанных существенной ролью вулканогенных пород, образующих отдельную, локально распространенную пачку (айрыташскую свиту, D_{1-2}), сложенную порфиритами с линзами известняков. В пределах этого подтипа разрезов (назовем его сересуйским) нижний карбон довольно часто залегает непосредственно на силуре без угловых несогласий. Можно предполагать, что разрезы этого подтипа, кроме бассейна р. Сересу, развиты в верховьях р. Караколь и севернее, на периферии известняковых массивов Кызкуртанской антиклинали.

Неполный разрез среднего палеозоя, близкий к описанным выше, был установлен П. Д. Виноградовым, А. Е. Довжиковым и В. Р. Мартышевым на северном склоне Зеравшанского хребта, где на граптолитовые сланцы силура налегает кремнисто-известняковая, переходящая выше в терригенную толща каменноугольных пород. В. Д. Салтовская (1966) выделяет в этой толще (см. рис. 2, 4) две свиты: нижнюю — вашанскую, кремнисто-глинисто-известковистую, которую она относит к фораминиферам и гониатитам к намюру, и верхнюю — обизардскую, лежащую согласно и сложенную песчаниками, сланцами и конгломератами. В нижней и средней частях обизардской свиты присутствуют фораминиферы нижнемосковского подъяруса. Мощность каждой из этих свит (вероятно, преувеличенная) оценивается в 1000 м.

В Вост. Алае сокращенные и неполные разрезы периферических частей Терекдаванского синклинория прослеживаются из бассейна р. Калмакасу на северо-восток в бассейн Акбогуса, откуда протягиваются на восток к низовьям Казыков и далее к юго-востоку в бассейн р. Савоярды. К западу от Калмакасу они слагают предгорья южного склона Алая, район Дараут-Кургана и Текелика. Дальнейшее их распространение на запад, в сторону Зеравшанской долины, не прослежено. В пределах этой довольно протяженной зоны можно часто наблюдать непосредственное налегание нижнего карбона (визели намюра) на граптолитовые толщи силура, но еще чаще между ними присутствует известняково-терригенная азанская серия девонских отложений. Сводная колонка этого (азанского) подтипа сокращенных разрезов среднего палеозоя, по данным А. В. Яговкина (1969), будет включать (см. рис. 2, 5):

1 Серию граптолитовых сланцев силура около 1200 м мощностью. В ее составе можно различать бурусундинскую свиту глинистых и кремнистых сланцев (S_1), текеликскую глинисто-сланцевую (S_{1-2}) и темирджанскую известняково-сланцевую свиты (S_2).

2 Азанскую серию тентакулитовых сланцев и известняков от 0 до 800 м мощностью ($D_1 - D_{3fr}$). В ней присутствуют фишашковские известняково-глинистые сланцы, мергели, полимиктовые песчаники, кремнистые и углистые сланцы, слоистые известняки и изредка основные ифрунские и их туфы. Серия согласно налегает на граптолитовые сланцы.

3 Турнискую свиту сланцев и климениевых известняков до 100 м мощностью (D_{3fr}). Свита прослежена только на участке от р. Блеули до устья Урта-Казыка. Налегает на различные горизонты азанской серии.

4. Калмакасуйскую серию известняков с кремнями и кремнистых сланцев до 100—250 м мощностью (C_{1-2}). Обычно в разрезе серии можно выделить четыре пачки слоев. В основании — пачка немых кремнистых сланцев. Выше — известняки с кремнями и фораминиферами визе (?). Еще выше — гониатитовые известняки с кремнями (намюрский и нижняя часть башкирского яруса). Серия венчается обломочными известняками C_2m , с прослойками кремнистых и глинистых сланцев. Калмакасуйская серия налагает на различные более древние горизонты вплоть до граптолитовых сланцев силура, хотя заметных угловых несогласий в ее основании не обнаружено.

В последнее время начали появляться материалы, свидетельствующие о присутствии сокращенных разрезов, близких к калмакасуйскому, на крыльях Сурметашского синклиория. Так, в южном крыле Даудинского синклиория, на Урта-Чашме и в районе пер. Раут выявлена тентакулитовая терригенно-карбонатная маломощная пачка пород, залегающая между силуром и карбоном. В долине р. Кошкарчи (в районе кишл. Кан на Сохе) С. Н. Баногин в 1964 г. обнаружил под верхнепалеозойскими толщами маломощную пачку слоистых известняков намюра, а еще ниже — тентакулитовые сланцы девона. Неполные разрезы среднего палеозоя известны в долине р. Калай-Махмуд. В. И. Котельников намечал чешую маломощного тентакулитового девона в районе пер. Гаумыш. Л. В. Фомченко обнаружил на правом берегу Талдыка южного под верхним палеозоем маломощную пачку гониатитовых известняков намюра, а под ними — тентакулитовые сланцы девона. Подобные разрезы намечаются в долине Гульчи ниже Суфи-Кургана. В восточной части массива Алдыяр В. Б. Горянов и Л. В. Фомченко обнаружили под верхним палеозоем маломощный намюр, налегающий на граптолитовые сланцы силура. Площади распространения данных разрезов еще не совсем ясны. По-видимому, они развиты на крыльях и в краевых частях Сурметашской зоны.

Карбонатный тип сокращенных разрезов. Сравнительно непрерывные, но очень маломощные карбонатные разрезы среднего палеозоя не имеют широкого распространения в рассматриваемом районе. Они, по-видимому, располагались в узких зонах переходов от мощных карбонатных разрезов к разрезам неполным. Можно думать, что при последующих надвиговых дислокациях эти зоны были в значительной степени перекрыты или подняты и размыты.

Первое подробное описание сокращенного карбонатного разреза среднего палеозоя дано П. Д. Виноградовым и др. (1961). Ими изучены разрезы района Кштут-Урмитан, расположенного на левобережье р. Зеравшан. В долине Шишкат нижняя часть разреза (см. рис. 2, б) представлена песчано-глинистой граптолитовой серией, включающей ллан доверийские, венлокские (до 400 м) и нижнелудловские (около 220 м) отложения. В последних появляются прослойки известняков. Вверх по разрезу карбонатность пород верхнего лудлова (60 м) резко увеличивается. Девон представлен почти нацело карбонатной толщей мощностью всего около 250 м, в которой тем не менее установлены палеонтологически все ярусы этой системы. При этом в нижнем девоне отмечаются прослойки сланцев, средний девон в значительной части доломитовый. Выше, за разрывом, залегают известняки визе — намюра до 200 м мощностью.

По данным Н. С. Торшина (1967), в разрезе, расположенном недалеко от шишкатского, против кишл. Урмитан, уже наблюдаются некоторые изменения фациального состава, в частности появление значительных сланцевых прослоек в среднем девоне. В последнем разрезе В. Д. Салтовской (1966) установлено присутствие и турнейского яруса. Разрезы Кштут-Урмитанского района представляются пока уни-

кальными. Их западное продолжение можно, по данным М. М. Кухтикова, видеть в горах Чумкар-Тау, где 700-метровая толща известняков включает образования от лудлова до нижнемосковского подъяруса.

Нам представляется, что в Алайском хребте также имеются сокращенные известняковые разрезы среднего палеозоя, хотя еще плохо охарактеризованные фаунистически. Так, например, в среднем течении р. Аукул непрерывная (?) карбонатная толща, имеющая мощность около 220 м, в основании содержит фауну нижнего девона, а в кровле — намюрского яруса (см. рис. 2, 7).

Естественно, что в зонах переходов от полных карбонатных к неполным терригенным разрезам должны встречаться и неполные карбонатные разрезы. К их числу, по-видимому, можно отнести известняки гор Юж. Плавиковой и Восточной на Хайдаркане, «зузановские» известняки Чауая и Абшира и некоторые другие (Полярков, 1954; Поршняков, 1968). В указанных карбонатных разрезах скрыты перерывы в отложениях, приводящие к выпадению значительных их частей.

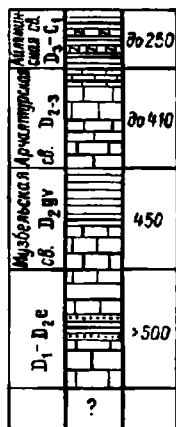
Итак, неполные и сокращенные разрезы среднего палеозоя имеют значительное в общем распространение в Юж. Тянь-Шане, хотя не везде еще выявлены. Выделяемые среди них формационные типы территориально и генетически довольно тесно связаны и в первичном виде, вероятно, переходили друг в друга.

Относительно полные разрезы. В этих разрезах собственно геосинклинального комплекса мощности среднего подъяруса, отвечающего времени максимальной дифференциации осадконакопления, довольно значительны и превышают обычно 1,5—2 тыс. м. Перерывы в отложениях отмечаются и в этих разрезах, но они в общем менее продолжительны, располагаются в разных прогибах на разных уровнях. Еще заметнее прогибы отличаются по времени наиболее интенсивного осадкообразования, т. е. по времени образования главных мощностей разреза, а также по началу восходящих движений и завершению периода собственно геосинклинального погружения. В принятой нами классификации относительно полные стратиграфические разрезы среднего палеозоя подразделяются на три возрастные группы: а) разрезы силурийско-девонских прогибов, б) разрезы ранне-среднедевонских (иногда девонских и раннекарбоновых) прогибов, в) разрезы позднедевонских (точнее, живетско-среднекарбоновых) прогибов.

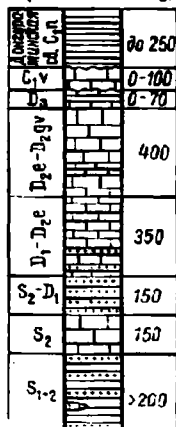
Разрезы силурийско-девонских прогибов (Зеравшано-Восточноалайского и Яссинского). К данной группе относятся разрезы Вост. Алая, Зеравшано-Гиссара и с некоторой условностью южной части Ферганского хребта (рис. 3). Главные мощности в этих разрезах принадлежат силурийским и ниже-среднедевонским отложениям. Хотя разрезы силурийско-девонских прогибов существенно различаются в различных районах или даже в пределах одного района, довольно ясно выступает преобладание одного, карбонатного, типа разрезов (арчалтурский и чимтаргинский подтипы).

Локальное распространение в Вост. Алае получил переходный, вулканогенно-карбонатный (туюзкаиндинский), тип разрезов. С некоторыми оговорками могут быть намечены вулканогенно-терригенные кокчетавский и терекдаванский подтипы разрезов. С метаморфизованной разрабатываемой последнюю, нам кажется, могут быть сопоставлены ягдыкские или верхнелушневатские гипотетические пока разрезы. Средний палеозой южной части Ферганского хребта, также еще плохо изученный, можно обособить в качестве карбонатно-терригенного (яссынского) типа разрезов. Приведем краткие характеристики перечисленных типов.

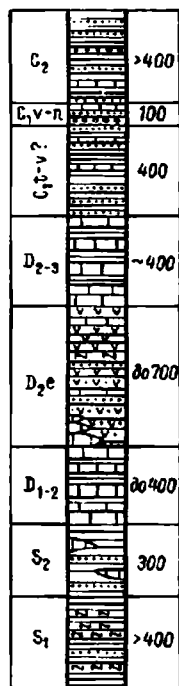
1. АРЧАЛТУРСКИЙ
(по А.В. Яговкину)



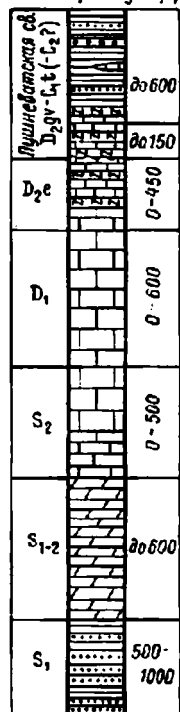
2. ТЕРЕКТАУСКИЙ
(по А.В. Яговкину)



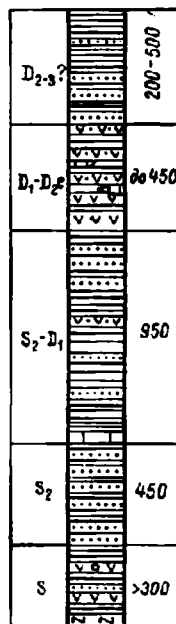
3. ТУЮЗКАИНДИНСКИЙ
(по А.В. Яговкину)



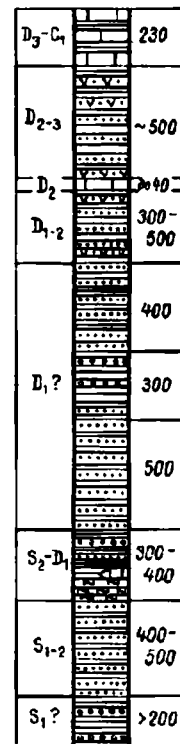
4. ЧИМТАРГИНСКИЙ
(по В.Р. Мартышеву,
Н.С. Торшину и др.)



5. КОКСУЙСКИЙ
(по А.В. Яговкину)



6. ТЕРЕКДАВАНСКИЙ
(по А.В. Яговкину)



7. ЯСИНСКИЙ
(по В.И. Демелю
и Е.И. Зубову)

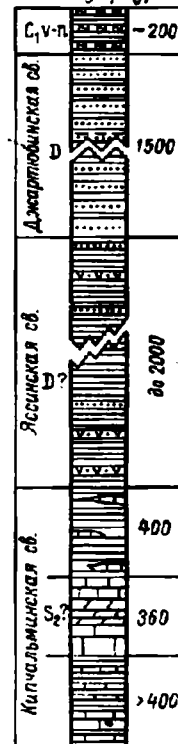


Рис. 3. Стратиграфические колонки типичных разрезов отложений силурийско-девонских прогибов

Арчалтурский подтип карбонатных разрезов среднего палеозоя (см. рис. 3, 1) развит на крыльях Терекдаванского синклинория. Нижней части этого разреза мы по существу не знаем, ибо известняки Арчалтура повсюду подсечены разрывными нарушениями, по которым они взброшены (?) на разрезы коксуйского подтипа. Наиболее древними породами известняковых массивов являются светло-серые известняки с брахиоподами нижнего девона. Мощность их неизвестна. Выше залегают серые рифогенные известняки с брахиоподами, кораллами и строматопорами нижнего девона и эйфеля. В средней их части встречаются прослойки песчаников и сланцев. Мощность около 250—350 м. На них налегают слоистые темно-серые известняки (иногда доломиты) с живетской фауной не менее 400 м мощностью. Еще выше расположены толстослоистые иногда оолитовые светлые известняки с примитивными фораминиферами верхнего девона (?) — не менее 350 м. Разрез венчает карбонатно-кремнисто-терригенная айляминская свита (D_3-C_1) до 250 м мощностью, в которой на одних участках найдены тештакулиты девона*, на других — фораминиферы нижнего карбона. На айляминскую свиту надвинуты песчаники терекдаванских разрезов.

Известняковые массивы гор Терек-Тау отличаются присутствием известковистых песчаников и известняков лудлова до 500 м мощностью в основании разреза, наличием визейских известняков в кровле и более широким развитием каменноугольных терригенных толщ, перекрывающих известняковые массивы (см. рис. 3, 2).

Довольно близки к арчалтурскому подтипу вулканогенно-карбонатные туюзкаиндинские разрезы среднего палеозоя (см. рис. 3, 3), развитые в бассейнах рек Туюз-Каинды, Куль-Каинды и Каинды-Булак. Здесь в известняковых толщах девона появляются прослои основных вулканических туфов, пачки глинистых сланцев и песчаников. По данным А. В. Яговкина, в туюзкаиндинских разрезах можно выделить:

1. Гралтолитовые сланцы силура.
2. Песчаники и сланцы с линзами известняков и редкими прослойками основных эффузивов (S_2) — до 300 м.
3. Карбонатно-терригенную толщу (D_{1-2}) до 400 м мощностью.
4. Эффузивно-осадочную толщу (D_{2e}), состоящую из известняков и доломитов с подчиненным количеством сланцев и основных эффузивов. Мощность до 700 м.
5. Терригенно-известняковую толщу (D_{2-3}) до 400 м мощностью.
6. Каиндыбулакскую свиту полимиктовых песчаников и сланцев от 0 до 400 м мощностью. По остаткам ругоз возраст свиты оценивается в пределах C_1t-v .
7. Кулькаиндинскую свиту конгломератов, известковистых песчаников, сланцев с фораминиферами $C_{1v2}-C_2$ — до 500 м.

Стратиграфия карбонатных разрезов чимтаргинского подтипа, развитого в пределах одноименного синклинория, описана В. Р. Маршалевым (1956). Здесь снизу вверх выделяются (см. рис. 3, 4):

1. Терригенная (сланцево-кварцитовая) толща нижнего силура (моксеватская свита), достигающая 500—1000 м мощности. Местами в ее составе появляются карбонатные породы с кораллами и брахиоподами.
2. Карбонатная, доломитово-известняковая толща переменной, достигающей местами 1,5—2 тыс. м мощности. В наиболее полных ее разрезах различают: а) темно-серые и черные тонкослоистые долами-

* По последним данным А. В. Яговкина, верхняя часть айляминской свиты с тештакулитами представляет тектоническую чешую, а нижняя имеет ранне-среднекаменноугольный возраст.

ты и доломитизированные известняки с амфипорами — до 600 м; б) более светлые толстослоистые «фолидофиллидовые» известняки — 400 м; в) серые массивные и слоистые известняки с брахиоподами кунжакского горизонта — до 100 м. Пачки а) — в) обычно объединяют в аргскую свиту и относят к верхнему силуру; г) светлые массивные известняки нижнего девона с горизонтами кораллово-брахиоподовых известняков (чимтаргинская свита) — до 600 м; д) серые слоистые известняки с тонкими прослоями черных кремней (магианская свита), содержат брахиоподы и кораллы эйфеля, местами живетского (?) яруса. Мощность не превышает 450 м. Общая мощность карбонатной толщи претерпевает существенные изменения как за счет неравномерного осадконакопления, так и за счет последующих местных размывов.

3. Преимущественно терригенная пушневатская свита. В ее составе различают: а) нижнепушневатскую подсвиту, состоящую из чередования темных кремнистых пород с глинистыми сланцами и известняками. Мощность обычно не превышает 150 м. Присутствуют остатки тентакулитов, брахиопод, кораллов среднего девона. Подсвита налегает на различные более древние породы вплоть до силурийских; б) верхнепушневатскую подсвиту темных глинистых сланцев и алевролитов с редкими прослойками полимиктовых песчаников, конгломератов и известняков. В различных ее горизонтах в линзах и глыбах известняков собрана различная фауна — от кораллов среднего девона до турнейских фораминифер. Обычно мощность верхнепушневатской подсвиты не превышает 500—600 м. Но наряду с темными сланцами и песчаниками нередко верхняя значительная часть терригенной толщи представлена зелеными хлоритовыми сланцами, песчаниками и измененными вулканогенными породами. Мощность этих (ягнобских) сланцев достигает 2000 м. В. Р. Мартышев считает, что зеленые сланцы замещают верхнюю часть пушневатской свиты, а местами и всю свиту и являются ее возрастными аналогами. Возраст свиты оценивался им в пределах от D_2gv до C_1t .

Но в настоящее время взгляды геологов на стратиграфию терригенных толщ (пушневатских и ягнобских) сильно разошлись. Особенно это касается ягнобских (анзобских) сланцев. Достаточно указать, что В. Н. Огнев считает их протерозойскими, В. Р. Мартышев — девонско-нижнекаменноугольными, М. М. Кухтиков — верхнепалеозойскими. При этом В. Н. Огнев опирается на их повышенный метаморфизм, В. Р. Мартышев указывает на их налегание на карбонатные толщи девона и на присутствие в них местами среднепалеозойской фауны, М. М. Кухтиков приводит случаи находок среднекаменноугольной фауны в верхнепушневатской подсвите и обращает внимание на налегание ее на нижнекаменноугольные известняки.

Опираясь на закономерности, выявленные в Алае для структур, аналогичных Чимтаргинскому синклинию, можно предположить, что зеленые сланцы («зеленый» пушневат или ягнобские сланцы) еще до образования чешуйчатых структур были надвинуты по почти согласным надвигам или надвигу на «черный» пушневат, срезая его местами полностью. Они в таком случае будут представлять особый тип разреза, образующий самостоятельный тектонический покров. В этот разрез могут входить различные горизонты палеозоя, в нижней его части могут присутствовать и более древние породы. При сопоставлении чимтаргинских разрезов с восточноалайскими в этом случае нижнепушневатская подсвита займет место, аналогичное нижней части айляминской свиты ($D_3 - C_1$), а зеленые сланцы и песчаники (ягнобские) будут соответствовать метаморфизованному терекдаванскому подтипу разреза.

Коксуйский подтип вулканогенно-терригенного среднего палеозоя, распространенный как в бассейне Коксу восточной, так и в верховьях Казыков, сложен толщей, состоящей из чередования пачек плотных песчаников, глинистых и углисто-глинистых сланцев, порфиритов и их туфов с редкими линзами известняков. Общая мощность этой толщи около 2600 м (см. рис. 3, 5). Лудловские граптолиты, собранные А. В. Яговкиным в верховьях Коксу, относятся к нижней, преимущественно песчанниковой, части этой толщи. В ней же присутствуют отдельные линзы известняков с лудловской фауной.

Верхняя часть толщи может быть названа эффузивно-сланцевой. Диабазы, порфириты, их туфы и туфобрекчии содержат линзы известняков с кораллами и брахиоподами нижнего — среднего девона. Они чередуются с углисто-глинистыми сланцами и пачками плотных песчаников. На возможное присутствие верхнего девона указывает находка мелких фораминифер в линзе известняка в низовьях р. Кульджа-Баши.

На вулканогенно-терригенные толщи Коксу надвинуты (?) известняки Арчалтура. Вопрос о их соотношениях пока окончательно не решен. Не исключено первично нормальное налегание арчалтурских известняков на сланцы и песчаники Коксу. Вместе с тем на известняках гор Терек-Тау местами сохранились экзотические массивы, сложенные песчаниками коксуйского подтипа. Возможно, мы имеем здесь дело со вздвоенными разрезами известнякового типа.

Вулканогенно-терригенный разрез, близкий к коксуйскому, развит, кроме того, на правобережье Кызылсу западнее Дараут-Кургана (Джекенды-Карамык), где он был установлен И. А. Марушкиным (1963).

Терекдаванский подтип вулканогенно-терригенных разрезов среднего палеозоя (см. рис. 3, б) занимает ядерную часть одноименного синклинория. Представляется возможным его присутствие в метаморфизованных толщах Каратегипа и бассейна р. Ягноб.

В Вост. Алае породы, слагающие этот подтип, относились ранее (Резвой, 1959; Марушкин, 1963) к верхней части арчалтурских разрезов. Их возраст оценивался либо как поздний девон, либо же как поздний палеозой. Находки ниже-среднекаменноугольной микрофауны в сланцах, непосредственно налегающих на известняки Арчалтура, и ниже-среднедевонских брахиопод и кораллов в более «высоких» горизонтах песчаников исключают нормальные контакты терекдаванских толщ с подстилающими породами.

В верховьях Терека (Суфикурганского) в основании рассматриваемого разреза залегает пачка глинистых сланцев, в которых В. И. Когельниковым были найдены органические остатки плохой сохранности, оцененные Т. Н. Корень как неопределимый остаток граптолита (силур). Силурийские трилобиты и наутилоиды были найдены в аналогичной позиции А. В. Яговкиным на водоразделе Терек-Музбель. Мощность силурийских песчаников и сланцев оценивается этим геологом цифрой порядка 700 м. Выше залегает толща до 1500 м мощностью, состоящая из олигомиктовых песчаников неясного возраста с растительным детритом и глинистых, иногда блестящих, зеленоватых сланцев. Еще выше залегает эффузивно-сланцевая пачка, включающая порфириты, их туфы, туфосланцы, глинистые сланцы и песчаники. Их мощность едва ли превышает 500 м. Фауны, кроме остатков тентакулитов и табулята девона в линзах-глыбах известняка, не обнаружено. Выше располагается пачка известняков и известняковых конглобрекчий с прослойками сланцев. В известняках, мощность которых не превышает 40 м, содержится довольно обильная фауна брахиопод и кораллов эфеля. На них налегает вулканогенно-терригенная толща до 500 м мощностью, а еще выше залегают известняки и сланцы (до 230 м). В известняках

на левом водоразделе Кульдамы обнаружены примитивные фораминиферы $D_3 - C_1$.

В осевой зоне Терекдаванского синклиория вулканогенно-терригенные толщи несколько метаморфизованы, превращены в хлоритовые или хлорито-серицитовые сланцы. Ягпобские зеленые сланцы, которые могут оказаться аналогами терекдаванских, с точки зрения возможности нахождения в них особого разреза еще не изучались. Геологи неизменно стремились поместить их целиком то выше, то ниже известняковых толщ.

Яссинский (кипчальминский) карбонатно-терригенный тип разрезов среднего палеозоя (см. рис. 3, 7) распространен в бассейнах рек Яссы, Каракульджа и Кугарт. Современные представления о нем базируются на работах В. И. Тихонова (1948), Е. И. Зубцова, В. Н. Огнева, А. Е. Довжикова и В. Д. Брежнева. В разрез входят (снизу вверх):

1. Кипчальминская свита мраморизованных известняков и сланцев мощностью более 1400 м. В ней выделяются три известняково-сланцевые и две разделяющие их известняковые пачки слоев. Верхняя часть свиты охарактеризована в долине р. Биргузы Е. И. Зубцовым лудловскими (верхнелудловскими?) кораллами и в Кипчальминском ущелье В. Д. Брежневым нижнелудловскими криноидеями. По нашим наблюдениям верхняя часть свиты в районе Кипчальмы отделена от нижней падвигом. В шлифе, взятом из средней сланцево-известняковой пачки, оказались нижедевонские (по заключению В. Л. Клишевича) тентакулиты. В коллекции же Г. Л. Бельговского по заключению Е. М. Андреевой содержатся образцы сланцев этой свиты с нижнепалеозойскими спорами. Вопрос о возрасте нижней части свиты неясен.

2. Яссинская свита зеленовато-серых хлоритизированных сланцев и расслацованных песчаников. Мощность 1,5—2 тыс. м.

3. Джартюбинская свита слабометаморфизованных мелкозернистых песчаников около 1,5 тыс. м мощностью. Обнаруженные В. Д. Брежневым остатки растений по заключению Н. М. Петросян позволяют относить последние две свиты к девону.

4. Джурукташская свита слонстых известняков, кремнистых и глинистых сланцев визе-намюрского (по Н. В. Иванову) возраста. Ее мощность достигает лишь первых сотен метров. Несогласия в основании не зафиксировано.

Породы, похожие на породы яссинской свиты, обнажаются на правом берегу верховьев р. Савоярды, по долине Та-та. Здесь в известковистых зеленовато-серых песчаниках встречаются растительные остатки и девонские (по заключению В. Л. Клишевича) тентакулиты.

Разрезы ранне-среднедевонских прогибов (Южно-Ферганского, Охинско-Талдыкского, Кальтабозского, Кульгеджелинского, Дукдонского). Наиболее интенсивное осадконакопление в данных прогибах приходится на ранний — средний девон. Точнее было бы сказать, что главные мощности разрезов накопились здесь за отрезок времени, начинающийся лудловом и заканчивающийся живетским веком. Но следует оговориться, что в ряде структур, расположенных в пределах перечисленных прогибов, сравнительно интенсивное осадкообразование продолжалось и в позднем девоне, а также в конце визейского века. Понятие «прогиб» в данном случае довольно условно.

Важной особенностью рассматриваемой группы разрезов является резкая формационная изменчивость их вкост простирания, что позволяет выделить целую серию формационных типов разрезов, имеющих, как правило, надвиговые соотношения:

1. Известняковые разрезы — чильмайрамский, ярунтузский, актурский подтипы.

2. Доломитово-известняковые — кульсджелинский, дукдонский, катрабашинский, чилустунский подтипы.

3. Вулканогенно-известняковые — баубашатинский, кызкурганский подтипы.

4. Вулканогенные — араванский, куровесский, киргизатинский, кальтабозский подтипы.

5. Вулканогенно-терригенные метаморфизованные — канский, майлисуйский подтипы.

Известняковый тип отложений (чильмайрамский, ярунтузский, актурский подтипы). Разрезы этого типа довольно разнообразны в отношении мощностей отдельных стратиграфических единиц и деталей их состава, что позволяет различать среди них несколько подтипов; но для всех них характерно трехчленное деление на подъярусы и резкое преобладание известняков в среднем подъярусе при полном отсутствии в нем терригенных пород.

На крыльях Араванского синклиория карбонатные разрезы образуют две пары массивов: внешних и внутренних. Внутренние массивы отличаются повышенной доломитовостью и рассматриваются в качестве доломитово-известнякового типа разрезов. Внешние же — почти целиком известняковые — образуют горы Ялгиз-Арча, Катар, Чиль-Майрам.

Довольно типичным является разрез массива Чиль-Майрам (рис. 4, 1), изучавшийся еще Д. И. Мушкетовым (1915), а позднее Б. П. Марковским, Г. А. Каледой (1960) и др. Здесь присутствуют:

1. Песчано-сланцевая граптолитовая толща — более 500 м.

2. Криноидные известняки лудлова — около 100 м.

3. Брахиоподовые известняки жединского яруса — 100 м.

4. Светлые, иногда розоватые, часто органогенные известняки кобленцкого яруса — около 200 м.

5. Светло-серые массивные известняки эйфеля — 250 м.

6. Известняки живетского яруса с гастроподами, амфипорами и брахиоподами — 300 м.

7. Серые слонстые известняки франского и нижней части фаменского яруса — от 0 до 300 м.

8. Светло-серые массивнослоистые известняки среднего визе — памюра. Ложатся со следами размыва, иногда прямо, на средний девон. Мощность около 500 м.

К чильмайрамскому подтипу могут быть отнесены известняковые массивы Урумбаша, расположенные в южном крыле Зинданского синклиория, где присутствует мощная толща известняков, в которой обнаружена лудловская, нижнедевонская, эйфельская и визейская фауна. Н. В. Иванов в кровле этих массивов установил, кроме того, известняково-кремнисто-сланцевую пачку визе — памюра.

На крыльях Охинско-Талдыкского синклиория известняковые разрезы среднего палеозоя представлены двумя подтипами: ярунтузским и актурским.

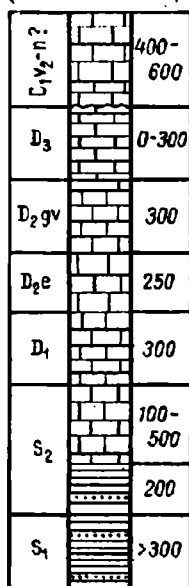
Разрезы ярунтузского подтипа (см. рис. 4, 2) изучались многими геологами (В. Н. Вебером, Б. П. Марковским, А. А. Волковой и др.). Последние данные получены В. Б. Горяновым (Горяновым и др., 1961). Здесь выделяются следующие стратиграфические единицы:

1. Граптолитовые сланцы силура, в основном нижнесилурийские.

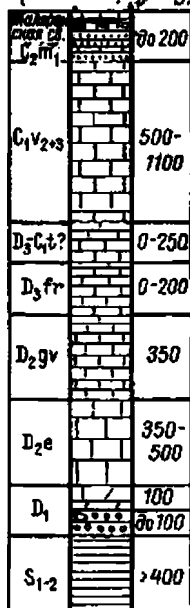
2. «Подакульские» темно-серые сланцы неясного, может быть верхнелудловского, возраста — от 0 до 100—150 м.

3. Аккульская свита конгломератов и известковистых песчаников (1₁) — до 100 м.

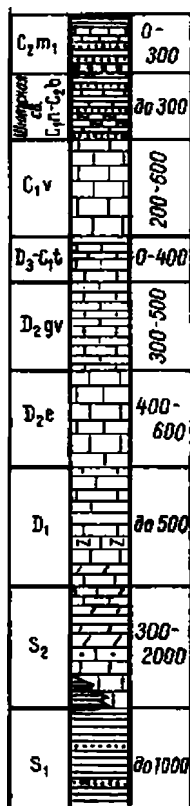
1. ЧИЛЬМАЙРАМСКИЙ
(по Г.А. Калее и др.)



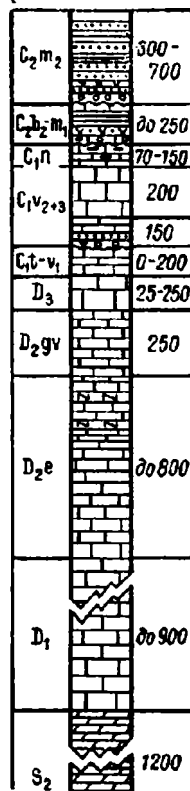
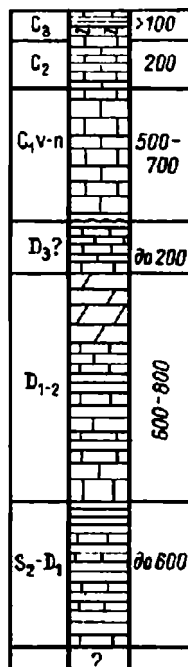
2. ЯУРУНТУЗСКИЙ
(по В.Б. Горюнову)



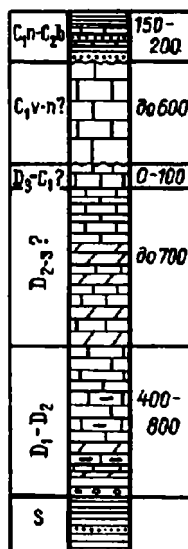
3. АКТУРСКИЙ



4. КУЛЬГЕДЖЕЛИНСКИЙ 5. ДУКДОНСКИЙ
(по В.Д. Саятовской и i)



6. КАТРАНБАШИНСКИЙ



7. ЧИЛЬБУСТУНСКИЙ

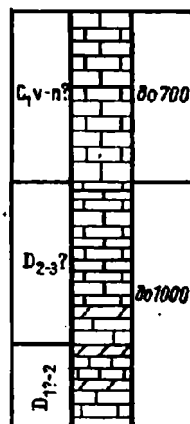


Рис. 4. Стратиграфические колонки типичных карбонатных разрезов отложений ран среднедевонских прогибов.

4. Мощная (около 1100 м) толща девонских известняков, в которой удается различить: а) сандаловую свиту криноидных известняков (D_1), часто замещающихся вторичными доломитами,—100 м; б) катранскую свиту массивных светло-серых органогенно-детритусовых известняков (D_{2e})—350 м; в) ярунтузскую свиту слоистых темно-серых и серых известняков (D_{2gv})—до 350 м; г) курчавайскую свиту тонкослоистых светло-серых афанитовых известняков (D_{3fg})—до 200 м; д) сангувалянскую свиту (D_3-C_1t) светлых известняков переменной мощности—от 0 до нескольких сотен метров.

5. Пумская свита конгломератовидных и афанитовых светло-серых грубослоистых известняков (C_1v_{2+3}) до 1100 м мощностью. Ложится с разрывом на разные свиты вплоть до ярунтузской.

6. Мальяранская свита известняков, песчаников и конгломератов, кремнистых и глинистых сланцев (C_2m_1). Ее мощность 150—200 м. Образует верхний (предкладчатый) подъярус ярунтузского разреза.

Разрез данного подтипа установлен пока только в хр. Катран-Ярунтуз. Более широкое развитие имеют известняковые разрезы актурского подтипа (см. рис. 4, 3). Кроме хр. Актур, они слагают массивы Лягляна, Алтынказыка, Ходжакеяна, Тамчи, Ишме-Тау, широко распространены в районах Матчай—Чемендык—Сулукта. Крупными составными частями разрезов являются:

1. Граптолитовые песчано-сланцевые толщи силура, включающие нижний силур и частично нижний лудлов. Мощность их изменчива, обычно не достигает 1000 м.

2. Известняковые толщи, достигающие местами 3000 м мощности. В основании их залегают лудловские известняки (матчайская свита), в которых выделяют дальянский, исфаринский и кунжакский горизонты. Последний теперь относят к нижнему девону. Мощности их резко изменчивы. Местами матчайская свита достигает 2000 м мощности. Выше залегают нижнедевонские известняки (до 500 м), содержащие иногда небольшие пачки кремнистых пород. Средний девон представлен известняками разнообразного состава. Мощности их составляют 700—1100 м. Верхний девон, также известняковый, обычно маломощен или даже отсутствует. Местами же (Чемендык) достигает 400 м мощности. Известняки турне встречаются очень редко, так как визейские известняки ложатся с разрывом иногда на средний девон или даже на матчайскую свиту. Мощности визейских известняков составляют обычно 200—400 м.

3. Терригенно-карбонатная пачка намюрско-башкирского возраста (шотская свита) мощностью до 300 м. В ее составе много гравелитов, алевролитов, кремнистых сланцев, известняков, изредка присутствуют основные эффузивы.

4. Песчано-конгломератовая пачка (C_2m_1). Распространена локально. Мощность не превышает 200—300 м.

Актурский подтип, как видно из изложенного, довольно близок к чильмайрамскому.

Доломитово-известняковый тип отложений (кульгеджелинский, дукдонский, катранбашинский, чильустунский подтипы). Этот тип отличается от известнякового несколько большим количеством первичных доломитов, приуроченных обычно к нижней части карбонатного комплекса.

К кульгеджелинскому подтипу (см. рис. 4, 4) мы относим мраморизованные известняки верховьев Ляйляка, массивов Зардале—Глумыш—Коксу, известняки и доломиты осевой части Алая, массивы мраморов правобережья Гульчи и Чаканташа. Объединение их в один подтип опирается в большей степени на близость структурных позиций,

чем на сходство самих разрезов, ибо эти последние изучены еще очень слабо.

В качестве наиболее древних пород рассматриваемых разрезов можно назвать слоистые известняки с лудловскими кораллами, залегающие в основании Зардалинского массива, а также известняки и доломиты лудлова, охарактеризованные фаунистически В. И. Котельниковым лудлова пер. Каук. По-видимому, они палеогали на граптолитовые песчаники силура, с которыми ныне контактируют тектонически.

Наличие нижнего девона доказывается нашими сборами остатков брахиопод и кораллов в известковистых песчаниках и черных слоистых доломитах до 300 м мощностью на южном склоне Алая и находкой А. П. Марковским *Karpinskia* sp. в известняках верховьев Ляйляка. Фауна среднего девона найдена во многих пунктах как в светло-серых, так и в темно-серых или даже черных известняках и доломитах. Их мощность не менее 600 м. Верхний девон доказан слабо, его мощность не превышает 100—200 м. В осевой части Алая девонские отложения подверглись сильной вторичной доломитизации (светлые немые доломиты). Турнейской фауны в рассматриваемых массивах пока не обнаружено. Редкие сборы визейских окаменелостей позволяют говорить о повсеместном распространении массивнослоистых визейских известняков и их мощностях, достигающих нескольких сотен метров.

В кровле известняковых массивов кульгеджелинского подтипа в ряде пунктов (истоки Ляйляка, Зардале, Гаумыш, Коксу, Дамджайляу, Кара-Кавак, устье Кулуна) обнаружены фораминиферы среднего карбона (C_2b — C_2m_1). Известняки перекрываются песчаниками и сланцами среднего карбона, местами же (несогласно) позднемосковскими или даже верхнекаменноугольными песчаниками и известняками (Чаканташ, Суфикурган). Общие мощности известняковых массивов кульгеджелинского подтипа достигают 1500 м и более. Главной особенностью, отличающей их от акгурских разрезов, следует считать появление черных слоистых доломитов в нижнем девоне.

Дукдонский (северогиссарский) подтип доломитово-известняковых разрезов (см. рис. 4, 5) изучался А. П. Марковским, В. Р. Мартышевым, А. В. Пейве, А. Д. Смирновым, А. Б. Коровкиным и А. С. Шадчиневым, В. Д. Салтовской и др.

По данным Н. С. Торшина (1967), самыми древними породами здесь являются лудловские среднеслоистые доломиты черного цвета с прослойками доломитизированных известняков. Их мощность 1200 м. Выше залегают серые и светло-серые массивные известняки нижнего девона до 900 м мощностью. Известняки эйфеля отличаются серым и темно-серым цветом, ясной слоистостью и содержанием прослоек кремней. Их мощность до 800 м. Живетские светло-серые известняки (до 250 м) похожи на эйфельские. Еще выше расположены массивные белые, реже розовато-белые известняки верхнего девона, мощность которых устанавливается в пределах 25—250 м. Без следов перерыва они переходят в известняки нижнего карбона (800—1000 м). Среди последних В. Д. Салтовской (1966) фаунистически доказано присутствие визе, намюра и нижней части среднего карбона. Терригенные толщи, перекрывающие известняки, Салтовская относит по фораминиферам к верхнемосковскому подъярису. Их мощность 300—700 м.

Толща черных слоистых доломитов, лежащая в основании карбонатных массивов Дукдона, делает их похожими на известняково-доломитовые разрезы алайского типа, отличающиеся возрастом доломитовой серии и большим ее удельным весом в разрезе. Похожа на алайские разрезы и каменноугольная часть дукдонских толщ. Сходны их структурные позиции. Возможно, было бы правильнее относить дукдонский подтип к известняково-доломитовым разрезам, и только ог-

ромные мощности известняков девона и нижнего карбона заставляют нас рассматривать их в пределах доломитово-известнякового типа.

Катранбашинский подтип (см. рис. 4, б) выделяется в Охнинско-Талдыкском синклинории, слагая внутренние карбонатные массивы, расположенные близ его осевой зоны. К их числу принадлежат разрезы Охны, Катранбаши, Акшатыла, северной части сулюктинских и кокчетауских массивов. Их изучением в последнее время занимались В. Б. Горянов, Л. Н. Кугураков, В. И. Котельников, Г. С. Бискэ и др. Разрез этого подтипа содержит:

1. Граптолитовые сланцы и песчаники силура.

2. Доломиты с прослоями мергелей, иногда с конгломератом в основании. Местами среди них появляются известняки. Пачка достигает 400—800 м мощности. В 1965 г. В. И. Котельников обнаружил в ней амфиоры нижнего девона (заключение В. М. Захаровой).

3. Известняки с прослоями доломитов, переходящие вверх по разрезу в амфиоровые известняки с разнообразной фауной живецкого яруса. Встречаются линзы и гнезда бокситов. Мощность до 700 м.

4. Оолитовые массивнослоистые известняки с фораминиферами верхнего девона — турне (?). Отмечены гнезда бокситов. Мощность изменчива — 0—100 м.

5. Массивнослоистые светло-серые иногда оолитовые известняки визе—намюра до 500 м мощностью. Ложатся на разные более древние горизонты.

6. Гравелиты, глинистые и кремнистые сланцы с прослойками известняков намюрско-башкирского возраста (шютская свита). Мощность до 150—200 м.

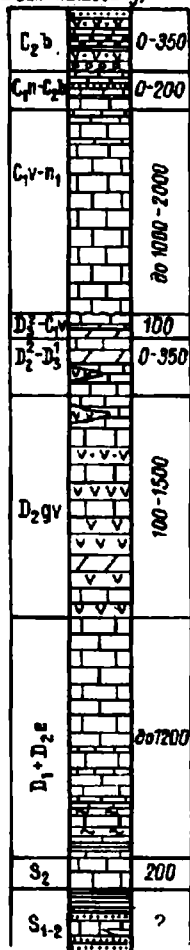
Чильустунский подтип разрезов среднего палеозоя (см. рис. 4, 7) близок к вышеописанному. Здесь не вполне ясен вопрос о мощности нижнего девона, ибо в подошве массива имеется тектонический разрыв, в зоне которого Г. А. Каледа (1960) указывает на присутствие тектонического блока известняков с фауной нижнего девона. Главную часть разреза Чиль-Устун образуют массивнослоистые серые известняки и доломиты среднего девона, переходящие выше в оолитовые светло-серые известняки среднего — верхнего девона. Общая мощность около 1000 м. Фауны в этих породах мало. В вышележащих массивных светло-серых известняках нижнего карбона установлено присутствие пород визе и намюра. Их мощность до 700 м.

Вулканогенно-известняковый тип отложений (баубашатинский и кызжурганский подтипы). Карбонатные разрезы Баубашатинского горного узла отличаются от таковых Юж. Ферганы и Алая присутствием довольно значительного количества прослоев эффузивов среднего, реже основного, состава. По наблюдениям В. Н. Огнева роль вулканогенных пород при этом возрастает в направлении к ядерным частям синклиналильных структур.

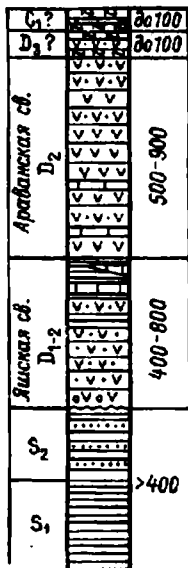
По данным В. Н. Огнева, Л. И. Турбина и с учетом последних материалов Г. С. Бискэ и др., в сводном разрезе подтипа выделяются (см. рис. 5, 1):

1. Терригенная толща бассейна Караункура. Нижняя ее часть (не менее 1000 м) сложена песчаниками (шалдыракскими или кумышсуйскими), верхняя — преимущественно сланцами с лландоверийскими, но заключению Р. Е. Риненберг, граптолитами. Поскольку ниже песчаников залегают пестрые сланцы и известняки с лудловскими брахиоподами, а может быть, и более молодые породы, следует думать, что терригенная толща сорвана и надвинута на нижележащие породы. До находок граптолитов вся толща относилась к лудлову.

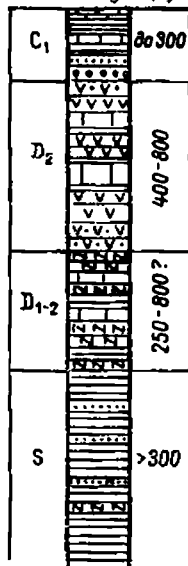
1. БАУБАШАТИНСКИЙ
(по В.Н. Деневу, Л.М. Турбину и В.Л. Клишвичу)



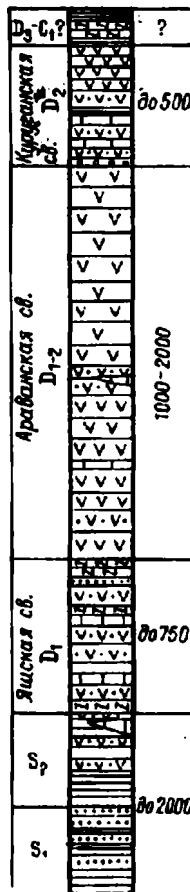
2. АРАВАНСКИЙ



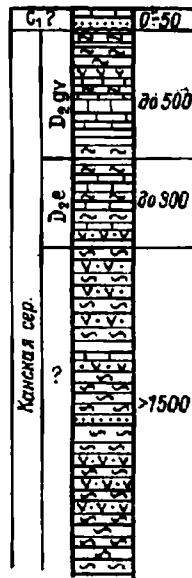
3. КУРОВЕССКИЙ
(по Т.А. Додоновой, Н.В. Иванову и др.)



4. КИРГИЗАТЯНСКИЙ



5. КАНСКИЙ



6. МАЙЛИСУЙСКИЙ
(по В.Н. Деневу, Л.М. Турбину и др.)

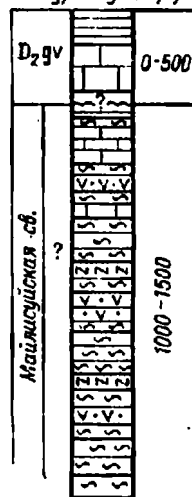


Рис. 5. Стратиграфические колонки типичных вулканогенно-осадочных разрезов отложений ранне-среднедевонских прогибов.

2. Массивные испатауские известняки с пентамеридами (S_2-D_1). Мощность до 200 м. В основании также отмечены следы тектонического скольжения.

3. Аккурганская свита (D_1+D_2e) известняков до 1200 м мощностью. Нижняя ее половина сложена тонкослоистыми темными известняками с прослойками кремнистых сланцев, верхняя — массивными светлыми известняками.

4. Босоготашская свита эффузивов средней основности (D_2gv). Обычно содержит линзы известняков с живетской фауной, но часто замещается известняками или сильно раздувается в мощности, достигая 1500 м.

5. Тегерекская свита слоистых известняков и доломитов до 300 м мощностью (D_2gv-D_3).

6. Непостоянная пачка алашсайских известняков с кремнями (D_3fm-C_1t) до 100 м мощностью.

7. Керейская свита (C_1v-n) массивнослоистых, иногда конгломератовидных, часто оолитовых известняков до 1000 м мощностью.

8. Арсланбобские слоистые известняки с прослойками кремнистых и глинистых сланцев (C_1n-C_2b). Содержат нижнебашкирские гоииати-ты и фораминиферы. Мощность 0—200 м.

9. Конуртубинская свита (C_2b) песчаников, гравелитов, конгломератов до 300—350 м мощностью. Местами возможно присутствие эффузивов и кремнистых сланцев. Ранее к этой свите ошибочно относились надвинутые на нее толщи силура.

Главным отличием кызкурганского подтипа вулканогенно-известняковых разрезов является заметное увеличение роли вулканогенных толщ, включающих, по-видимому, не только весь средний девон, но и существенную часть нижнего.

Предположительно к разрезам этого же типа мы относим известняковые разрезы левобережья Карасу западной, где в долине р. Чат установлены аналоги керейской и арсланбобской свит.

Вулканогенный тип отложений (араванский, куровесский, киргизатинский, кальтабозский подтипы). Разрезы среднего палеозоя, в которых главная роль принадлежит вулканогенным образованиям, занимают в герцинских структурах позицию, близкую к осевым зонам синклинориев. Для стратиграфов они представляют трудные объекты, и, естественно, их современную изученность нельзя назвать высокой. Поэтому рассматриваемые здесь разновидности вулканогенных разрезов выделяются по принадлежности их к различным структурам синклинорного типа; черты различий и сходства между ними не могут быть проанализированы с желаемой полнотой.

Араванский подтип вулканогенного типа занимает срединную часть одноименного синклинория. В его разрезе выделяются (см. рис. 5, 2):

1. Граптолитовые песчаники и сланцы нижнего лудлова. Неполная их мощность достигает 400 м.

2. Преимущественно туфовая яшская свита, содержащая прослойки диабазов, кремнистых сланцев, а в верхней части линзы известняков с фауной нижнего девона и эйфеля. Мощность 400—800 м.

3. Преимущественно лавовая араванская свита (D_2) до 1000 м мощностью. Она сложена в основном диабазами и порфиритами, реже гуфами того же состава. В верхних ее горизонтах, по данным В. Л. Клишевича, присутствуют примитивные фораминиферы верхнего (?) девона.

4. Кремнистые сланцы с прослойками известняков, в которых В. Л. Клишевичем обнаружены визейские фораминиферы. Мощность — первые десятки метров.

Вулканогенные толщи араванского подтипа, кроме долины р. Араван, обнажаются также в хребтике Кызыл-Кунгей и в районе Учкурган — Ходжагаир, где достигают больших мощностей, чем на Араване. Интересна находка В. Л. Клишевичем в туфах самой верхней части вулканогенных толщ Ходжагаира гониатитов, напоминающих, как полагает А. В. Яговкин, нижнекаменноугольные формы.

В разрезах куровесского подтипа, сильно осложненного разрывами, по данным Т. А. Додоновой и Н. В. Иванова, наблюдаются (см. рис. 5, 3):

1. Граптолитовые сланцы силура — до 1000 м.

2. Известняково-кремнисто-сланцевая пачка, содержащая фауну эйфеля, — до 800 м.

3. Мощная толща эффузивов с прослойками известняков, в которых найдена живетская фауна, — около 800 м.

4. Конгломераты, сланцы и известняки нижнего карбона — до 300 м.

Можно предполагать, что эффузивы бассейна р. Куровес, протягиваясь по простиранию к юго-западу, достигают Юж. Аламышика, где они были обнаружены буровыми работами, и далее следуют под мощными толщами адырных накоплений в сторону района распространения эффузивов Аравана.

Киргизатинский подтип вулканогенных разрезов среднего палеозоя (см. рис. 5, 4) распространен в осевой зоне Охнинско-Талдыкского синклинория. В сводном разрезе здесь выделяются:

1. Песчанико-сланцевая граптолитовая толща силура. Неполная ее мощность достигает 2000 м. Толща расчленяется на три свиты: сюетскую сланцевую (S_1), архакаринскую песчаниковую (S_{1-2}) и пульгонскую сланцевую (S_2). Верхняя часть последней, или даже вся свита, замещается эффузивами. Местами (р. Чиле) эффузивы включают линзовидные тела известняков лудлова.

2. Вулканогенно-осадочная яшская свита (D_1), состоящая из чередующихся порфиритов, диабазов, их туфов, кремнистых сланцев, туфоконгломератов. Встречаются линзы известняков. Мощность местами достигает 750 м.

3. Премущественно лавовая араванская свита (D_{1-2}), достигающая 1500--2000 м. Значительную роль в ее разрезах играют шаровые лавы.

4. Вулканогенно-осадочная куруганская свита (D_{2-3}) около 500 м мощности. В основании свиты местами отмечается горизонт конгломератов, выше следуют кораллово-брахиоподовые известняки, переслаивающиеся с туфами, еще выше — темно-зеленые и красно-бурые порфириты и их туфы с редкими линзами осадочных пород.

В самой верхней части вулканогенных толщ Талдыкского синклинория В. И. Котельников выделил известняково-кремнистую пачку с фораминиферами нижнего карбона.

Кальтабозский подтип вулканогенных разрезов среднего палеозоя изучен очень слабо. В долинах левых притоков р. Чалкуйрюк установлено присутствие вулканогенно-осадочной, иногда существенно кремнисто-сланцевой, толщи. В ней выделяется горизонт известняков до 100 м мощностью, содержащий эйфельскую фауну. В осыпях из верхней части толщи найдены обломки известняков с фораминиферами S_1 . Общая мощность вулканогенно-осадочных толщ этого района может достигать 2000 м.

Вулканогенно-терригенный метаморфизованный тип отложений (канский, майлисуйский подтипы). С толщами зеленых сланцев, залегающими в ядре наиболее погруженных участков Охнинско-Талдыкского синклинория, а также в зоне Южно-Ферганского разлома (синклинорной?), связана масса нерешенных проблем. Серьезные разногласия

имеются по вопросам возраста этих сланцев, времени их метаморфизма, структурной позиции.

При обсуждении указанных вопросов обычно выделяются две точки зрения: 1) зеленые сланцы — древние породы, отложившиеся в предшествовавший тектонический цикл; возраст их метаморфизма более древний, чем возраст окружающих слабоизмененных пород; 2) зеленые сланцы — образования того же цикла, что и окружающие породы, их метаморфизм связан с интенсивными движениями и повышенной проницаемостью отдельных узких тектонических зон.

Применительно к зеленым сланцам Алая, получившим название канской свиты или серии (см. рис. 5, 5), первая точка зрения была высказана Н. М. Синицыным (1949, 1960). В настоящее время она энергично поддерживается В. Н. Огневим.

Вторая точка зрения получила широкое распространение после находок Л. П. Копаевичем, Г. А. Каледой и др. в пределах выходов канской серии фауны живетского яруса среднего девона. Она нашла отражение в работах Д. П. Резвого (1959 и др.), Г. А. Каледы (1960) и частично наших.

Среди сторонников относительной молодости пород канской серии наметились, в свою очередь, разногласия. Одни (Д. П. Резвой, Г. А. Каледы, М. Г. Жариков и др.) считают, что зеленые сланцы налегают нормально на ниже-среднедевонские эффузивы и что вся канская серия имеет более молодой живетский возраст. После находок ниже-каменноугольной фауны в верхней части пород, подстилающих канскую серию и аналогичные ей маджерумские (Сев. Нуратау) и майлисуйские (Сев.-Вост. Фергана) сланцы, некоторые геологи (А. Е. Довжиков, К. К. Пятков, М. А. Посохова, Г. В. Иванов) стали относить все эти сланцы или их часть даже к карбону, другие (В. Л. Клишевич, Г. С. Поршняков и др.) оценивают контакты зеленых сланцев с лежащими ниже породами как надвиговые, а канскую серию рассматривают в качестве самостоятельного типа разрезов палеозоя, допуская присутствие в ее нижних частях и более древних образований.

В пределах зоны Южно-Ферганского разлома зеленые сланцы обнажаются в районе Кана, в Кызыл-Кунгее, в восточном Карачатыре, в бассейне Тогузбулака и в районе Майлису — Карасу.

В районе Кана метаморфизованные породы, прорванные многочисленными телами серпентинитов, залегают чаще всего в виде более или менее крупных ксенолитов с очень сложной внутренней структурой. Восстановление первичных соотношений пород затруднительно. Кроме значительных толщ зеленых сланцев, включающих серицитохлоритовые, хлоритовые, кварцево-хлоритовые и альбитово-амфиболовые породы, здесь присутствуют довольно крупные (мощностью несколько десятков метров) линзовидные тела массивных и слоистых известняков с брахиоподами и кораллами среднего девона, ксенолиты сланцев и известняков с гониатитами верхнего визе и нижнего намюра (?). Насколько нам с А. Д. Мижлухо-Маклаем удалось разобраться в их соотношениях, известняки среднего девона залегают в верхней части зеленых сланцев, хотя и содержат местами в основании небольшой горизонт конглобрекчий. Конгломераты и брекчии нижнего карбона (намюра) ложатся с резким угловым несогласием и содержат много обломков каюких сланцев. Можно думать, что процессы метаморфизма здесь продолжались после среднего девона, что не исключает, конечно, и более ранних их проявлений. Во второй половине (?) намюра канские уже метаморфизованные сланцы подвергались размыву.

В районе Кызыл-Кия—Кызыл-Кунгей зеленые сланцы не имеют нормальных контактов с окружающими породами и не содержат фаунистических остатков.

В восточном Карачатыре, на крыльях и погружении Копурбашинской антиклизали, над эффузивными толщами нижнего—среднего девона располагается сравнительно маломощная (до нескольких сотен метров) пачка бледно-зеленых сланцев с прослойками известняков и вулканических туфов. В известняках присутствуют живетские кораллы. Контакт с нижележащими эффузивами во многих местах производит впечатление согласного, хотя и очень резкого (материалы М. Г. Жарикова). Нам представляется, что здесь все же может быть скрыт надвиг пластового типа и что здесь присутствует лишь верхняя часть канской серии, сравнительно слабо метаморфизованная. Сильнее измененная ее часть обнажается севернее, у южной окраины кишл. Араван. В пользу надвиговых соотношений этих пород говорят также находки В. Л. Клишевичем фораминифер D_3 (?) и C_1 в верхней части вулканогенных толщ на Араване и южнее Оша. Зеленые сланцы в восточном Карачатыре несогласно перекрываются башкирскими и более молодыми отложениями.

Сходную структурную позицию в ядре Зинданского синклинория занимают также метаморфические сланцы тогузбулакской свиты (Сев.-Вост. Фергана), которые, по данным Т. А. Додоновой, не имеют нормальных контактов со среднепалеозойскими породами.

В районе Майлису — Карасу под верхним палеозоем Келематинского синклинория залегают метаморфические толщи до 1500 м мощностью, называемые майлисуйской свитой (см. рис. 5, 6). Позиция их тождественна позиции канской серии Юж. Ферганы. По предположению В. Н. Огнева возраст пород этой толщи докембрийский, по А. Е. Довжикову — нижнепалеозойский, а по Л. И. Турбину — верхнесилурийский. По данным Л. И. Турбина, в разрезе свиты присутствуют альбито-актинолитовые, эпидото-хлоритовые, серицито-кремнистые сланцы, а также эффузивы и их туфы, кремнистые сланцы, крупные линзы серых мраморизованных известняков, из которых он указывает амфиболы и кораллы плохой сохранности. Свита перекрыта со следами несогласия известняками живетского яруса. Нам удавалось находить в перекрывающих (?) слабоизмененных породах и раннедевонско-эйфельскую фауну.

В ядре Охнинско-Талдыкского синклинория зеленые сланцы канской серии присутствуют лишь к востоку от долины р. Киргиз-Ата, протягиваясь отсюда до Алдыяра — Намаздека или даже до массива Суганды. Находки живетской фауны, главным образом кораллов и амфиболы, в линзах и прослойках известняков в пределах этой толщи довольно обычны. Все они относятся к верхней части толщи зеленых сланцев. В. Б. Горянов в Алдыяре выделяет верхнедевонскую или даже верхнедевонско-нижнекаменноугольную пачку хлоритовых сланцев и песчаников, образующих самую верхнюю часть разреза толщи.

В этом же районе А. В. Яговкин обнаружил эйфельскую (?) фауну брахиопод и кораллов в толще, выделенной им под названием каиндинской свиты и состоящей из переслаивающихся мраморизованных известняков, хлоритизированных туфов и песчаников. Позднее В. Б. Горянов установил лудловский возраст нижней части каиндинской свиты.

Таким образом получается, что канская серия восточной части Охнинско-Талдыкского синклинория распадается на:

1. Толщу зеленых сланцев (серицито-хлоритовых, кварцево-хлоритовых, кварцево-актинолитовых), фаунистически пока не охарактеризованную. Ее мощность до 1500 м. Подошва неизвестна. За ней, нам кажется, можно было бы оставить название канской свиты.

2. Толщу сложнопереслаивающихся осадочных и вулканогенных пород, подвергшихся слабой хлоритизации (каиндинская свита). В этой

толще фаунистически, правда не в едином разрезе, установлено присутствие лудловского, эйфельского (?), живетского ярусов и верхнего девона. Углового несогласия в основании этой толщи не обнаружено. Мощность ее достигает 500 м.

3. Известняки турнейского яруса, выделенные В. Л. Клишевичем и лежащие несогласно. Мощность — первые десятки метров.

Соотношения канской и каиндинской свит остаются не вполне ясными. Нам представляется, что в южном крыле Талдыкского синклинария мог существовать надвиг канских сланцев к югу на каиндинскую свиту с последующим опрокидыванием обеих свит к северу.

Вопрос о возрасте основной массы канской серии остается открытым. Если верны наблюдения Клишевича, то она должна быть древнее эйфельского или даже лудловского яруса. Почти то же самое можно сказать и о майлисуйской свите — она древнее нижнего девона. Трудно установить, насколько древнее. Обращает на себя внимание тот факт, что в основании каиндинской свиты и ее аналогов не наблюдается угловых несогласий, что заведомо девонская часть разреза также несколько отличается здесь от окружающих пород повышенным метаморфизмом, что нигде не обнаружено трансгрессивного налегания на зеленые сланцы нижнего силура или нижнего палеозоя, что верхнепалеозойские толщи чаще всего залегают именно на канской серии и ее аналогах. У нас пока еще нет достаточных оснований для того, чтобы выделять канскую серию из палеозойского комплекса пород.

Этому выводу не противоречат данные определений абсолютного возраста, выполненные калий-аргоновым методом в Ленинградском радиовом институте по образцам, взятым М. Г. Жариковым и нами в восточном Карачатыре и Кызыл-Кунгее. Из восьми проанализированных образцов в двух не оказалось калия, в остальных шести соотношения аргона и калия позволили заключить, что их возраст (возраст метаморфизма?) составляет 270, 285, 310, 360, 365 и 388 млн. лет.

Интересно, что абсолютный возраст ягнобских сланцев, полученный по образцам, взятым В. Н. Швановым и Б. А. Трифоновым (370—390 млн. лет), довольно близок к цифрам, определенным для канской серии.

Разрезы позднедевонских прогибов (Каузанского, Андыгенско-Кичикалайского и окраинной части Средне-Тяньшаньского). В данную группу объединены разрезы, характеризующиеся большими мощностями отложений живетского яруса и верхнего девона. Значительных мощностей в этих разрезах достигают и нижекарбоновые отложения, что позволяет называть их также разрезами живетско-раннекарбоновых прогибов. Фациальная изменчивость отложений данной группы очень незначительна.

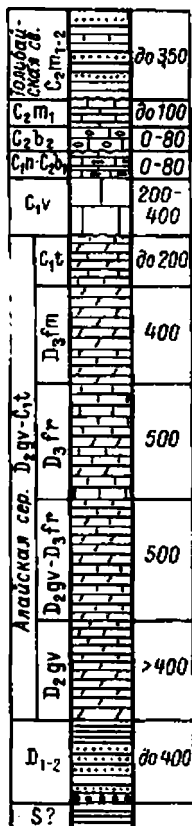
Среди разрезов позднедевонских прогибов можно наметить всего два формационных типа: известняково-доломитовый, или алайский, развитый в пределах Каузанского и Андыгенско-Кичикалайского прогибов, и терригенно-известняково-доломитовый, или чаткальский, занимающий большие площади на юге Чаткальского хребта, в Кураминском хребте и образующий сравнительно небольшие выходы в Юго-Вост. Фергане.

Алайский известняково-доломитовый тип отложений среднего палеозоя слагает гряды Арпалык — Каузан с ее структурными продолжениями, автохтонную часть хайдарканских структур, хребты Андыген — Алтынбешик, горы Терсей, занимает большие площади в верховьях Шихмардана, Исфайрама, Киргиз-Аты, образует Сарычашминский покров и в несколько измененном виде слагает горы Акташ в бассейне Оксу. Наиболее характерная для этого типа разрезов формация

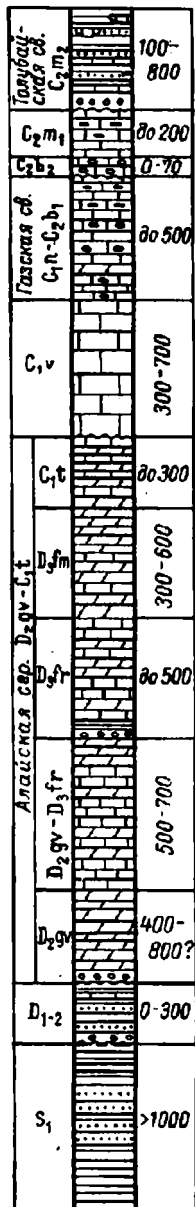
темных слоистых доломитов и известняков живетского — турнейского ярусов присутствует также и западнее, на правобережье Санзара.

В разрезах алайского известняково-доломитового типа наблюдаются следующие стратиграфические единицы (рис. 6, 1, 2):

1. КАУЗАНСКИЙ



2. АНДЫГЕНСКО-КИЧИКАЛАЙСКИЙ



3. КАРАТАУ-ГУЗАНСКИЙ

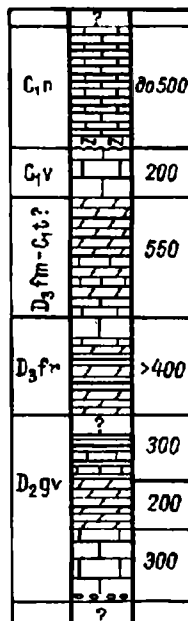


Рис. 6. Стратиграфические колонки типичных разрезов отложений позднедевонских прогибов.

1. Толща граптолитовых сланцев и песчаников лландовери — венлока и лишь местами, по-видимому, лудлова. Неполная мощность до 1000 м.

2. Алмалыкская свита (D_{1-2}) — темные алевролиты, полимиктовые песчаники и гравелиты. Ложится на силур со следами размыва. Мощность до 400 м.

3. Алайская серия слоистых темных доломитов и известняков ($D_{2gv} - C_{1t}$). Местами достигает 2,5—3 км мощности. Иногда содержит в основании пачку конгломератов и ложится на силур с угловым несогласием. При детальном съеме расчленена на ряд свит (Горянов и др., 1961): а) арпалыкскую свиту черных и серых амфиловых доломитов (D_{2gv}) до 800 м мощностью; б) боордишскую свиту доломитов, переслаивающихся с известняками и содержащих фауну однообразных амфилов и брахиопод ($D_{2gv} - D_{3fg}$), мощностью 500 м и более; в) адыракоусскую свиту слоистых известняков и доломитизированных известняков с фораминиферами, амфилоами, спириферидами (D_{3fg}). Иногда в основании свиты присутствует горизонт конгломератов с кремневой и кварцевой галькой. Мощность до 500 м; г) кштутскую свиту темных и светлых доломитов с редкими скоплениями спириферид (D_{3ft}) мощностью до 600 м; д) карадаванскую свиту темных известняков и доломитов с фораминиферами и, очень редко, брахиоподами турнейского яруса мощностью до 300 м.

4. Массивные светлые известняки виле (пешкаутская свита) до 700 м (обычно 300—400 м). Ложатся на более древние породы со следами размыва.

5. Газская свита тонкослоистых темных известняков с кремнями ($C_{1p} - C_{2b_1}$). Содержит фораминиферы и брахиоподы, очень редко гошпийиты. Мощность до 500 м, обычно 100—200 м.

6. Туюкдангинская свита пятнистых и конгломератовидных известняков (C_{2b_2}) с линзами феррилитов и аллитов. Мощность изменчива — от 0 до 80 м.

7. Пыркафская свита слоистых фузулиновых известняков (C_{2m_1}). Иногда содержит прослойки кремней. Мощность до 200 м.

8. Толубайская свита известковистых песчаников с прослойками сланцев и конгломератов ($C_{2m_{1-2}}$). Мощность изменчива — от 50 до 300 м и более. Стратиграфический объем непостоянный. В кровле свиты обычно выделяется горизонт массивного известняка («зузановского»), позиция которого в разрезе неясна. Вероятно, он представляет самостоятельную тектоническую чешую.

В последнее время стали появляться материалы о возрастном скольжении границ трех последних свит; эти свиты омолаживаются с востока на запад и с севера на юг.

Чаткальский терригенно-известняково-доломитовый тип разрезов среднего палеозоя развит в основном за пределами района. В Юго-Зап. Фергане, в горах Каратау, Гузан, Кок-Тепе, Курганташ обнажаются лишь фрагменты разреза, по которым можно наметить такую последовательность залегания пород (см. рис. 6, 3):

1. Известняки живетского яруса с горизонтом конгломерата в основании (?) — 300 м.

2. Темные слоистые сильно лимонитизированные доломиты — 200—250 м.

3. Глинистые сланцы кровли Курганташского массива с горизонтом коралловых известняков — 300 м.

4. Амфиловых доломиты и известняки живетского — франского ярусов, переслаивающиеся с пачками песчано-глинистых сланцев (горы Гузан), — до 400 м.

5. Слоистые темные доломиты и известняки Каратау, содержащие в нижней части фаменские брахиоподы, — 500 м.

6. Турнейские слоистые известняки с кремнями — 50 м.

7. Визейские светлые массивпослонстые известняки Кок-Тепе — 200 м.

8. Тонкослойные намюрские известняки Кок-Тепе — до 500 м.

Соотношения с нижнемосковскими отложениями не установлены. Верхнемосковские ложатся с резким угловым несогласием.

Изложенные материалы показывают, что в Юж. Тянь-Шане на собственно геосинклинальном этапе развития формируются два типа внутригеосинклинальных прогибов, разделенных зонами неполных разрезов: с одной стороны, прогибы вулканогенные, более ранние, характеризующиеся резкой изменчивостью разрезов, с другой стороны, более поздние прогибы, выполненные осадочными слабо изменчивыми карбонатными толщами. Намечается приуроченность главных вулканогенных прогибов к краевым частям Южно-Тяньшаньской геосинклинали.

Верхний структурный ярус палеозоя

Верхнепалеозойский (орогенический) комплекс

Отложения верхнего структурного яруса в прогибах, наложенных на структуры ранних фаз герцинской складчатости, отделены от комплексов нижнего яруса резким угловым несогласием, расположенным на разных стратиграфических уровнях в различных зонах: то в намюре (Шуран), то в основании среднего карбона (Араван), то в основании московского яруса (Турдук), то в основании верхнемосковских конгломератов (Талдык—Киргиз-Ата). В прогибах, погружение которых продолжало среднепалеозойское осадконакопление (например, сурметашские прогибы), верхний ярус не будет столь резко ограничен, но здесь его начало может быть обнаружено либо по слабым несогласиям, либо по резкой смене фациального состава. В последнем нашла выражение главная особенность орогенического этапа развития — преобладание восходящих движений. Поэтому среди отложений верхнего яруса широко распространены сравнительно однообразные обломочные, часто даже грубообломочные накопления типа грубого флиша или моласы. Выделение формационных типов разрезов здесь уже не может быть столь четким, как в среднепалеозойских толщах. Но время накопления главных мощностей разреза сохраняет свое значение в качестве одного из основных принципов классификации разрезов и для позднего палеозоя. С этой точки зрения здесь выделяются:

1. Разрезы прогибов, формировавшихся в начале позднего палеозоя ($C_{1-2} - C_3$).

2. Разрезы прогибов, развивавшихся в течение всего позднего палеозоя ($C_2 - P_1$).

3. Разрезы прогибов, заложенных в конце позднего палеозоя ($C_3 - P_1$ или P_1).

Внутри разновозрастных прогибов можно лишь условно наметить распределение преобладающих формационных типов отложений, не имеющих, как правило, резких границ. Картину позднепалеозойского осадкообразования иллюстрирует схема расположения позднегерцинских поднятий и прогибов (см. рис. 54).

Разрезы прогибов начала позднего палеозоя (Шуранского, Талдыкского, Уртачашминского, Гульчинско-Кугартского). Главные массы осадков в этих прогибах нако-

пились в среднем карбоне — начале позднего карбона, но заложение их не было одновременным и происходило на разном основании. Шуранский прогиб был заложен на раннегерцинских структурах в намяре, Талдыкский — в конце среднего карбона, Уртачашминский и Гульчинский —

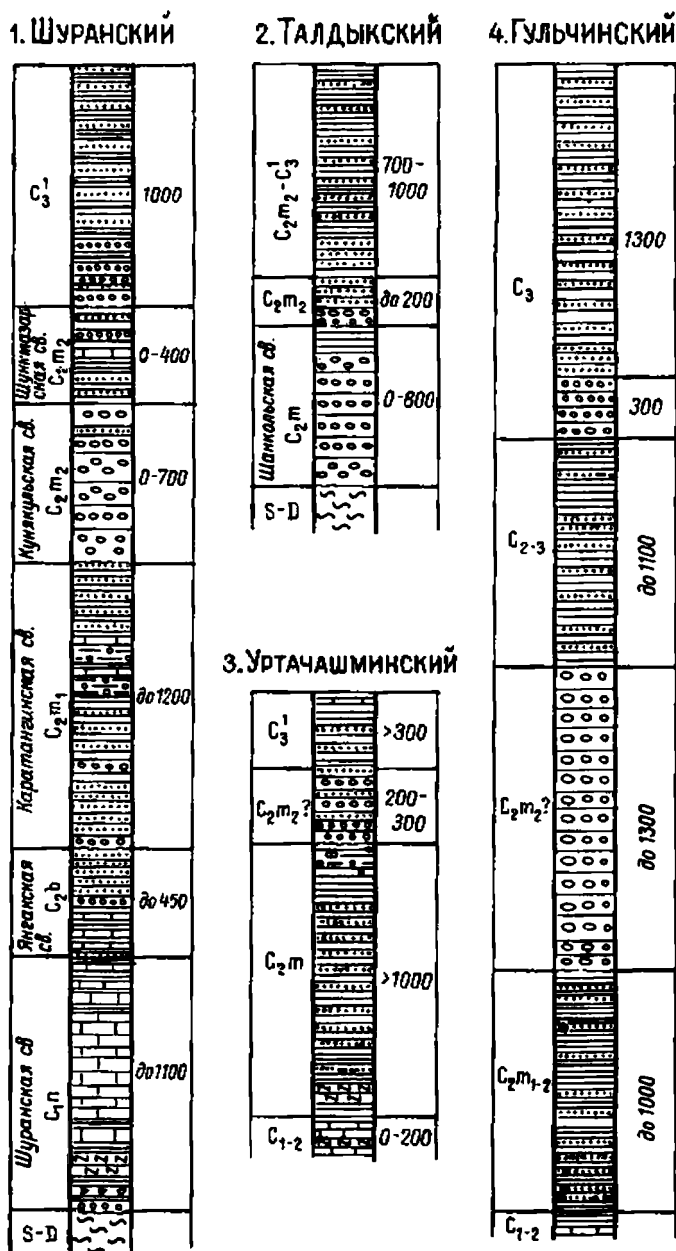


Рис. 7. Стратиграфические колонки отложений прогибов, развившихся в начале позднего палеозоя.

ско-Кугартский обособились в среднем карбоне как зоны, в которых осадконакопление почти не прерывалось, но заметно усилилось.

Разрез верхнего палеозоя Шуранского прогиба (Миклухо-Маклай, Поршняков, 1954; Горянов и др., 1961) довольно своеобразен. Здесь снизу вверх выделяются (рис. 7, 1):

1. Шуранская свита около 1000—1100 м мощностью. Она разделяется на две подсвиты: нижнюю (до 200 м), состоящую из конглобрекчий, глинистых и кремнистых сланцев, и верхнюю (до 900 м), сложенную главным образом тонкослоистыми известняками с гонититами и фораминиферами намюра. Конглобрекчии нижней подсвиты ложатся с резким угловым несогласием на раннегерцинские структуры Канской серпентинитовой полосы. Возраст свиты, как предположили Ф. Р. Бенш, изучавшая фораминиферы (1965), и А. В. Яговкин на основании изучения гонититов, соответствует второй половине намюрского века и началу башкирского.

2. Янгакская свита (C_2b). По литологическому составу делится на две подсвиты: нижнюю, сланцево-известняковую, до 200 м мощностью и верхнюю, песчаниковую, до 250 м мощностью. Содержит фораминиферы башкирского яруса.

3. Каратаггинская свита (C_2m_1) песчаников, конгломератов и сланцев с редкими прослойками известняков. Встречаются растительные остатки и фораминиферы нижнемосковского подъяруса. Мощность изменчива, до 1200 м.

4. Кунякульская свита (C_2m_2), сложенная массивными темными конгломератами до 700 м мощностью с галькой, представленной почти исключительно основными эффузивами. Ложится с несогласием, заполняя неровности рельефа.

5. Шункмазарская свита (C_2m_2) темных глинистых сланцев, песчаников и конгломератов. Встречаются линзы известняков с обильной фауной верхней части московского яруса. Мощность достигает 400 м.

6. Конгломераты, песчаники и алевролиты с фораминиферами и брахиоподами, свойственными низам верхнего карбона. Ложатся со следами размыва. Мощность до 1000 м.

Шуранский тип разрезов верхнего палеозоя может быть назван молассово-грубофлишoidalным, хотя в низах разрезов значительную роль играют карбонатные породы. Шуранский прогиб являлся южной окраинной частью Карачатырской зоны позднепалеозойских прогибов. Центральные части этой зоны испытывали более длительное погружение. Кроме северных предгорий хр. Катран, шуранский тип разрезов наблюдается на Исфаре в районе кишл. Карабак.

Талдыкский прогиб развился в восточной части Сох-Исфайрамского поднятия позже Шуранского, в конце среднего карбона, но и в нем главные мощности составляют верхнемосковские конгломераты и песчаники и флишoidalная толща низов верхнего карбона. В сводном разрезе (см. рис. 7, 2) здесь снизу вверх выделяются (Миклухо-Маклай, Поршняков, 1961):

1. Шанкольская свита красных и зеленых массивных конгломератов с галькой основных эффузивов и кремнистых пород. Она резко несогласно налегает на зеленые сланцы канской серии или на эффузивы деона. Июнда содержит в кровле тачку темных сланцев с фораминиферами C_2m_2 . Мощность свиты достигает 800 м.

2. Алдыкинокая свита серых конгломератов, переходящих в известковистые песчаники. В гальке конгломератов много известняков. В песчаниках—остатки брахиопод, пелеципод и фораминифер верхнемосковского подъяруса. Мощность до 200 м.

3. Муянкольская свита песчаников и сланцев. Количество песчаников вверх по разрезу убывает. Присутствуют фузулиниды верхнего карбона. Мощность более 700 м.

Разрезы Уртачашминского (Аугульского) прогиба прослеживаются от р. Аугул на запад к долине Урта-Чашмы, в верховья Ляйляка и далее. Этот прогиб является частью Сурметашской зоны позднепалеозойских прогибов.

Угловых несогласий в основании и внутри верхнепалеозойской толщи здесь не зафиксировано (см. рис. 7, 3). На сланцы с тентакулитами девона налегает сравнительно маломощная (обычно до 100 м) пачка слоистых известняков с гониатитами нижнего яруса в средней части и фораминиферами среднего карбона в кровле. Выше залегает глинисто-кремнистая пачка в несколько десятков метров, а затем мощная (более 100 м) флишоидная толща сланцев и песчаников среднего карбона. Ее можно, очевидно, относить еще к шпигелю структурному ярусу палеозоя. Выше появляются сланцы с глыбами и галькой известняков и песчаников, переходящие в конгломераты. Мощность конгломератов достигает 200—300 м. Над ними залегают вновь песчаники, алевролиты и сланцы с линзами и глыбами известняков. В некоторых линзах встречены фораминиферы C_3 . Мощность верхней песчано-сланцевой пачки достигает 300 м. Разрезы уртачашминского типа могут быть названы флишоидными. На них обычно надвинуты среднепалеозойские толщи.

Гульчинский, или Гульчинско-Кугартский, позднепалеозойский прогиб прослеживается от Сурметаша на восток в долину Гульчи и затем на север через восточный Алдыяр в бассейны правых притоков Кугарта.

Разрезы Гульчинского прогиба (см. рис. 7, 4) в общем похожи на аугульские. Они отличаются лишь большими мощностями. Как и аугульские, они не едины в формационном отношении. На западе (Сурметаш — Кичик-Алай) и вдоль северной окраины прогиба на участке Кичик-Алай — Гульча существенную роль в этих разрезах играют конгломераты и верхний палеозой носит молассово-флишоидный характер; на всей остальной площади это преимущественно песчаниковые флишоидные толщи. Карбонатные породы на всей площади прогиба имеют ничтожное распространение. Весьма характерно полное отсутствие брахиопод; фораминиферы встречаются спорадически, главным образом в обломках. Фауны верхнего карбона почти не найдено, относительно широкое распространение имеют только фораминиферы среднего карбона.

Стратиграфия верхнего палеозоя Гульчинского прогиба разработана слабо. В западной его части (верховья Шахимардана — Исфайрама) присутствуют:

1. Песчано-сланцевая толща (C_2m_{1-2}), аналогичная толубайской свите, но отличающаяся большими, достигающими 1000 м, мощностями.

2. Сурметашские конгломераты (C_2m_2) — зеленовато-серые плотные среднегалечные. В гальке главным образом кремнистые и песчаниковые породы. Известняковая галька редка. Цемент песчано-кремнистый. Мощность до 1300 м. Ложатся со следами размыва, иногда даже с пологим угловым несогласием.

3. Сланцы и песчаники с редкими прослойками конгломератов, переходящие вверх по разрезу в песчано-алевролитовую толщу с редкими фузулинидами C_2 и флорой C_3 (?). Мощность до 1100 м.

4. Второй горизонт конгломератов сурметашского типа — красных и зеленых иногда валуново-галечных. Мощность 300 м.

5. Толща песчаников и сланцев, ритмично чередующихся. В них встречены лишь остатки мшанок, разрезы гастропод, фораминиферы C_2 и обломках. Мощность (неполная) 1300 м.

Положение границы среднего и верхнего карбона в этом разрезе неясно. А. В. Развалаяев в 1961 г. проводил границу ниже горизонта сурметашских конгломератов. Опираясь на находки фораминифер C_2 в кровле подобных конгломератов, можно допустить среднекаменноугольный возраст этого горизонта.

Проследившая сурметашские конгломераты на восток, убеждаемся в постепенном уменьшении их мощностей. Мощности юрского карбона в этом направлении увеличиваются, и на левобережье Гульчи и в восточном Алдыяре присутствуют уже в основном среднекаменноугольные флишoidные (в верхней части грубофлишoidные) толщи. В последнем районе В. Б. Горяновым и Л. В. Фомченко закартирована мощная толща C_{2m1-2} , на которую с заметным несогласием ложится горизонт конгломератов и перекрывающие его верхнемосковские сланцы и песчаники. Довольно значительное распространение получает перерыв и несогласие внутри верхнемосковского подъяруса.

Верхнепалеозойские толщи правобережья р. Кугарт представлены также песчаниками и сланцами среднего — верхнего карбона, разрез которых подробно еще не изучен.

Разрезы прогибов, развивавшихся в течение всего позднего палеозоя (Карачатырско-Турдукская зона прогибов, Ходжаачканский прогиб). В эту группу объединены наиболее полные разрезы позднего палеозоя. Надо, правда, оговориться, что в краевых зонах прогибов они переходят в неполные разрезы чаще всего из-за несогласного налегания пермских конгломератов. Уменьшение мощностей и выпадение ряда стратиграфических подразделений наблюдаются также и на локальных поднятиях типа антиклинали Кок-Тепе и др. В формационном отношении эти разрезы довольно однообразны, резкое преобладание имеют грубофлишoidные отложения.

Карачатырско-Турдукская зона позднепалеозойских прогибов обнажена лишь на отдельных участках (Каратау — Гузан, Карачатыр, Келемата — Турдук). Изучением стратиграфии этих толщ занимались А. Д. Миклухо-Маклай (1940—1965 гг.), В. И. Волгин (1957—1966 гг.), Ф. Р. Бенш (1958—1965 гг.), Л. И. Турбин (1960 а, б) и др.

Верхний палеозой Каратау-Гузанского района включает (рис. 8, 1):

1. Нижнемосковские известняки с прослойками сланцев и песчаников (вершина Восточная в горах Гузан, южное крыло антиклинали Кок-Тепе). Мощность 50—100 м.

2. Верхнемосковские известковистые конгломераты и сланцы с линзами известняков, содержащими микрофауну $C_2 m_2$. Вверх по разрезу переходят в известковистые песчаники с хориститами (горы Гузан и Кок-Тепе). Мощность до 400 м. Ложатся несогласно, в сводах антиклиналей размыты.

3. Мощную толщу верхнего карбона, в которой выделяются как учбулакский, так и дастарский горизонты. В ее составе резко преобладают песчаники, переслаивающиеся с алевролитами, но встречаются и небольшие пачки конгломератов, известняков с остатками брахиопод, фораминифер, пеллеципод, гастропод. В горах Гузан несогласия в основании C_3 не обнаружено, но в горах Кок-Тепе и Каратау верхний карбон ложится с резким угловым несогласием иногда прямо на девон. В Каратау близ основания толщи присутствуют два пласта кварцевых альбитофиров. Мощность превышает 2000 м.

4. Пермские отложения. В горах Гузан, по М. Ш. Шамсутдинову (1958) и Ф. Р. Бенш (1965), они представлены двумя свитами: а) ашисуйской вулканогенно-осадочной, сложенной в основном темно-серыми сланцами с прослоями углей, кварцевых порфиров, альбитофиров и их туфов. Содержат остатки флоры. Мощность около 600 м; б) бурганинской свитой песчаников, сланцев и конгломератов. Изредка присутствуют известняки с брахиоподами и фораминиферами. Мощность более 100 м. Возрастное положение свит в пределах нижней перми точно не определено. Возможно даже обратное их расположение.

1. Карадаг-Гузанский 2. Карадагырский

(по А. Д. Миллеру-Миллю и Ф. Р. Бейли)

P_1		> 700
C_3		> 2000
$C_2 m_2$		400
$C_2 m_1$		100

3. Келематинский 4. Ходжаджаканский

(по Л. И. Турбинчу)

Тулейканская св. $P_{1-2}?$		до 1500-2000
Карачатырская св. P_1		до 1300
C_3		до 3000
Актерекская св. $C_2 m_2$		до 1900
Жалмакбулакская св. $C_2 b_2 + m_1$		до 2000
$C_2 b_1$		130
D		

Келематинская св. P_1		до 200
C_3		300-750
Бекечальская св. C_3		до 2500
$C_2 m_2$		до 200
C_2		до 1000
$C_2 m_1$		0-1200
S-D		0-1700

P_1		500-1200
C_3		2000-3000 ?
C_2		1500
$C_2 m_1$		

Рис. 8. Стратиграфические колонки отложенный прогибов, развивавшихся в течение всего позднего палеозоя.

В хр. Карачатыр в разрезе мощных почти нацело терригенных толщ верхнего палеозоя (см. рис. 8, 2) выделяются (Миклухо-Маклай, 1963; Бенш, 1965):

1. Коксарайская свита (C_2b_1) гониатитовых известняков с пачкой гравелитов в основании. Мощность до 130 м.

2. Калмакбулакская свита ($C_2b_2 + m_1$) песчаников, алевролитов и гравелитов с редкими прослойками известняков с фораминиферами. Мощность до 1800—2000 м.

3. Актерекская свита (C_2m_2) — конгломераты, песчаники, алевролиты. Ложатся со следами размыва. Мощность до 1900 м.

4. Однообразная песчанико-алевролитовая толща верхнего карбона до 3000 м мощностью. Прослойки конгломератов и известняков редки. Ф. Р. Бенш выделяет в этой толще три свиты (джилгинсайскую, учбулакскую, дастарскую), соответствующие циклам осадконакопления и горизонтам местной стратиграфической шкалы.

5. Карачатырская свита (P_1^1), отличающаяся от предыдущей появлением известняковых прослоев. Особенно характерны швагериновые известняки и мергели. Мощность около 1300 м.

6. Пачка мергелей, глин и известняков с парафузулидами (улукский горизонт нижней перми). Мощность 50 м.

7. Тулейканская свита конгломератов, песчаников, алевролитов с редкими прослойками глинистых известняков и эффузивов. Содержит остатки флоры, отнесенной Т. А. Сикстель к низам верхней перми. Мощность до 1500—2000 м. Тулейканские конгломераты ложатся на разные более древние горизонты.

В районе Келематинского и Турдукского синклинория в разрезе верхнего палеозоя, по данным Л. И. Турбина (1960а), присутствуют (см. рис. 8, 3):

1. Нижнемосковские красноцветные и зеленовато-серые конгломераты и песчаники с линзами известняков. Среди них различают чаакскую и акзовскую свиты. Общая мощность толщи от 0 до 2900 м. Чаакская свита налегает с резким угловым несогласием на различные породы, в том числе на сланцы майлисуйской свиты. В 1968 г. Л. В. Кушнарй выделила из нижней части чаакской свиты шингскую толщу намюрско-башкирского возраста. Аналогичная толща имеется и в Атойнакском хребте.

2. Верхнемосковские зеленовато-серые конгломераты, гравелиты и песчаники с прослоями органогенных известняков, содержащих обильную фауну брахиопод и фораминифер. Л. И. Турбиным они относятся к нижней подсвите суоктюбинской свиты, лежащей с несогласием на нижнемосковские и даже силурийские (?) породы. Мощность до 1000 м.

3. Красноцветные конгломераты верхней подсвиты суоктюбинской свиты (до 200 м), лежащая выше мощная (до 2500 м) толща песчаников бекечальской свиты, а также сланцево-известняковая акташская свита (300 м). Они образуют новую трансгрессивную серию осадков, накопление которых началось в верхнемосковское время и продолжалось в течение значительной части позднего карбона. Было бы удобнее верхние конгломераты суоктюбинской свиты отнести к низам бекечальской.

4. Зеленовато-серые (внизу) и бордово-красные конгломераты келематинской свиты (300—750 м) и перекрывающие их песчаники и сланцы карасуйской свиты (до 200 м). Они образуют нижнепермский трансгрессивный комплекс пород, лежащий с резким несогласием и развитый часто уже за пределами каменноугольного прогиба. В самых верхних частях этой серии указывается фауна улукского (парафузулинового) горизонта P_1 .

Общая мощность верхнего палеозоя в наиболее погруженном участке Келематинского синклинория достигает 7—7,5 км.

В Ходжаачканском прогибе (истоки р. Сох) имеется также сравнительно полный разрез верхнего палеозоя (см. рис. 8, 4). Этот прогиб, как и вся Сурметашская зона прогибов, отличается отсутствием резких несогласий в основании верхнего палеозоя, малой карбонатностью пород и редкостью фаунистических остатков. Здесь можно выделить пока только три толщи:

1. Преимущественно сланцевую флишоидную толщу среднего карбона. В районе ледн. Абрамова она налегает на известняковый массив, в кровле которого уже присутствуют фораминиферы нижнемосковского подъяруса. Мощность толщи не менее 1500 м.

2. Преимущественно песчаниковую толщу верхнего карбона с непостоянным горизонтом конгломератов ($C_2m_2?$) в основании. В этой толще собраны фораминиферы псевдофузулинового (дастарского) горизонта верхнего карбона. По оценке И. А. Марушкина (1963) ее мощность превышает 2800 м.

3. Преимущественно конгломератовую толщу нижней перми (бегичинская свита, по М. Н. Соловьевой). Содержит прослойки зеленых или малиновых сланцев, реже известняков. Ложится с несогласием. Мощность до 1200 м.

Общая мощность верхнего палеозоя в Ходжаачканском прогибе достигает, таким образом, 5—5,5 км.

Разрезы прогибов конца позднего палеозоя (Калмакасуйского и Ясинского). В данную группу объединены разрезы, в которых главные мощности принадлежат верхнему карбону или перми, а более ранние отложения верхнего палеозоя либо отсутствуют, либо маломощны. Таковы разрезы Калмакасуйского и Ясинского прогибов, относящиеся к флишоидному типу разрезов позднего палеозоя.

Калмакасуйский тип верхнепалеозойских отложений (рис. 9, 1) распространен на юго-восточной окраине Сурметашской зоны позднепалеозойских прогибов, примыкая с севера к Восточноалайскому позднепалеозойскому поднятию.

По данным А. В. Яговкина (1969), в разрезах этого района выделяются две толщи. Нижняя толща сложена слоистыми известняками, глинистыми и кремнистыми сланцами общей мощностью около 100—200 м. Она содержит визейские, намюрские и среднекаменноугольные

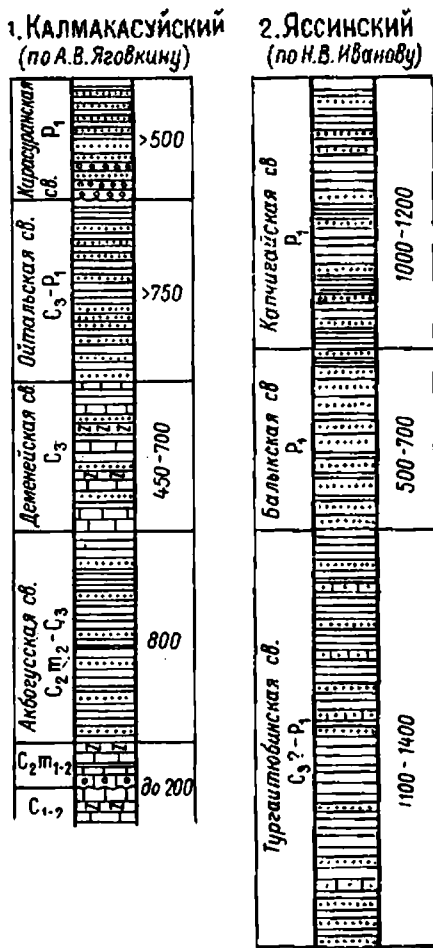


Рис. 9. Стратиграфические колонки отложений прогибов, развивавшихся в конце позднего палеозоя.

отложения по нижнемосковские включительно. Тесно связана со среднепалеозойским структурным ярусом. Верхняя толща представлена мощными (до 2 км) флишoidalными образованиями среднего и в основном верхнего карбона. Местами присутствуют грубообломочные отложения нижней перми.

Очевидно, что Калмакасуйский прогиб закладывался только в конце среднего или даже в начале позднего карбона, когда на его территорию сместилось интенсивное прогибание, возникшее еще в начале среднего карбона на площади Гульчинского синклинория.

К орогеническому комплексу здесь следует относить верхнюю из указанных толщ. В ее разрезе в районе Джиптык — Калмакасу А. В. Яговкин выделяет:

1. Акбогусскую свиту ($C_2m_2 - C_3$). Сложена ритмично чередующимися сланцами, алевролитами, песчаниками. Мощность до 800 м.

2. Деменейскую свиту (C_3) — известняки с прослойками глинистых и кремнистых сланцев, песчаников, редко конгломератов. В верхней части найдены псевдофузулины. Мощность 450—700 м.

3. Ойтальскую свиту ($C_3 - P_1$) — песчаники и алевролиты с редкими линзами известняков. Мощность более 750 м.

4. Карасуранскую свиту (P_1) — конгломераты и песчаники около 500 м мощностью. Ложатся с размывом. В районе Чаканташа им соответствуют менее грубообломочные породы со швагеринами.

Яссинский тип верхнепалеозойского разреза (см. рис. 9, 2) имеет в основании джуректашскую свиту кремнистых сланцев и известняков визе-намурского (по Н. В. Иванову) возраста. На нее без угловых несогласий ложится мощная (до 3,5 км) терригенная толща, в которой различают тургайтюбинскую песчано-сланцевую, балыкскую песчаниковую и капчигайскую вновь песчано-сланцевую свиты. Ранее две последние свиты относили к нижней перми, а тургайтюбинскую — к верхнему или даже среднему отделу каменноугольной системы. Но Н. В. Иванов обнаружил в нижней, как он считает, части тургайтюбинской свиты фораминиферы нижней перми, и теперь вся верхнепалеозойская толща периферии Яссинского антиклинория получила индекс P_1 . Если в этом заключении нет ошибок, то надо думать, что Гульчинско-Кугартский средне-позднекарбонный прогиб только в нижней перми сместился в сторону востока — юго-востока и образовал Яссинский прогиб.

Сходная с яссинской толща нижней перми (или $C_3 - P_1$) обнаружена Г. Л. Бельговским в 1959 г. в бассейнах правых притоков р. Савоярды (Вост. Алай). Здесь имеются плейчато-дислоцированные зеленовато-серые алевролиты и песчаники с прослойками известняков, в которых присутствуют псевдофузулины и швагерины. По нашим наблюдениям эта толща в бассейне р. Та-та имеет мощность всего около 300—400 м и тектонически зажата между тентакулитовыми известняками Сийдамского массива и девонскими сланцами и песчаниками низовий р. Та-та.

Таковы разрезы флишoidalного формационного типа орогенных отложений поздних прогибов. Они ложились на нескладчатый и неразмывтый средний палеозой, одинаково с ним дислоцированы.

Иные соотношения и иной состав имеют одновозрастные локально развитые отложения окраинных частей позднепалеозойских поднятий (Сох-Исфайрамского, Баубашатинского, Зеравшано-Восточноалайского). Это главным образом конгломератовые или конгломерато-песчаниковые накопления верхнего карбона — нижней перми, лежащие с резким несогласием на различные породы среднего палеозоя. Мощности их обычно не превышают несколько сотен метров. Часть этих образований, возможно, является континентальной.

К отложениям этого, молассового, типа (рис. 10) можно отнести верхний палеозой районов Кыз-Оке, Оксу (Акташское ущелье), Баула, Упонама, левобережья Раута (?), устья Чалкуйрюка. Все эти выходы конгломератов конца позднего палеозоя располагаются у южной окраины Сох-Исфайрамского поднятия. У северной окраины поднятия резко несогласное налегание нижнепермских моласс на средний палеозой наблюдается близ кишл. Кок-Джар. Возможно, что и конгломераты Тулейканской остаточной мульды на ее восточном замыкании лягут прямо на средний палеозой. На окраинах Баубашатинского позднепалеозойского поднятия довольно типично присутствие келематинских конгломератов (P_1), лежащих резко несогласно на различ-

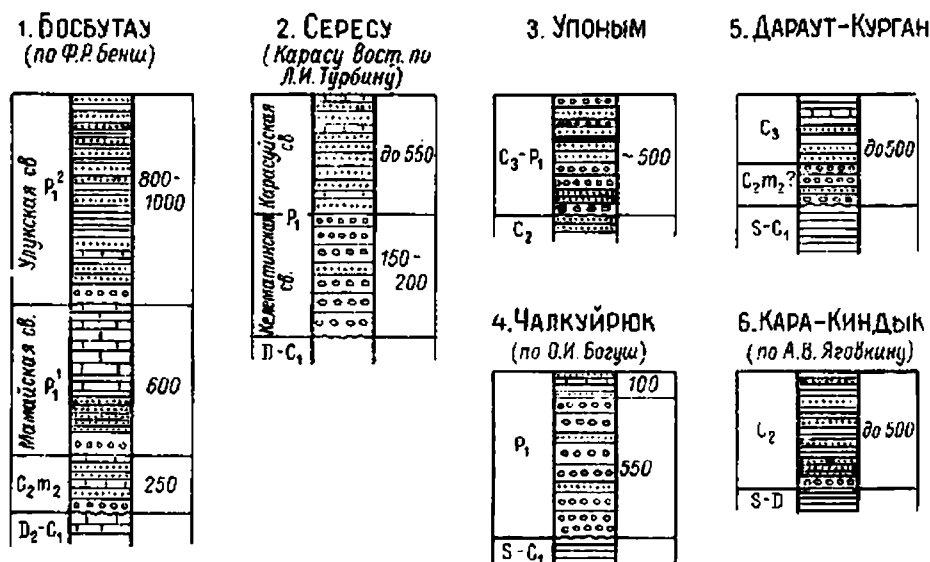


Рис. 10. Стратиграфические колонки отложений окраинных частей позднепалеозойских поднятий.

ные типы разрезов среднего палеозоя. В пределах северной окраины Зеравшанского поднятия к образованиям описываемого типа можно отнести конгломераты верховьев Урта-Чашмы, Ляйляка и, возможно, Телелика и Дараута.

Небольшие выходы верхнего палеозоя на левобережье р. Зеравшан, отнесенные Д. А. Старшининым к верхнему карбону — перми, свидетельствуют о том, что локальные прогибы в конце позднего палеозоя возникали не только по окраинам, но и в средней части Зеравшанского поднятия.

К окраинной части Моголтау-Чаткальского позднепалеозойского поднятия относятся пермские отложения гор Босбутау и верховьев Карасу, лежащие с резким несогласием местами прямо на средний палеозой (Бенш, 1965), но отличающиеся песчано-известковым составом. Они находятся уже за пределами Юж. Тянь-Шаня. Также за его пределами находятся полные разрезы верхнего палеозоя вулканогенно-осадочного формационного типа, развитые в Кураминской и Южно-Гиссарской зонах.

Приведенный обзор разрезов позднего палеозоя показывает, что контуры позднегерцинских прогибов не оставались постоянными. Осадкообразование в этих прогибах шло одновременно с проявлениями герцинской складчатости и поднятиями в смежных зонах.

На схеме расположения позднегерцинских прогибов (см. рис. 54) показано, что Кураминская, Карачатырская зоны прогибов и Талдыкский прогиб наложены на раннегерцинские структуры. Позднепалеозойский Южно-Гиссарский прогиб, расположенный у южной границы Юж. Тянь-Шаня, также наложен на более древние структуры. Вместе с тем разрезы Сурметашской и Яссинской зон не имеют, как правило, резких несогласий. Эти зоны почти не были затронуты среднекарбонными фазами герцинской складчатости, развивавшейся в основном севернее и южнее. Указанное обстоятельство наложило существенный отпечаток на характер разрезов орогенического комплекса.

Разрезы прогибов, наложенных на складчатое основание (по отношению к фронту развития первых фаз складчатости их можно назвать «тыловыми»), отличаются: 1) частыми перерывами в отложении, 2) трансгрессивным характером осадочных циклов, 3) мелководностью или даже континентальностью фацальной обстановки, 4) иногда проявлениями кислого вулканизма. Таковы разрезы Кураминской, Карачатырской зон, Талдыкского прогиба.

Разрезы же прогибов, наложенных на нескладчатое основание, унаследованных или фронтальных (лежащих перед фронтом ранней складчатости), будут характеризоваться: 1) отсутствием или локальностью перерывов и угловых несогласий, 2) существенной ролью регрессивных спектров осадконакопления, 3) относительной глубоководностью (?) отложений, 4) отсутствием вулканических проявлений. Таковы разрезы Сурметашской и Яссинской зон поздних прогибов.

Для северной ветви герцинид Тянь-Шаня заложение тыловых зон прогибания распространяется с севера на юг (Кураминская, Карачатырская зоны, Талдыкский прогиб). В заложении фронтальных прогибов в восточной части Сурметашской зоны намечается та же последовательность (Гульчинско-Кугартский, затем Калмакасуйский и Яссинский прогибы). Вместе с тем процесс отмирания тыловых прогибов начинался на юге (Талдыкский прогиб) и заканчивался в Кураминской зоне.

В южной половине герцинской складчатой области, на участке Зеравшано-Гиссара, намечается обратная картина: Южно-Гиссарский наложенный прогиб закладывается раньше, чем слабо выраженный Зеравшано-Дараутский, и отмирает значительно позже последнего.

Терригенные толщи верхнего структурного яруса, таким образом, как бы выклиниваются от краевых частей герцинид к их срединной зоне, тогда как предскладчатые флишевые толщи имеют тенденцию увеличиваться в мощностях и стратиграфическом объеме в том же направлении. Чтобы легче представить развитие событий, можно вообразить две волны заложения послескладчатых прогибов, движущиеся от краевых частей к центральной зоне герцинид, и две волны замыкания этих прогибов, расходящиеся от центральной (Сурметашской) зоны.

Глава II. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Герцинская складчатая зона Юж. Тянь-Шаня в виде гигантской выпуклой к югу дуги прослеживается от Султануиздага на западе до хр. Халыктау на востоке на расстоянии почти в 2000 км при ширине зоны 100—150 км. Высказываются не лишние основания предположения о ее структурных связях с Вост. Уралом и, следовательно, о еще большей протяженности. Характерной чертой тектонического рисунка этой области являются линейные сильно вытянутые структуры. Резкие нарушения плавности Южно-Тяньшаньской дуги наблюдаются в районе Ферганского хребта. Здесь все структуры и фациальные зоны Алая, сложно сминаясь, резко отклоняются к северу и северо-западу (на 100—150 км), уходя частично в район Атойнакского хребта, где отклоняются к востоку, но резко обрываются Таласо-Ферганским разломом, по которому опять смещаются к югу почти на ту же величину, образуя систему хребтов Атбаши — Кок-Шаала. Горизонтальная Восточно-Ферганская сигмоида Д. И. Мушкетова (1919), осложненная Таласо-Ферганским разломом (работы Н. М. Синицына 1936 г.; Огнев, 1939), отчетливо рисуется на современных геологических картах. Интересно, что сигмоида и сдвиг по разлому как бы уравниваются друг друга, обнаруживая, что относительное смещение собственно Алая и Кок-Шаала в современной структуре близко к нулю и что в Ферганском хребте и на востоке Алая имеется лишь сложная зона диагональных горизонтальных нарушений. Рисунок Восточно-Ферганской сигмоиды осложняется крупными полужуполовидными структурами типа Сулутерекского массива, Кипчальминского купола, сложного антиклинория северо-восточной части Ферганского хребта.

Важной особенностью регионального плана тектоники Тянь-Шаня, подмеченной Д. В. Наливкиным еще в 1916 г., является также перекрытие части тяньшаньских структур альпийской складчатости зоной Алая — хр. Петра I, тяготеющей в структурном отношении к складчатым зонам Памира, образующим выпуклые к северу дуги.

Как Восточно-Ферганская сигмоида, сочетающаяся с Таласо-Ферганским разломом, так и область соприкосновения алайских и памирских структур явились районами, где наиболее отчетливо проявились горизонтальные тектонические движения и где особенно остро ставились вопросы о их роли в истории Земли. Район наших работ лежит в основном в пределах относительно «спокойной» части складчатой зоны Юж. Тянь-Шаня, в Туркестано-Алае, где первичное строение герцинид предстает в менее измененном виде и где степень их изученности более высока.

Герциниды Юж. Тянь-Шаня создавались длительное время путем формирования разновозрастных внутригеосинклинальных прогибов в среднем палеозое, энергичных проявлений первых фаз складчатости в нижнем — среднем карбоне, образования поздних молассово-флишеидных прогибов в среднем карбоне — нижней перми, проявлений поздних фаз складчатости в нижней перми, внедрения гранитоидных массивов и, наконец, щелочных плутонов в конце палеозоя — начале триаса (?). Герцинские структуры были осложнены затем наложенными прогибками различной подвижности и сводово-глыбовыми (в основном) движениями периода новейшей активизации.

Все этапы формирования наблюдаемых ныне структур сопровождались образованием как складчатых, так и разрывных нарушений; иногда они возникали совместно, но еще чаще преобладание на данном участке получала то одна, то другая форма нарушений, что несколько облегчает их раздельное рассмотрение, хотя нам придется очень часто указывать на их взаимосвязи.

СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ

Попытаемся рассмотреть процесс образования основных структур района последовательно, по важнейшим этапам их становления. При этом будем помнить о невозможности однозначной интерпретации некоторых, особенно ранних, стадий образования структур из-за неясности вопроса о полных амплитудах и направлениях движений по надвигам, широко развитым в ранних герцинидах района.

Структуры заложения ранних внутригеосинклинальных прогибов

Структуры прогибания обычно восстанавливают методом сравнения мощностей разновозрастных образований. Геоморфологическое их выражение при этом, естественно, отходит на второй план, ибо фациальную обстановку далеко не всегда можно трактовать однозначно.

Фрагментарные материалы по нижнему палеозою рассматриваемого района не позволяют восстановить распределение областей относительного поднятия и опускания в кембрии и ордовике. Н. М. Силицыну (1960) они дали возможность лишь высказать предположение о догеосинклинальном, близком к платформенному, тектоническом режиме района в это время. Однако Б. В. Яскович (1960—1965) настаивает на существовании огромных, достигающих 6 км, мощностей кембрийских пород, наличии в Туркестано-Алае кембрийского геосинклинального бассейна, мощных каледонских движений и т. д. Подобные же идеи защищаются Д. П. Резвым (1959).

Известные нам мощности нижнепалеозойских образований в Туркестано-Алае не превышают обычно первых десятков или сотен метров и лишь в районе р. Арглы, возможно, достигают 1,5—2 км. Напомним, что и на Таримской платформе мощности нижнего палеозоя, по

В. М. Синицыну (1957), достигают 1—1,7 км. В большинстве выходов (Мадыген, Шодымир, Раватджакуб, Чиле, Актур, Араван) породы нижнего палеозоя залегают в основании надвинутых толщ или, как, например, в районе Сулюкты, возможно, даже захоронены в более молодых толщах (Бискэ, Старшинин, 1965). По степени дислоцированности и метаморфизма нижнепалеозойские отложения неотличимы от среднепалеозойских. Угловые несогласия между ними неизвестны. Указание Б. В. Ясковича (1965) на азимутальные несогласия между кембрием и средним палеозоем в районе Сулюкты основано на недоразумении, ибо к кембрию им отнесены и среднепалеозойские породы, а тектоническая позиция их оценена неверно. Ошибочно также указание Н. С. Торшина на резко несогласное налегание среднего лландовери на кембрий в бассейне р. Заамин. Здесь за несогласие был принят тектонический разрыв. Реальных оснований для заключения о проявлениях каледонской складчатости в Туркестано-Алае нет. Здесь можно говорить лишь о движениях эпейрогенического типа, вызывающих локальные перерывы в отложении.

Более полные данные можно найти по мощностям нижнесилурийских песчано-сланцевых толщ, но и здесь, как показывает опыт детального изучения разрезов, оценки мощностей, сделанные при региональных исследованиях, очень часто завышены.

Поучительна эволюция взглядов на мощности терригенных толщ силура осевой части Туркестанского хребта. В 1954 г. Д. П. Резвой оценивал их в 10—11 км, в 1959 г. — уже в 6,5 км. По данным М. М. Посоховой (Халецкая, 1965), наиболее полные разрезы лландовери составляют в Туркестанском хребте 700—1000 м, мощности венлока колеблются в пределах 450—1500 м, а нижнего лудлова достигают 250 м, т. е. общая мощность всей граптолитовой толщи будет укладываться в 2—2,5 км.

Не менее характерный пример можно привести и для Вост. Алая. По данным Ю. Я. Кузнецова (1960), мощность силурийских песчаниково-сланцевых отложений в бассейне Чон-Казыка составляет не менее 10 км, в разрезах Кара-Тумы известняки и сланцы того же возраста имеют около 7 км мощности. Работами А. В. Яговкина и В. Д. Брежнева в последние годы убедительно доказана ошибочность этих оценок. Оказалось, что в чешуйчатых структурах обнажается верхняя часть силурийских отложений, составляющая по мощности лишь первые сотни метров.

Подобные примеры показывают ненадежность, фантастичность попыток составления карт изопакит силурийских отложений (Резвой, 1959). Для этого у нас слишком мало надежных измерений. Наиболее вероятным представляется заключение о сравнительно слабой дифференциации процессов погружения в раннем силуре, мощности отложений которого колеблются в пределах 1—2 км, нигде, по-видимому, не превышая 3 км. К последней цифре они приближаются, вероятно, только в Зеравшанском антиклинории, на месте которого, возможно, был заложен нижнесилурийский внутригеосинклинальный прогиб. Минимальные мощности S_1 можно предполагать под известняками Актура, Сулюкты, Яурунтуза, Улуг-Тау, Баубашаты, где лландоверийские или нижнепалеозойские отложения располагаются очень близко к подошве лудловских или девонских массивов. Возможно, что незначительные мощности силура будут местами и под вулканогенными толщами среднего палеозоя.

Нижнесилурийскому прогибу Юж. Тянь-Шаня свойственно образование фаций. На огромных площадях от Чаткала до Зеравшана в это время шло отложение углисто-глинистых граптолитовых сланцев, кварцитов и олигомиктовых песчаников, реже кремнистых сланцев,

что также говорит о слабой дифференцированности тектонических движений. Указания на значительную роль эффузивных пород в нижнем силуре Алая большей частью ошибочны, эффузивы здесь редки. Карбонатные же толщи, в том числе доломитовые, появляются только в Зеравшано-Гиссаре, у южной границы прогиба.

Резкая дифференциация погружений начинается в лудловском веке и продолжается вплоть до среднего карбона. Только в Зеравшано-Гиссаре этот процесс начался, возможно, ранее. В процессе среднепалеозойского осадкообразования создается уже довольно сложная структура осадочных образований, резко отличающихся как в отношении формационного состава, так и в отношении полноты и мощностей разреза. Выше уже приведена характеристика основных типов разрезов среднего палеозоя, участвующих в строении рассматриваемой области. Мы знаем, что она распалась в это время на относительно устойчивые зоны, в которых мощности девонских и нижнекаменноугольных пород измерялись десятками или первыми сотнями метров, и зоны относительно полных разрезов (прогибы) с мощностями соответствующих образований в 2—3 км. Здесь нас будет интересовать другой вопрос: в какой степени процесс образования этих резко различных толщ отразился на формах залегания пород? Вопрос этот имеет свою историю.

Первые исследователи Алая обычно старались исходить из единой стратиграфической колонки, не связывая разрезы с конкретными структурами. На связь мощностей пород и полноты разреза со складчатыми структурами 1-го и 2-го порядка указал впервые Н. М. Сеницын (1949, 1960), предложивший гипотезу «седиментационных мульд» и «антиклинальных отмелей» для объяснения этой связи. «При построении детальных стратиграфических разрезов среднепалеозойских отложений, — пишет он, —...обнаруживается чрезвычайно резкая волнистость их залегания с углами наклона в десятки градусов... Подобные складки возникли в эпоху развития прогиба... Расположение складок, возникших в результате предверхнекарбоневой складчатости воздымания, определялось, как правило, структурами, формировавшимися в эпоху погружения: синклинали обычно развивались в зонах полных разрезов, а антиклинали... на территориях антиклинальных отмелей» (Сеницын, 1949, стр. 6—7). Эта мысль поясняется им на примере структур бассейна р. Исфайрам (рис. 11, а).

Последующие детальные работы подтвердили резкую изменчивость стратиграфических разрезов среднего палеозоя и четкую связь каждого типа разрезов с конкретными структурными формами. Вместе с тем эти работы выявили, что сокращенные и полные разрезы соприкасаются по крупным пластовым надвигам. Сокращенные разрезы Чауая перекрывают известняково-доломитовые разрезы хр. Боорды. Остается неясным, было ли это перекрытие полным, односторонним или менее значительным, направленным с двух сторон.

Если допустить одностороннее перекрытие Боординской антиклинали покровом сокращенных разрезов среднего палеозоя, то связь этой складки с прогибами может быть потеряна полностью, а сами структуры приобретут характер слабовыраженной волнистости первичного залегания пород. «Мульды и отмели» теряют в этом варианте тот смысл, который им придавал Н. М. Сеницын.

Если же мы примем вариант двусторонних надвигов (см. рис. 11, б), то принципиальная схема, намеченная Н. М. Сеницыным, сохранится, но размеры мульд и отмелей вкрест простирания должны быть существенно (в 2—3 раза) увеличены, а максимальные углы наклона на крыльях конседиментационных структур соответственно уменьшены — они будут едва достигать 15°. Должны быть пересмотрены также и связи складок «прогибания» и «воздымания». Здесь нет прямого уна-

следования форм. Некоторые прогибы сохраняют синклиналиную форму, образующую ядро синклинорной структуры (Охнинско-Талдыкской, Герекдаванской, Араванской, Чимтаргинской и др.), другие же приобретают в процессе складчатости противоположные, выпуклые, очертания (Каузанский, Андыгенско-Кичикалайский, Зеравшанский, Яссинский антиклинории). Некоторые мелкие мульды приобретают черты моноклиналей или чешуй. В моноклинали Катран-Яурунтуз, например,

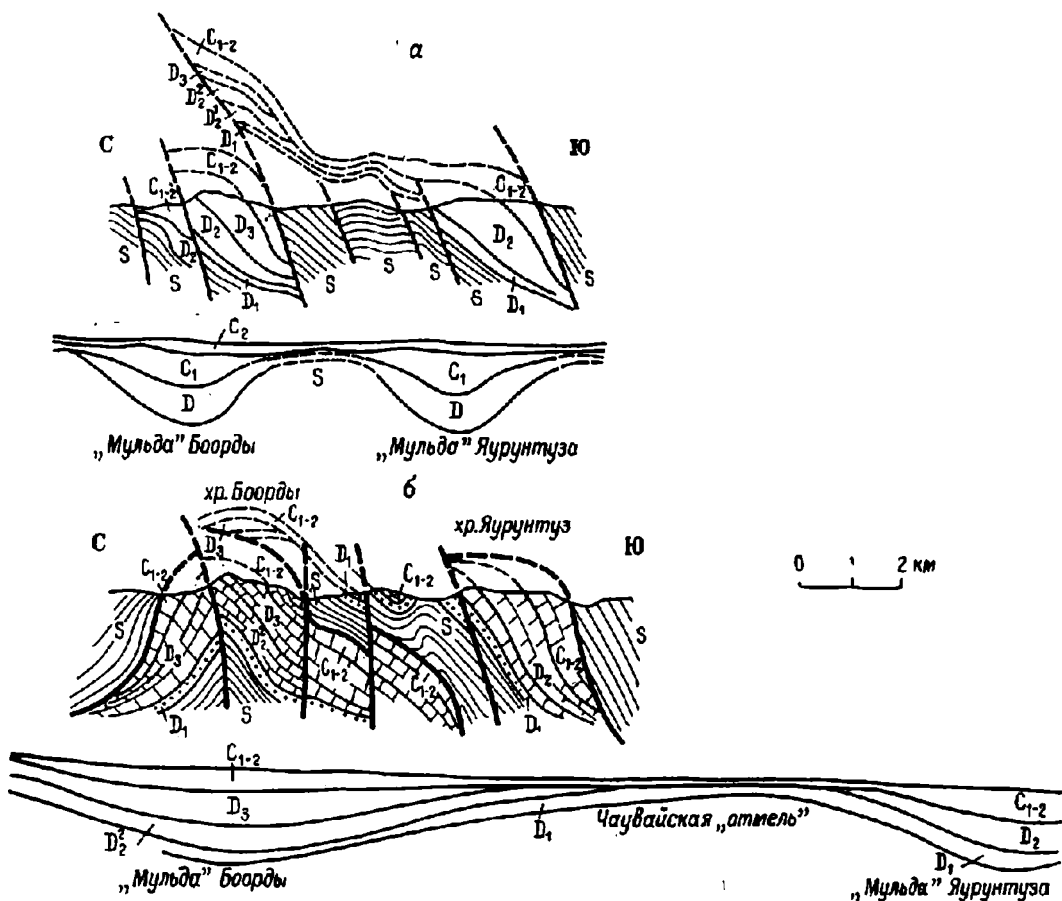


Рис. 11. Варианты реконструкции среднепалеозойских структур долины р. Исфайрам. а — по Н. М. Синецкому (1947); б — по Г. С. Горшнякову (1966).

трудно обнаружить даже следы первичной «мульды». Точно так же и сокращенные разрезы «отметей» далеко не всегда занимают позицию в своде антиклинальных структур, часто располагаясь на крыльях антиклинорий и образуя сложные моноклинали. Здесь можно обнаружить очень интересную закономерность: вулканогенные прогибы, оказывается, не инверсируют и сохраняют при последующей складчатости синклиналиное строение, тогда как прогибы, выполненные чисто осадочным материалом, как правило, превращаются в структуры антиклинорного типа, испытывая полное обращение. Мы еще вернемся к этой закономерности, пока лишь напомним, что она действует лишь в рамках гипотезы двусторонних надвигов. Поскольку данная закономерность проваливается не только в Юж. Тянь-Шане (Ажгирей, 1966), то не подтверждает ли она эту гипотезу?

На рис. 53 и 56 (см. дальше) намечено расположение сокращенных разрезов среднего палеозоя, разделяющих площади, занятые толщами, образовавшимися в разновозрастных прогибах. Относительно полные разрезы, занимающие эти площади, отличаются главным образом историей девонского или лудловско-девонского осадконакопления. В развитии процессов погружения в период максимальной их дифференциации намечаются по меньшей мере два этапа: этап заложения лудловско-среднедевонских прогибов, продолжавших местами погружаться в позднем девоне и в раннем карбоне, и этап заложения живетско-позднедевонских прогибов, располагавшихся на площадях, ранее (лудлов — эйфель) остававшихся относительно стабильными.

Рекострукция схемы первичного расположения прогибов может быть однозначной лишь после однозначного решения вопроса о характере надвигов, а пока должна быть выполнена не менее чем в двух вариантах: в варианте односторонних покровов и в варианте двусторонних надвигов.

При допущении покровного строения Охиинско-Талдыкского синклинии за счет одностороннего перекрытия его с севера (см. рис. 49) гипотетическую картину возникновения структур погружения в период лудлов — эйфель можно представить следующим образом. Близ северной границы раннесилурийского прогиба Юж. Тянь-Шаня или близ южной границы проявлений каледонской складчатости Среднего Тянь-Шаня в конце лудлова закладывается крупный Южно-Ферганский вулканогенный прогиб, связанный с глубинным разломом гигантской протяженности (Южно-Ферганский разлом А. В. Пейве, Д. П. Резвого). На территории современного северного склона Алайского хребта, стоявшей в то время от Южно-Ферганского разлома на 100—150 км, располагалась относительно устойчивая, местами приподнятая над уровнем моря область — Алайское раннедевонское поднятие, впоследствии частично перекрытое известняково-доломитовыми толщами позднедевонских прогибов. На площади поднятия кое-где накапливались маломощные граувакковые толщи нижнего девона — эйфеля. Между Алайским раннедевонским поднятием и Южно-Ферганским вулканогенным прогибом располагались, можно предполагать, площади, на которых накапливались в основном карбонатные осадки, давшие известняковые (актурские) и доломитово-известняковые (катранбашинские) толщи среднего палеозоя. Их, возможно, разделяла зона накопления относительно маломощных известняково-кремнистых или кремнистых толщ ташатинского типа. При ширине фациальных зон 40—50 км различия в мощностях отложений, не превышающие 2—3 км, позволяют думать лишь об очень пологих раннедевонских структурах погружения. Средние углы падения на крыльях этих мульд не могли, по-видимому, превышать 5°, а сами структуры представляются в виде пологой волнистости, ничем не напоминающей будущие постседиментационные дислокации.

В живетском веке и позднем девоне значительная (южная) часть Алайского раннедевонского поднятия начинает погружаться, здесь образуется залив с преимущественно доломитовым осадконакоплением и формируется позднедевонский Алайский прогиб, тогда как в области Южно-Ферганского прогиба активное погружение сокращается и появляются относительно устойчивые или даже приподнимающиеся участки, на которых фиксируются позднедевонские, турнейские, предверхневизейские, донамюрские или намюрские перерывы в отложении. Интересно, что турнейское и визейское прерывистое прогибание наследует в основном известняковые мульды раннедевонского прогиба, где образуется до 1—1,5 км известняков, и в меньшей степени позднедевонский прогиб, практически не затрагивая зоны сокращенных разре-

зов среднего палеозоя. Следует оговориться, что мы не учитывали возможности существования здесь некомпенсированных прогибов, структурное выражение которых, очевидно, не сохранилось.

Для южной части Южно-Тяньшаньской геосинклинали потребность в рассмотрении покровного варианта строения синклинорных структур еще не назрела. Элементы покровной тектоники пока намечаются только в районе Чимтарги, Даврича, в Вост. Алае и требуют более детального изучения. Тем не менее и здесь, нам кажется, было бы не вредно обсудить возможность покровного строения Чимтаргинского и Терекдаванского синклинорий за счет выжимания покровов с юга, из раннегерцинского прогиба зоны Гиссарского глубинного разлома (Овчинников, 1959). Вызывающие так много споров зеленые сланцы пушчеватской серии (с нашей точки зрения, особый тип разреза палеозоя) и известняковые массивы типа Давричского или Чимтаргинского могли бы рассматриваться в этом варианте в качестве самостоятельных покровов. Но мы недостаточно знаем строение Зеравшано-Гиссара и поэтому ограничимся пожеланием рассмотрения указанного варианта знатоками этого района. Структуры же Вост. Алая еще слабо изучены, сильно осложнены горизонтальными дислокациями, связанными с зоной Таласо-Ферганского разлома; интересующее нас южное их ограничение перекрыто Вахшским надвигом или скрыто под кайнозойскими породами, так что предположения о нахождении «корней» терекдаванских покровов у южной границы Тянь-Шаня и паличии здесь вулканогенного силурийско-девонского прогиба не могут быть проверены.

В варианте двусторонних, минимальных, надвигов современная последовательность расположения типов разрезов среднего палеозоя должна в общих чертах соответствовать первичному их размещению. В этом варианте уже в лудловском веке намечается заложение ранних вулканогенных прогибов, определивших положение всех будущих антивергентных синклинальных структур. Такие структуры закладывались в зоне Южно-Ферганского глубинного разлома (Капский, Араванский, Зинданский, Майлисуйский синклинии), в зоне Охинско-Талдыкского, Кальтабозского, Даудинского, Терекдаванского синклинорий. Вдоль осевых зон этих структур шло накопление вулканогенных или вулканогенно-терригенных толщ среднего палеозоя до 3 км мощностью. Прогибание этих зон можно связать с образованием гипотетических глубоких разломов. На крыльях вулканогенных прогибов закладывались одна-две неустойчивые «мульды», в которых шло накопление карбонатных, иногда рифогенных, пород до 2—2,5 км мощностью. Между прогибами и между «мульдами» располагались зоны сокращенных разрезов, в которых отлагались терригенные или кремнисто-известняково-терригенные обычно маломощные образования. Наиболее существенные «отмели» с сокращенными разрезами располагались в раннем—среднем девоне в пределах современных антиклинорных структур — Каузапской и Андыгенско-Кичикалайской. Во второй половине девона началось интенсивное прогибание центральных частей этих «отмелей» с накоплением известняково-доломитовых толщ D_{2gv} — C_{1t} до 2—2,5 км мощностью, тогда как в осевых частях и на крыльях вулканогенных прогибов темпы осадкообразования замедляются, появляются перерывы в отложении. В раннем карбоне интенсивное, хотя и не непрерывное, осадконакопление приурочено в основном к разновозрастным карбонатным прогибам. Сокращенные разрезы сохраняются только между карбонатными массивами. Первичная ширина седиментационных мульд и отмелей в варианте двусторонних надвигов будет значительно меньше и составит в среднем всего 10—15 км. Максимальные углы первичного наклона пластов на крыльях таких структур прогиба-

ния достигнут 10—15°. Они должны быть еще меньше, если в формировании конседиментационных структур участвовали разрывы.

Итак, неравномерное осадкообразование в течение собственно геосинклиналиного периода развития ($S - C_1$) создало в Алае и смежных районах слабоволнистую первичную структуру осадков и резкую их зональность в отношении мощностей и формационного состава. Простиранья этой зональности достаточно точно совпадают с простираньями будущих структур воздымания. Попытки построения палеогеографических или фациальных карт без учета этой связи (Сергунькова, 1965) не могут привести к правдоподобным результатам. Вместе с тем следует еще раз отметить, что структуры прогиба не являются складчатыми структурами в собственном смысле слова, они не являются обычно даже зародышами будущих форм. Только вулканогенные прогибы сохраняют свою вогнутую форму при последующих деформациях. Крупные осадочные прогибы 1-го порядка часто меняют ее впоследствии на прямопротивоположную. Более мелкие седиментационные мульды даже в варианте двусторонних надвигов не сохраняют первичных вогнутых форм, образуя моноклиналиные известняковые массивы. При допущении же покровного строения связи структур прогиба с последующими дислокациями ограничиваются заложением корневых зон надвигов или зон втягивания в пределах ранних вулканогенных прогибов типа прогиба зоны Южно-Ферганского глубинного разлома.

Структуры первых фаз складчатости (раннегерцинские)

Первые фазы складчатости создали в Алае все основные формы дислокаций пород среднепалеозойского структурного яруса. Хотя и не одновременно, они охватили почти всю площадь рассматриваемой территории, за исключением Сурметашского и, может быть, Яссиинского позднепалеозойских прогибов.

Однако решающее значение первых фаз складчатости в создании структур среднепалеозойского яруса документально устанавливается лишь местами, например в верховьях Акбуры, где можно наблюдать резко несогласные налегания верхнемосковских конгломератов то на зеленые сланцы канской серии, то на эффузивы девоиа, то на сланцы силура. Сравнительно простые складки в породах верхнего палеозоя не идут здесь в сравнение со структурами нижнего яруса. Но местами (район пер. Уюным, Алдыяр) и верхний палеозой дислоцирован довольно сложно, и отрицать наложение поздних складчатых, а не только разрывных дислокаций на раннегерцинские было бы неверно. Различать их несколько помогает иная ориентировка «движения масс» на позднегерцинском этапе по сравнению с раннегерцинским, но трудности такого разделения очевидны.

Раннегерцинскими, в основном ниже-среднекаменноугольными, фазами складчатости в Туркестано-Алае и смежных районах были заложены следующие зоны структур 1-го порядка (с севера на юг):

1. Южно-Ферганская (точнее, Северо-Нуратинско-Южно-Ферганско-Майлисуйская) зона синклиниорных(?) структур, включающая Канскую, Араванскую, Зияданскую, Керейскую и Карасуйскую структуры. Все они сопрягаются или лежат в зоне Южно-Ферганского глубинного разлома в широком смысле этого слова.

2. Прерывистая зона антиклинорных структур, включающая Каузанский антиклинорий, гипотетический Ошко-Сюреньтюбинский антиклинорий, антиклинорий северной части Ферганского хребта.

3. Зона синклиниорных структур, следующих почти параллельно

зоне Южно-Ферганского разлома. В нее войдет Охиинско-Талдыкский синклиниорий, уходящий на востоке в район гор Алдыяр — Суганды.

4. Андыгенско-Кичикалайская антиклинорная зона.

5. Даудинская зона синклиниорных структур, включающая синклинальные структуры Акташа (Оксуйского), Дауды и несколько отступившую к северу Кальтабозскую структуру.

Южнее Даудинской зоны расположена зона позднегерцинского прогиба, в пределах которой раннегерцинские дислокации были незначительны или отсутствовали (Сурметашская и Яссинская зоны Н. М. Сеницына). Этот прогиб, почти не пострадавший при ранних проявлениях герцинской складчатости, разделял геосинклиналь Юж. Тянь-Шаня на две ветви — северную, объединяющую все перечисленные выше структуры, и южную, в пределах которой выделяются:

1. Зеравшанский (Туркестано-Зеравшанский) антиклинорий, структура которого по существу еще не расшифрована. На западе он уходит в Юж. Нуратау, на востоке погружается под южное крыло Сурметашского прогиба, намечая там «порог» будущего Кульгеджелинского антиклинория.

Еще южнее расположенные структуры Юж. Тянь-Шаня разобцены на два сектора молодыми отложениями Алайской долины, что затрудняет их сопоставление. В западном секторе (Зеравшано-Гиссаре) намечаются:

2. Слабовыраженная синклиниорная зона северного склона Зеравшанского хребта.

3. Слабовыраженный Ягнобский антиклинорий, срезанный и на западе, и на востоке Зеравшанским разломом.

4. Довольно крупный Чимтаргинский синклиниорий.

5. Срезанная на востоке Гиссарским глубинным разломом Каракульская антиклинальная зона.

В восточном секторе этим структурам соответствует Терекдаванский синклиниорий со складчатыми (Чебайрыкская и Коксуйская антиклинали, Чолоксайская и Теректауская синклинали) осложнениями крыльев, что придает ему значительное сходство со структурами Зеравшано-Гиссара.

Рассмотрим основные элементы строения перечисленных структурных единиц (см. рис. 53 и 56).

Южно-Ферганская зона синклиниорных(?) структур (зона глубинного разлома). Несмотря на слабую обнаженность, эта зона представляется весьма существенной структурной единицей Юж. Тянь-Шаня. Палеозой этой зоны имеет двухъярусную структуру. Верхний структурный ярус ложится обычно с резким несогласием. В его основании залегают то намюрские (Кан), то раннебашкирские (Араван), то нижнемосковские (Турдук) базальные образования. Этими несогласиями и простотой позднепалеозойских дислокаций доказывается, что основные черты строения нижнего яруса сложились до начала образования поздних прогибов, хотя последующие дислокации, местами довольно точно наследуя раннегерцинские формы, существенно их усилили. Возраст раннегерцинских структур можно уточнить по возрасту наиболее молодых пород, участвующих в строении нижнего яруса. Таковыми обычно являются породы верхнего визе или даже низов намюра (Кан), намюра (Араван, Сересу, Чат), а на периферии зоны местами даже башкирского яруса (Баубашата). Ранние фазы складчатости не были продолжительными, но охватили зону не одновременно, развиваясь вкрест простиранию (от ее осевой части), а может быть, и по простиранию (от наиболее раннего Шуранского участка) в конце нижнего — начале среднего карбона. Осевая часть зоны Южно-Ферганского разлома маркируется толщами зеленых сланцев, составляющих так

называемый метаморфизованный тип палеозоя (см. выше), но включающих, возможно, и более древние образования, как предполагали Н. М. Сишицын и В. Н. Огнев.

На всем протяжении зоны Южно-Ферганского разлома фактически почти неизвестны породы, непосредственно примыкающие с севера (для Вост. Ферганы с запада) к хлоритовым сланцам канской серии. Либо эти породы закрыты верхним палеозоем или мезо-кайнозойем, либо же интересующий нас контакт сильно осложнен более молодыми разрывами. Надо думать, что здесь непосредственно к зоне метаморфизованных пород примыкали известняково-доломитовые толщи среднего палеозоя, характерные для Чаткало-Нарынской зоны или близкие к ним. Таков, например, массив г. Курганташ, круто падающий к северу от зоны Южно-Ферганского разлома, которая, можно предполагать, проходит через ур. Мадыген; такова доломитово-сланцевая толща гор Гузап или карбонатные массивы района гор Писталитау, также падающие к северу от зоны разлома. Таковы же разрезы гор Босбугау, где намечается западное погружение структур, направленное от зоны Карасуйского разлома. Контакт метаморфизованных вулканогенно-осадочных разрезов Юж. Тянь-Шаня с карбонатными толщами Среднего Тянь-Шаня открыт в бассейне р. Ярыкташ. Он представляет собой надвиг, сильно осложненный складчатыми и разрывными деформациями.

Можно думать, что северным ограничением всей зоны Ферганского разлома в раннегерцинской структуре был круто падающий под Средний Тянь-Шань взброс или надвиг. Строение самой зоны разлома, т. е. южного крыла указанного взброса, в пределах южного и восточного обрамлений Ферганы весьма характерно.

В Юж. Фергане мы имеем серию крупных падающих к северу тектонических чешуй. В результате этого зеленые сланцы падают на вулканогенные толщи среднего палеозоя, а последние — на известняковые или (при выклинивании известняковых) непосредственно на сокращенные (терригенные) разрезы среднего палеозоя. Так, на терригенные толщи Алышской сланцевой полосы с севера будут взброшены известняки адыра Ходжа — Алма-Аты, на известняки — вулканогенные толщи Учкурганской моноклинали, а на них — зеленые сланцы канской серии, которые обнажены в районе Кана, Кызыл-Кия, Кызыл-Кунгел. Зона разлома или доступная наблюдению часть ее представляется, таким образом (см. рис. 53), крутой моноклиной, круто падающей к северу и имеющей чешуйчатое строение, осложненное складчатыми и разрывными нарушениями, интрузиями ультраосновных пород. Следует, правда, оговориться, что местами в толще зеленых сложодислоцированных сланцев (восточнее Шурана, например) намечается довольно крутая синклиналиная структура. Возможно, следовательно, толкование структуры зоны разлома как резко асимметричного синклинария.

Д. П. Резвой (1959) трактовал зону Южно-Ферганского разлома еще более широко, относя к ней не только разрывы низких предгорий Алая, но и разломы (надвиги) Кадамжая и даже серпентинитовые интрузии Надира. Нам представляется, что связь последних с Южно-Ферганским разломом может предполагаться только как связь покровов с их корневой зоной, что допустимо лишь в варианте покровного строения зоны Высоких предгорий Алая.

Очень интересно поведение рассматриваемой зоны в Вост. Фергане. Здесь, в районе западного Карачатыра, следует предполагать разворот всей зоны к северу в сторону Андигана — Ташкумира и осложнение ее контура серией более резких изгибов простиранья, которые можно наметить, опираясь на рисунок герцинских структур этого района. Здесь с юга на север, начиная от Наукатской котловины, фиксируется ряд однотипных по строению структур с шарнирами, погружаю-

щимися в западных направлениях. К этим структурам, или, точнее, гемиструктурам, относятся синклиналь Кызыл-Кунгея, Копурбашиинская антиклиналь, Араванский синклиниорий, Чильустунский выступ Ошско-Сюренътюбинского антиклинория, Зинданский синклиниорий, Баубашатинская антиклиналь, Керейско-Келематинская крупная синклиналь, Испатауская антиклиналь, Карасуйская синклиналь, Кызкурганюкая антиклиналь. Легко представить, что все эти структуры образовались в результате складчатых субширотных нарушений гигантской падающей к западу моноклинали, построенной уже знакомой нам серией тектонических чешуй-покровов. Самое верхнее положение в этой серии занимают зеленые сланцы метаморфизованного типа разрезов, ниже (восточнее) следуют вулканогенные толщи среднего палеозоя, под них уходят карбонатные (внутренние) массивы, взброшенные, в свою очередь, на кремнисто-сланцевые сокращенные разрезы, под которыми залегают опять карбонатные (внешние) массивы, покрывающие обычно сокращенные разрезы среднего палеозоя. Мы перечислили наиболее полный набор тектонических чешуй-покровов зоны Южно-Ферганского разлома. Некоторые из них, особенно карбонатные, местами выклиниваются и выпадают из приведенного ряда.

Перечисленные субширотные структуры имеют характер половинчатых структур типа крупных гемантиклиналей и гемисинклиналей, особенно в Сев.-Вост. Фергане, где шарниры их погружаются к западу очень круто. Рассмотрим их главные особенности.

Кызылкийская, или Канско-Кызылкунгейская, *отрицательная структура* обнажена очень слабо. На участке Вуадиль — Кызыл-Кия можно видеть только южное ее крыло — круто падающую к северу и осложненную несколькими складками моноклинали вулканогенных толщ $S_2 - C_1$, на которую (район Кызыл-Кия) налегают по надвигу хлоритовые сланцы. Под вулканогенными толщами залегает линзообразная и также круто падающая к северу тонкая чешуя известняков Ходжа — Алма-Аты, в которой присутствуют как девонские, так и нижнекарбонные породы, а под ней — сланцевые толщи силура, перекрытые терригенными породами алькакариинской свиты девона (терригенный или сокращенный тип разрезов среднего палеозоя).

Восточнее, в хр. Кызыл-Кунгей, по наблюдениям В. Л. Клишенича зеленые сланцы канской серии обнажаются только в западной половине гряды, причем они ограничены выходами вулканогенных толщ, что позволяет подозревать присутствие здесь ядерной части погружающейся к западу синклинальной складки, сильно осложненной разрывами. Северное крыло этой (?) структуры можно видеть в Карачатыре южнее гор Улуг-Тау, где падающие к югу хлоритовые сланцы по разрыву налегают на сравнительно маломощную пачку эффузивов, под которыми лежат трапловитовые толщи силура.

Эти породы принадлежат одновременно южному крылу Копурбашиинской антиклинали, периклинали которой четко выражена западнее Улуг-Тау. Здесь, по данным М. Г. Жарикова, хлоритовые сланцы канской серии, содержащие линзы известняков, налегают на порфириновые толщи лудлова — эйфеля настолько согласно, что этот контакт местами можно трактовать как стратиграфическое налегание. Восточнее, в разрезе по Аравану, видно, что в северном крыле *Копурбашиинской антиклинали* (южном крыле Араванского синклинория) присутствует полный набор тектонических чешуй, включающий зеленые сланцы Кук-Сарай, вулканогенные толщи Кара-Ильга-Чеку, известняки Тайльбельташа, кремнисто-сланцевые разрезы, развитые к югу от них, и известняки Ялгиз-Арчи. Каждая из этих падающих круто к северу и часто осложненных более мелкими складками чешуй обладает, следовательно, своим формационным типом разрезов среднего палеозоя. В ядре

Копурбашинской антиклинали по долине р. Араван обнажается обычный неполный разрез, в котором гониатитовые известняки намяра налегают на граптолитовые сланцы силура. В южном крыле антиклинали между неполными разрезами и вулканогенными толщами зажат лишь узкий клин массивных немых известняков Караташа.

В ядре Араванского синклинория (рис. 12) пloyчато дислоцированные и прорванные мелкими телами серпентинитов толщи хлоритовых сланцев перекрыты с угловым несогласием верхним палеозоем, налегающим то на зеленые сланцы, то на нижележащие эффузивы. То

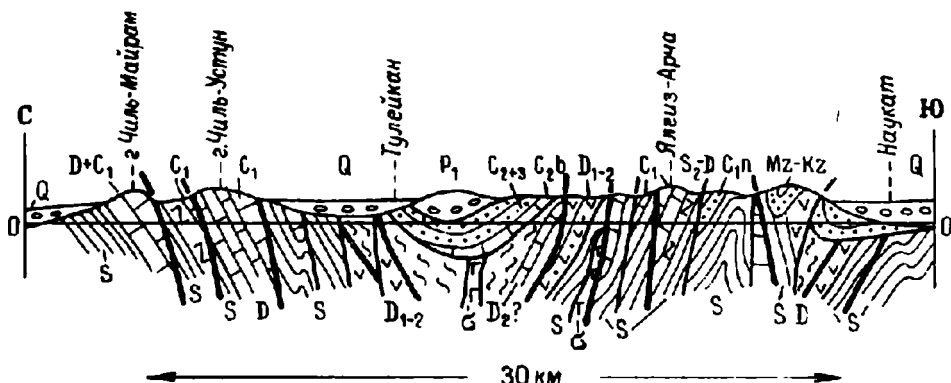


Рис. 12. Геологический разрез Араванского синклинория.

же самое можно видеть и в районе к юго-востоку от Кызыл-Кия. Очевидно, что эти структуры были сформированы уже первыми фазами складчатости, но их развитие продолжалось и позже, ибо мощности верхнего палеозоя убывают от ядра к крыльям синклинорийных структур и ядру синклинория в нижнем структурном ярусе в верхнем соответствует хотя и более пологая, но почти совпадающая по положению синклинальная складка (Тулейманская остаточная мульда). Все структуры полого погружаются к западу от Аравана.

Если учесть отсутствие(?) в толщах хлоритовых сланцев пород моложе живетского яруса, можно предположить, что поднятия в зоне Южно-Ферганского разлома (зоне ранних вулканогенных прогибов) начались еще в D_2 или C_1 , постепенно распространяясь отсюда к центральным зонам Юж. Тянь-Шаня.

Северное крыло Араванского синклинория можно наблюдать близ кишла. Араван и в Ошских горах. У южной окраины кишлака пермские конгломераты ложатся с резким несогласием на пloyчато-гофрированные сложносмятые кварцево-хлоритовые сланцы. Западнее появляются и вулканогенные разрезы. Известняковые чешуи Чиль-Устун и Чиль-Майрама круто падают к юго-западу. Они разделены ташатинской чешуей кремнисто-сланцевых сокращенных разрезов. Последовательность тектонических чешуй-моноклиналей та же, что и в южном крыле синклинория, но мощности известняковых массивов здесь заметно возросли. В Чиль-Устуне виден разворот простираций пластов от почти широтных в юго-восточной части массива до почти меридиональных в северо-западной его части. Если учесть северо-восточные простираания пород в Моноклинских горах и Караултау, то мы получим как бы гемиянтиклиналь — выпуклую к западу дугу простираций — или погружающуюся к западу периклиналь, в которой участвуют по крайней мере три тектонические чешуи. Почти широтный позднегерцинский правый сдвиг существенно осложняет эту структуру. В горах Караултау наб-

людается, кроме того, серия мелких чешуй и складок, опрокинутых к юго-востоку.

Между Ошскими горками и бассейном р. Куровес моноклиналъ зоны Южно-Ферганского разлома перекрыта толщами мезо-кайнозой, но ее северо-восточное простираие может быть восстановлено, если учесть, что породы палеозойских выступов Караултау, Монак, Суганды и Сюреньтубе имеют северо-восточные простираия, что такие же простираия можно видеть в южном крыле *Зинданского синклинория* (междуречье Отузарт — Кугарт), что в Аламышике буровые скважины достигли вулканогенных толщ палеозоя и, главное, что в южном крыле Зинданской структуры мы встречаемся с той же системой крупных тектонических чешуй, сложенных различными формационными типами среднего палеозоя, которая характерна для всей рассматриваемой зоны.

Здесь куровесские вулканогенные толщи надвинуты с северо-запада на «внутренние» известняковые массивы Окджатпеса, а последние, в свою очередь, взброшены к юго-востоку на сокращенные разрезы среднего палеозоя (бассейн р. Турасу). Ниже располагаются «внешние» массивы известняков Суганташа и Урумбаша и, наконец, неполные разрезы Pz_2 . Под поверхностями надвигов повсеместно присутствуют породы S_{1-2} . Строение этого участка сложно, вся серия чешуй образует горизонтальные перегибы, но общая схема строения с движением масс с северо-запада и резким разворотом почти широтных простираий к юго-западу (хр. Кара-Кыр), навстречу караултауским структурам Ошских горок, выступает довольно отчетливо.

В осевой зоне Зинданского синклинория залегает узкий клин зеленых тогузбулакских сланцев, резко несогласно перекрытых верхним карбоном. Вся структура, образующая в плане выпуклую к северу дугу, погружается к юго-западу. Ядро Зинданского синклинория сильно нарушено позднегерцинскими и, особенно, альпийскими разрывами (Огнев, 1937). В связи с этим северное крыло Зинданского синклинория почти отсутствует. Его сильно смещенную по правому Шайданскому сдвигу (?) часть можно наблюдать лишь западнее, в районе хр. Алаш. Здесь присутствует падающая к югу и юго-западу моноклиналъ известняков девона — нижнего карбона, перекрытая вулканогенными толщами неясного возраста. Было бы естественным предположение, что в вулканогенных толщах скрывается обособленный разрез среднего палеозоя.

Алашская моноклиналъ может рассматриваться как смещенная часть южного крыла *Баубашатинской антиклинали* (гемиянтиклинали), резко погружающейся к западу в бассейнах Сересу и Шайдана. Здесь видно, что мощные известняковые толщи среднего палеозоя облекаются небольшой пачкой башкирских песчаников, а затем силурийскими сланцами сокращенного типа разрезов среднего палеозоя, на которые, в свою очередь, взброшены зеленые сланцы майлисуьской свиты. Картину осложняют вулканогенные породы силура и девона, мелкие складки, чешуи и внедрения ультраосновных пород. Нижнепермские келематинские конгломераты перекрывают эти структуры с резким несогласием.

Севернее расположена крупная *Керейская синклиналь* (гемисинклиналь), плавно погружающаяся к западу и переходящая далее в Келематинский синклинорий. Она представляет собой крутую узкую складку, крылья которой сложены мощными вулканогенно-известняковыми толщами среднего палеозоя хр. Баубашата на юге и Каракольского гребня на севере. В ядре складки залегают эффузивно-терригенные толщи, в верхней половине которых В. Л. Клишевичем в 1960 г., а позднее Г. С. Бискэ и Ю. А. Талашмановым (1970) были

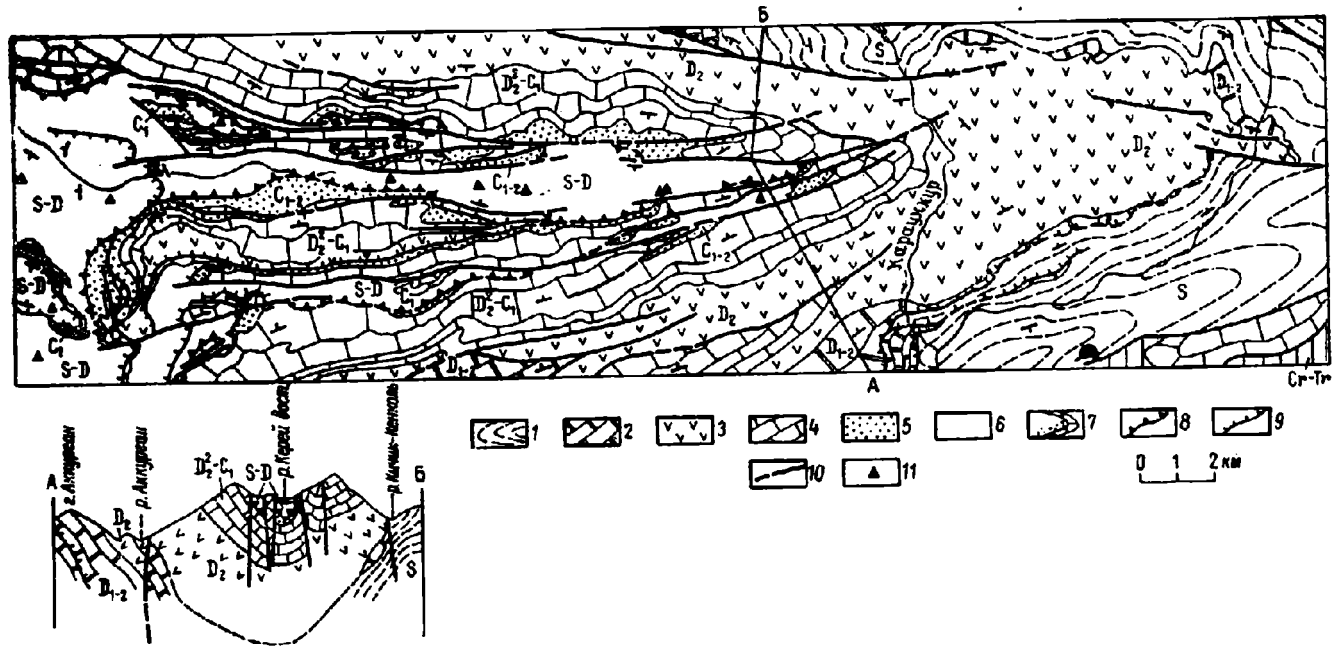


Рис. 13. Геологическая схема района восточного замыкания Керейского гемисинклиория (по Г. С. Бискэ, 1968 г.).
 1-5 — автохтон: 1 — песчаники и сланцы S, 2 — известняки D_1-D_2 , 3 — эффузивы D_2 , 4 — известняки D_2 gv— C_1 , 5 — известняки, песчаники и конгломераты C_1 — C_2 ; 6-7 — аллохтон: 6 — сланцы, эффузивы, кремни S-D, 7 — известняки и песчаники C_1 ; 8 — надвиги, разделяющие баубашатинский (автохтонный) и сересубский (аллохтонный) подтипы разрезов P_{22} ; 9 — надвиги в пределах однотипных разрезов; 10 — посленадвиговые разломы; 11 — места находок грантолитов в аллохтонных толщах.

найлены граптолиты и установлено присутствие надвинутых толщ сокращенного разреза сересуйского типа (рис. 13). Граптолитовые сланцы залегают также на породах визе — намюра в глубоко опущенном по позднегерцинскому разрыву участке северного крыла Баубашатинской антиклинали (долина р. Мустор), свидетельствуя о значительности горизонтальных перекрытий, имевших место при формировании раннегерцинской структуры района. Западные сокращенные разрезы ядерной части Керейской синклинали погружаются под зеленые сланцы майлисуйской свиты, что давало повод Л. И. Турбину помещать последнюю в стратиграфической колонке выше силурийских толщ долины р. Сересу. Более вероятными представляются надвиговые соотношения между этими толщами.

Испатауская антиклиналь, расположенная севернее Керейской синклинали, также принадлежит к числу крупных «полуантиклиналей», так как погружается, хотя и с некоторыми колебаниями шарнира, только к западу и не имеет восточного общего замыкания. Принципиально эта структура тождественна Баубашатинской антиклинали. Она сложена вулканогенно-известняковым типом разрезов среднего палеозоя, погружающимся под сересуйский сокращенный разрез среднего палеозоя или же (на правобережье Нарына) непосредственно под метаморфизованные толщи майлисуйской серии. Конгломераты нижней перми налегают с резким несогласием на известняки ядерной части складки.

Расположенные севернее *Карасуйская синклиналь* и *Кызкурганская антиклиналь* принципиально не отличаются от Керейской и Испатауской структур, но более высокий метаморфизм пород ограничивает здесь фаунистические доказательства вдвоенного характера разреза. Тем не менее Л. В. Кушнарь удалось обнаружить в 1968 г. лудловские криноидеи в верхней части сланцевых толщ, залегающих на каменноугольных породах в долине р. Тохтобек. Келематинские конгломераты (P_1), резко несогласно перекрывающие Карасуйскую структуру, свидетельствуют о ее раннегерцинском возрасте. Обе эти складки круто погружаются к западу. В долине р. Ойалма имеется тектоническое окно, в котором из-под надвинутых силурийских терригенных толщ выступают каменноугольные известняки кызкурганского типа.

Подобные же соотношения можно видеть на левобережье Карасу западной, где в ядрах погружающихся к востоку антиклиналей залегают известняки девона и нижнего карбона, а выше — силурийские или более древние сланцы майлисуйской свиты. Связь карасуйских известняков с кызкурганскими проблематична. Между ними зона Южно-Ферганско-Майлисуйского разлома приобретает форму антивергентного синклинория. Отмеченная серпентинитами осевая его часть прослеживается вдоль левобережья Карасу и севернее разворачивается к востоку по долине Турдука.

Итак, мы убедились в однотипности довольно своеобразного строения крупных раннегерцинских складчатых структур, осложняющих зону Южно-Ферганского глубинного разлома, или зону раннего вулканогенного прогиба. На широтном участке простирания (Исфара — Кан — Вуадиль — Кызыл-Кия) она проходит почти параллельно расположенным южнее складчатым структурам или срезает их под острым углом (участок Мадыген — Исфара). При этом от нее отходят здесь протяженные линейного характера структуры (Каузанский антиклинорий, Охнинско-Талдыкский синклинорий), вместе с зоной разворачивающиеся к северу в Юго-Вост. Фергане. На участке Восточно-Ферганской сигмонды, где вся зона разворачивается к северу (Кызыл-Кия — Андижан — Базаркурган — Ташкумыр и далее), складчатые структуры, осложняющие ее строение, расположены все так же, почти

широко, и приобретают характер резко воздымающихся к востоку гемиструктур. Значительные размеры позволяют, нам кажется, называть некоторые из них даже гемисинклиориями и гемиянтиклинориями. Главные черты их приповерхностного строения рисуются теперь почти однозначно. К сожалению, мы плохо знаем северную часть зоны, где она соприкасается со срединно-тяньшаньскими структурами.

Каузанско-Сюренътюбинская зона антиклинорий структур. Антиклинорийная зона, расположенная южнее или (для Вост. Ферганы) восточнее зоны Южно-Ферганского разлома, может быть составлена из Каузанского, Ошско-Сюренътюбинского антиклинориев и антиклинория северной части Ферганского хребта. Мы не можем видеть их непосредственной связи и объединяем в одну зону потому, что почти непрерывная Южно-Ферганская зона является северным или западным крылом этих структур, как бы связывая их воедино.

Каузанский антиклинорий прослеживается только на участке между Кадамджаем и южной окраиной Наукатской впадины. Здесь обнажена ядерная часть структуры, сложенная известняково-доломитовыми (алайскими) толщами P_{22} , накопившимися в прогибе, испытавшем максимальное погружение во второй половине девона. Эти толщи образуют сложную антиклинальную складку, крылья и периклинали которой почти согласно перекрыты сокращенными разрезами среднего палеозоя чаувайского типа, причем осложняющие антиклинорий мелкие складчатые и широко развитые разрывные нарушения затрагивают как автохтонные, так и надвинутые толщи. На крыльях и периклиналях структур повсеместно наблюдается налегание граптолитовых сланцев силура или нижнедевонских граувакк на фузулиновые песчаники или известняки среднекарбонной толубайской свиты ($C_2\Pi_{1-2}$). Возможно как двустороннее (с севера и юга) надвигание сокращенных разрезов на ядро Каузанского антиклинория, так и полное его перекрытие при одностороннем надвигании сланцевых толщ чаувайского типа с севера. В последнем случае ядро структуры будет представлять собой уже антиклиналоид или крупное узкое тектоническое окно, достигающее 80—90 км по простиранию при ширине до 3—6 км.

В поперечном сечении Каузанский антиклинорий представляется резко выпуклой несимметричной структурой, несколько наклоненной или даже опрокинутой к северу. Альпийские взбросы с поднятыми или даже надвинутыми к северу южными крыльями еще больше усилили асимметрию. Из-за этого Каузанская структура оценивалась ранее как крупная моноклираль, и крутое, иногда подвернутое или перекрытое взбросами, северное крыло ее удалось выявить сравнительно недавно. Но среди мелких складок, затрагивающих лишь самые верхние горизонты карбонатного массива, можно встретить (г. Пыркаф, левобережье Актерека) резко выраженное обратное, южное, направление движения масс.

Шарниры структур Каузанского антиклинория заметно ундулируют. Намечаются три участка относительного воздымания шарниров: Карабийская, Боординская и Наукатская кульминации, причем расположены они несколько кулисообразно, с отступлением более восточных к северу. Каждой кульминации шарниров соответствует расширение контуров выходов известняково-доломитовых, преимущественно каменноугольных, толщ алайского типа, тогда как на участках погружения шарниров наблюдается сужение этих контуров или даже полное перекрытие известняков надвинутыми силурийско-девонскими сланцевыми толщами (правобережье Абшира; междуречье Каранглы—Кызыл-Данге).

Выпуклая (антиклинорийная) форма Каузанской структуры на геологической карте читается, поэтому с трудом. Геолог, заучивший

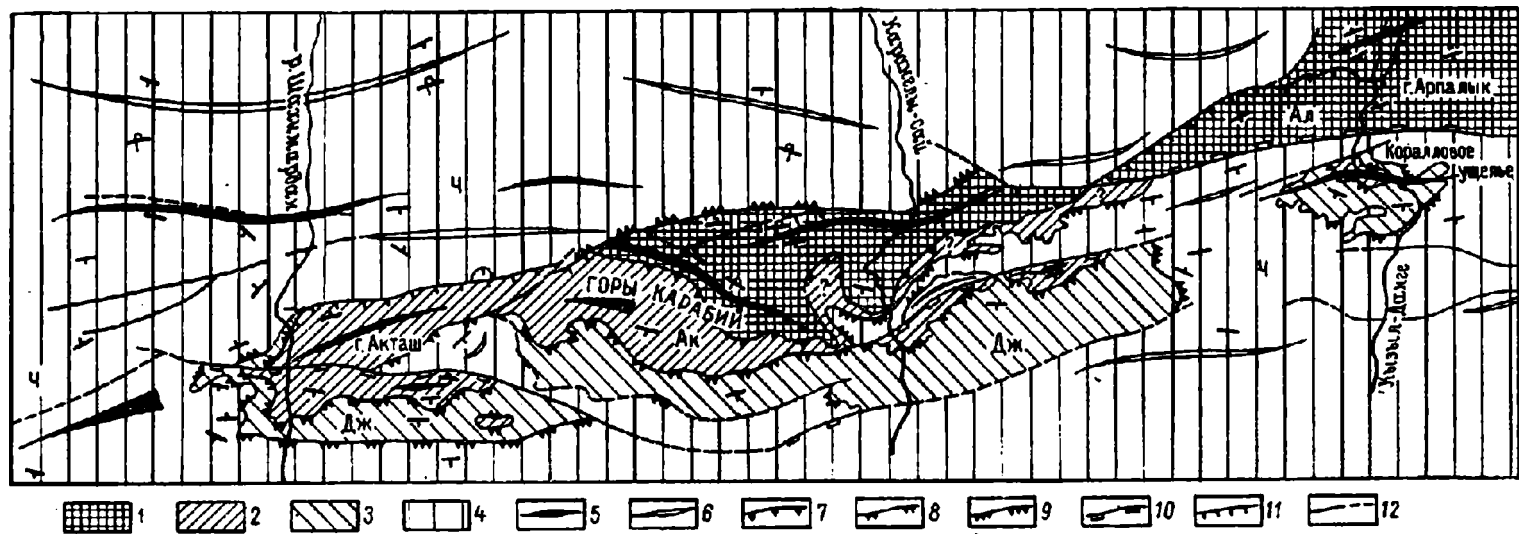


Рис. 14. Структурная схема Карабийской кульминации Каузанского антиклинория.

1 — ала́йский (Ал) тип разрезов Pz_2 , автохтон; 2 — актáшский (Ак) подтип разрезов Pz_2 , нижний покров (чешуя); 3 — джидáлинская (Дж) свита, средний покров; 4 — чаува́йский (Ч) подтип разрезов Pz_2 , верхний покров; 5 — антиклина́ли; 6 — синклинали; 7—9 — раннегерцинские тектонические разрывы (С-ТЬ); 7 — первый (Зузаповский) надвиг; 8 — второй (Джидалинский) надвиг; 9 — третий (Чаувайский) надвиг; 10 — позднегерцинские разрывы; 11 — альпийские разрывы; 12 — разрывы неустановленного возраста.

еще в студенческие годы правило: «В ядрах антиклиналей обнажаются более древние породы». — будет удивлен, обнаружив в ядре Каузанского антиклинория преимущественно карбоновые, а на крыльях преимущественно силурийские породы. Очевидно, указанное правило не следует применять механически, особенно в областях развития тектонических покровов.

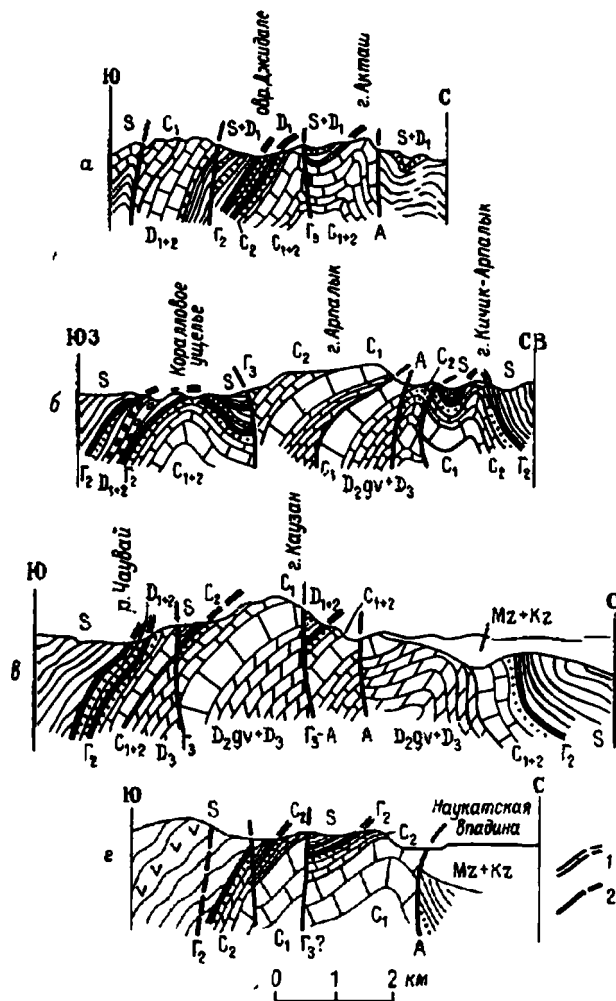


Рис. 15. Геологические разрезы ядерной части Каузанского антиклинория.

1 — надвиги 1-го порядка; 2 — прочие разрывы; G_2 — раннегерцинские разрывы; G_3 — позднегерцинские разрывы; А — альпийские разрывы. Объяснение а — г см. в тексте.

Карабийская кульминация (самая западная) в Шахмарданском ущелье представлена двойной антиклинальной складкой Акташского массива (рис. 14, 15, а), отличающегося от обычных разрезов алайского типа и образующего, по-видимому, самую нижнюю тектоническую чешую (покров), надвинутую на собственно автохтонные толщи Карабийской и Каранглинской антиклиналей, обнажающихся восточнее. Шарниры Акташской антиклинали погружаются к западу под углом до 22° . На левобережье Шахмардана каменноугольные известняки Акташа скрываются под надвинутыми толщами сланцев девона и силура

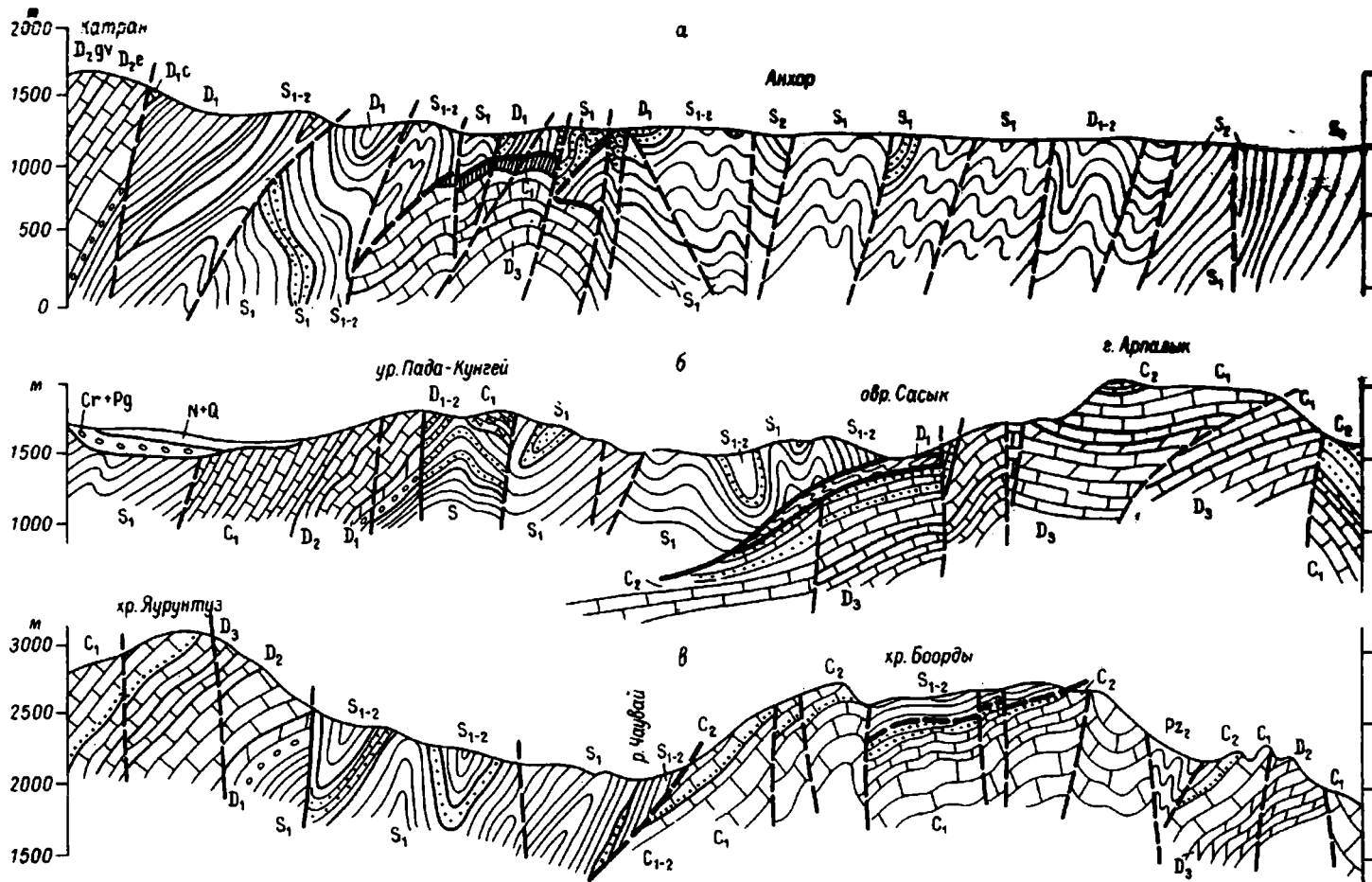


Рис. 16. Геологические разрезы Каузанского антиклинория.

а — по В. И. Далматову (1962 г.); б — по В. Б. Горянову (1964 г.); в — по В. Б. Горянову (1958 г.).

(рис. 16, а), сохраняющими антиклинальную, хотя и более сложную, форму залегания вплоть до верховьев Анавар-сая. Неизвестно, сколь далеко протягиваются известняки Акташа на запад под надвинутыми толщами. Буровыми скважинами они прослежены в этом направлении на 2 км. Материалы электроразведки показывают, что еще в 2 км западнее эти известняки располагаются уже на глубине 800—1000 м. Допустима, нам кажется, мысль, что небольшой выход девонских известняков в русле оврага Абдуразы и высокоомный горизонт, обнаруженный геофизиками близ западного окончания катранских известняков (работы О. А. Аллахвердова 1964 г.), имеют связь с акташскими известняками. Северные склоны Катрана заняты терригенными толщами силура и пизов девона, принадлежащими в основном неполным разрезам среднего палеозоя, образующим здесь западное продолжение Каузанского антиклинория. Где-то в районе Баткента эта структура, погружаясь, примыкает к зоне Южно-Ферганского разлома.

Вернемся к Карабийской кульминации. Южная антиклиналь Акташа в юго-восточном направлении погружается под девонские и силурийские сланцы Сарталы; северная же антиклиналь к востоку от вершины Акташа слегка погружается, а затем, за диагональным северо-восточным разломом, образует довольно широкий резко воздымающийся к востоку свод (см. рис. 14), отделенный диагональным северо-западным взбросом или надвигом от диагональной же погружающейся к юго-востоку и опрокинутой к северо-востоку Карабийской антиклинали, сложенной породами автохтона. На ее восточном продолжении уже в первом тонком покрове(?) формируется антиклиналь «хребтика трех арчей».

К северу от Карабийской антиклинали отделенная от нее опрокинутой к северу синклиналью с силурийскими надвинутыми сланцами в ядре располагается Каранглинская почти широтная и также опрокинутая к северу антиклиналь. Обрывки опрокинутого ее крыла с толубайской свитой в кровле сохранились у северного подножья известняковых массивов гор Карабий и с крутым северным падением уходят под силурийские толщи Алышко-Пульгонской сланцевой полосы.

Каузанская кульминация располагается между левым водоразделом Дангурек-Данге и р. Абшир. В западной ее части наблюдается пологое, но неравномерное погружение складок к западу. Здесь, кроме главной антиклинали, наклоненной к северу, отчетливо выявляются в известняках и сланцах карбона антиклинали Кичик-Арпалыка и Мишиной горы, погружающиеся к западу под сланцы силура (см. рис. 15, б). На южном крыле антиклинория в долине р. Дангурек-Данге в тектоническом окне Кораллового ущелья (см. рис. 14, 15, б) из-под надвинутых сланцев силура и девона обнажается сводовая часть еще одной антиклинали, сложенной известняками и песчаниками среднего карбона. Возможна подземная связь этой структуры с антиклиналью гор Карабий на западе и со сложными структурами левобережья Актерека на востоке.

На правобережье Исфайрама северное крыло Каузанского антиклинория уходит под перекрывающие его отложения мезо-кайнозоя (см. рис. 15, в), и хр. Боорды представляет поэтому моноклинальную, падающую к югу и выполаживающуюся по восстанию структуру. Ее осложняют диагональные гемантиклинали Зорданге и Сартистагана, а также Дуванаташский диагональный взбросо-сдвиг (см. рис. 16, в).

К востоку от вершины г. Каузан в сечении антиклинория намечаются две антиклинальные и разделяющая их синклинальная складки. Южная (собственно Каузанская) антиклиналь слегка наклонена к северу, погружается в районе Абшир — Мазара к востоку под надвинутые сланцы девона и силура. Участок этот по строению очень напо-

минает район Кадамджа. Мульда расположенной севернее синклинали обнажена в Алмалы-сае, где видно крутое погружение ее шарнира к востоку. Северная (Аксайская) антиклиналь сильно нарушена разрывами. Сводовая ее часть опущена и слабо обнажена (левобережье Ак-сая), но поднятое позднегерцинским разрывом и опрокинутое местами северное крыло хорошо прослеживается в хребтике Тура-Кыр и по левобережью сая Ашкаватой. Повсеместно при северных падениях залегают олубайские (C_{2M1-2}) песчаники налегают джидалинские (D_{1-2}) или силурийские сланцы сокращенного типа разрывов.

В связи с этим представляется весьма вероятной подземная связь известняковых массивов Каузанской культинации с известняковыми массивами южного обрамления Наукатской впадины (см. рис. 15, з). Здесь, между Кичик-Яшем и Кавка-саем, обнажена только верхняя часть разрывов, очень похожих на каузанские. В структурном отношении массивы представляют собой двойную антиклиналь, осложненную разрывными, главным образом северо-восточными, нарушениями (рис. 17). Структура эта погружается и к западу, и к востоку под надвинутые на нее сланцевые толщи сокращенного типа разрывов, что и позволяет рассматривать ее в качестве Наукатской культинации Каузанского антиклинория. Небольшое тектоническое окно в Кичик-Яше подтверждает эту гипотезу. Здесь в ядре антиклинальной складки обнажается верхняя часть олубайской свиты (C_{2M1-2}), тогда как на крыльях ее залегают песчаники и сланцы нижнего девона и силура.

Северное крыло Каузанского антиклинория перекрыто по круто поставленному Кичикарпалыкскому надвигу ланцевыми толщами Алышской чешуи (покрова?). В ее разрезе участвуют терригенные породы силура, низов джидалинская свита) и более высоких горизонтов (алькакаринская свита) девона. Нижний карбон, обычный в разрезах сокращенного типа, здесь не обнаружен. Внутренняя структура Алышской чешуи сложна. Для нее характерны почти широтные складки 2—3-го порядка, несколько диагонально ориентированные по отношению к общему восток-северо-восточному простиранию ограничивающих чешую разрывов. Если проследить эти складки по простиранию на восток, то можно убедиться, что они будут примыкать к ядерной части антиклинория, обнаруживая места (Кичик-Арпалык, Яш) прямую связь со складчатыми структурами автохтонных массивов, что и следовало ожидать при допущении образования складок после тектонических перекрытий. Вместе с тем нужно отметить, что

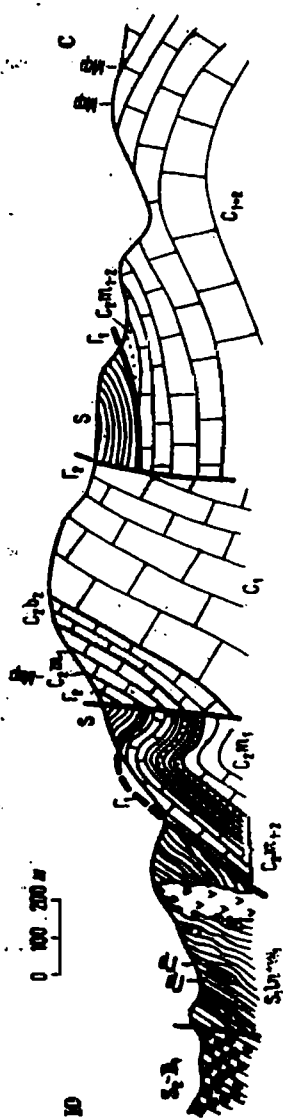


Рис. 17. Разрез Наукатской культинации Каузанского антиклинория по левому борту р. Чагче. Г₁ — пластматой дислоцированный раннегерцинский жалаит; Г₂ — позднегерцинские разрывы; Г₃ — места сбросов гранито-литов силура; Мф — места сбросов фораминифер нижнего карбона.

формы мелких дислокаций в надвинутых толщах более сложны. Преобладающими падениями пород в пределах Алышской чешуи будут северные нормальные или южные опрокинутые, что соответствует их положению в северном крыле антиклинория, наклоненного в ту же сторону. Общей асимметрией структуры можно объяснить также и быстрое погружение каузанских известняков к северу под алышские сланцы.

В сланцевых толщах, перекрывающих южное крыло антиклинория, также можно наблюдать зависимость складок покрова от дислокаций автохтона. Так, в западной части Чаувайской сланцевой полосы складчатые структуры 2—3-го порядка имеют юго-восточные простирания, соответствующие простираниям структур Карабийской кульминации (см. рис. 14). Восточнее, в бассейне Исфайрама, эти складки приобретают уже северо-восточные простирания, соответствующие положению гемнантиклиналей автохтона на южном склоне хр. Боорды. Но опять-таки структуры сланцевых толщ более сложны. Так, например, Караджегачская синклиналь имеет форму опрокинутой к югу (!) или даже лежачей складки. В верховьях Чаува и в бассейне Абшира, где нет существенных диагональных нарушений автохтона, складки в надвинутых сланцах также приобретают характер продольных структур.

Восточное продолжение Каузанского антиклинория скрыто под мезо-кайнозойскими толщами Наукатской котловины. Реконструкция его положения в этом районе не может пока быть однозначной. Возможно, что ось структуры в пределах Наукатской впадины резко развернулась к северо-западу и даже к западу, в сторону Копурбашинской антиклинали. В этом случае известняки Ляглына, повторяя тот же разворот, должны соединиться с известняками Катарского массива, а Охинско-Талдыкский синклинорий, резко развернувшись в пределах Алдыяра — Намаздека, — с Араванским синклинорием. Сходство перечисленных структур очевидно. Магнитными съемками вулканогенные толщи, примыкающие с севера к Катарскому известняковому массиву, прослежены на восток до Памирского тракта, но непосредственного соединения эффузивов Араванского синклинория с алдыярскими эффузивами магнитометрия не дает. В долине Талдыка остается площадь, характеризующаяся сравнительно равномерным магнитным полем, что позволяет наметить второй вариант структурного рисунка этого участка. Можно предположить замыкание Араванского синклинория на левобережье Талдыка, а намаздекские зеленые сланцы сопоставлять с выходом похожих пород в массиве Суганды. В этом варианте намечается возможность увязывать Каузанский антиклинорий с Ошско-Сюренътюбинским, а Копурбашинскую и Араванскую структуры рассматривать в качестве гемиструктур, развитых на западном крыле антиклинорийной зоны. Оставляя решающее слово за геофизиками, будем считать пока второй вариант более правдоподобным.

Ошско-Сюренътюбинский (или Сюренътюбинский) антиклинорий почти нацело закрыт мезо-кайнозойскими толщами. Восстановить его положение можно, опираясь на наличие: 1) сходных падающих к северо-западу моноклиналей Караултау и Суганташа, составляющих часть описанной выше зоны Южно-Ферганского разлома; 2) сокращенного разреза среднего палеозоя и антиклинальной структуры северо-восточного простирания в хр. Сюренътюбе; 3) синклинальной структуры того же простирания с участием зеленых сланцев живетского яруса в хребтике Суганды.

Характерное чередование типов разрезов и обнаженные элементы структурных форм позволяют наметить положение антиклинория, осевая зона которого должна проходить по линии Кок-Янгак — Карасу — Ош. Близ северной окраины Оша эта структура либо замыкается, либо резко отклоняется к востоку, осложняясь Караултауским позднегер-

ципским сдвигом. К северу от Сюреньтюбе ее продолжение, также смещенное широтным сдвигом, следует предполагать под верхним палеозоем средней части долин Кара-Алмы и Урумбаша, где герцинские структуры приобретают уже широтное, а вблизи Таласо-Ферганского разлома, в верховьях Урумбаша, вновь северо-восточное простирание, как бы намечая связь с антиклинорием северной части Ферганского хребта.

Осевая зона Сюреньтюбинского антиклинория сложена неполными разрезами среднего палеозоя, в которых известняково-кремнистая пачка визе — намюра, по данным Н. В. Иванова (работы 1958 г.), ложится на силурийские сланцы без резких угловых несогласий. В северо-западном крыле присутствуют известняковые массивы типа Чиль-Майрам или Акташ — Урумбаш, имеющие в кровле визе-намюрские образования; на них взброшены известняково-кремнистые толщи сокращенных разрезов Таш-Ага, Караултау, Турасу. Следующей непостоянной (?) крупной чешуей будут известняки Чиль-Устун, Манакских гор, Окджатпеса. О присутствии еще более высокой чешуи вулканических пород говорят скважины Юж. Аламышика и выходы эффузивных толщ в бассейне р. Куровес. Движение масс с северо-запада отчетливо выражено опрокидыванием складок к юго-востоку и северо-западным падением поверхностей взбросов и надвигов как в Караултау, так и в районе Урумбаш — Куровес.

Юго-восточное крыло Сюреньтюбинского антиклинория весьма проблематично, ибо оно перекрыто не только мезо-кайнозойем, но и верхним палеозоем, переработано позднегерцинскими движениями и еще недостаточно изучено. Его существование подтверждается присутствием крупной синклиналиной складки в г. Суганды, разрез которой описан А. Е. Довжиковым (Сивлицын, 1960) и включает эффузивные и хлорито-сланцевые толщи девона, столь характерные для синклинорных структур Юж. Тянь-Шаня. Если ось этой структуры уходит к востоку от хр. Сюреньтюбе, то между ними должны присутствовать породы с юго-восточными падениями.

Антиклинорий северо-восточной части Ферганского хребта прослеживается от Нарынского ущелья к юго-востоку вдоль юго-западного крыла Таласо-Ферганского разлома до верховьев р. Отузарт, где почти нацело срезается диагональными разломами, в том числе альпийскими надвигами, плавно сопрягающимися с Таласо-Ферганским разломом. В таком виде эта структура показана Т. А. Додоновой в 1959 г. Между верховьями Отузарта и Урумбаша от антиклинория остается только узкий клин. Ядерная часть антиклинория, по данным В. Н. Огнева (1937) и Т. А. Додоновой (1962), сложена терригенной толщей, достигающей 4 км мощности. Возраст всей этой толщи оценивался как верхний лудлов, так как она подстилается нижнелудловскими известняками, а перекрывается с довольно резким несогласием известняками нижнего девона или даже верхнего лудлова. Это несогласие рассматривалось как проявление позднекаледонской складчатости. Н. М. Сивлицын (1960), возражая В. Н. Огневу, указывает на непрерывные известняковые разрезы лудлова — нижнего девона в смежных районах и считает обнаруженные несогласия локальными проявлениями эпигерцинских движений.

В последние годы Г. С. Бискэ и Ю. А. Талашманову (1970) удалось обнаружить в долинах Караунжура и Кумышсу в самой верхней части «верхнелудловской» терригенной толщи граптолиты, характеризующие лландоверийский (по заключению Р. Е. Риненберг) ярус нижнего силура. Напомним, что С. С. Шульдц в 1936 г. среди «лудловских» сланцев верховьев р. Уюнкур обнаружил микрофауну нижнего карбона.

В Алае под известняковыми массивами, аналогичными баубашатинским, обычно располагаются сокращенные разрезы среднего палеозоя. Можно думать, что и здесь мы имеем дело со вздвоенным разрезом. Поверхность скрытого надвига надо искать либо в подошве, либо в кровле пачки немых кумышсуйских песчаников. С пологими разрывами, нам представляется, связаны также и «несогласия» в основании известняковых массивов, несущие, как правило, следы тектонического скольжения. Говорить о каледонидах здесь нет достаточных оснований.

Юго-западное крыло Баубашатинского антиклинория осложнено широкими антиклиналями (полуантиклиналями), наклоненными к югу и резко погружающимися в западных направлениях. Таковы Баубашатинская, Испатауская, Кызкурганская гемиянтиклинали и разделяющие их гемисинклинали, уже знакомые нам по зоне Южно-Ферганского разлома. В узких также погружающихся к западу синклиналях (Керейской, Карасуйской) вулканогенно-известняковые разрезы перекрыты силуром сокращенного типа разрезов по доскладчатым надвигам, направленным с запада (см. рис. 13).

В северо-восточном крыле антиклинория, оборванном Таласо-Ферганским разломом, в известняках девона наблюдается одна продольная Мончакская синклиналь.

Охнинско-Талдыкская синклинорная зона. Эта зона расположена к югу от Каузанского антиклинория. Ее ось прослеживается от ур. Мадыген, где зона срезается Южно-Ферганским разломом, на восток через вулканогенные толщи, развитые южнее Баткента, к Надиру, Охне, Майдану и далее через бассейн р. Яш и средние течения рек Киргиз-Ата, Акбура, Кырк-Кичик в верховья Талдыка. Здесь вся структура резко разворачивается к северу в сторону Алдыяра, где фиксируется новый разворот ее к северо-западу до почти широтного положения в Намаздеке. Дальнейшее продолжение этой зоны неясно. Скорее всего она разворачивается вновь к северу в сторону Сугандинской синклинали.

Вдоль всей этой линии, на протяжении около 350 км, прослеживается цепь крупных синклинальных структур и проявления основного девонского вулканизма. Эта линия одновременно является осью, от которой направлено «движение масс» в поверхностных раннегерцинских структурах. Характерно также почти симметричное чередование формационных типов отложений среднего палеозоя относительно этой линии. Д. П. Резвой (1969), опираясь на преимущественное распространение более древних пород, считает среднюю часть рассматриваемой структуры антиклинорием (Катранский антиклинорий), что мало согласуется с наблюдаемыми здесь вогнутыми формами тектонических структур.

В поперечном сечении Охнинско-Талдыкский синклинорий представляет антивергентную структуру с отчетливо выраженным синклинальным строением ядерной части и с серией сложных, падающих к оси структуры и надвинутых друг на друга моноклиналей на крыльях. Каждая из этих моноклиналей характеризуется определенным формационным типом разрезов среднего палеозоя. Симметричное чередование типов разрезов на крыльях синклинория допускает гипотезу покровного строения района, и мы не можем сказать уверенно: являются ли эти моноклинали отдельными выжатыми из ядра синклинория тектоническими чешуями (вариант двусторонних надвигов), или же представляют собой отдельные крупные тектонические покровы (см. рис. 49). В последнем случае «чешуи» должны соединяться друг с другом на глубине, под осевой зоной синклинория (вариант односторонних покровов).

Последовательность расположения типов разрезов на крыльях Охнинско-Талдыкского синклинория точно такая же, как и в зоне Южно-Ферганского разлома. Самое высокое структурное положение занимают метаморфизованные толщи канской серии, присутствующие только в районах максимального погружения шарниров структуры. Под ними залегают вулканогенные толщи среднего палеозоя, часто занимающие осевую зону синклинория, но исчезающие или почти исчезающие на участках воздымания шарниров (Яш — Охна, например). Еще ниже, обычно на крыльях структуры, располагаются внутренние карбонатные массивы (Катранбаши, Гупукап, Акшагыл, северная часть Актура и др.). Они выходят в осевую зону только в районах максимального воздымания шарниров синклинория (Охна). Под ними и дальше от оси структуры лежат сокращенные кремнисто-сланцевые разрезы среднего палеозоя (Охна, Бидана, Шалап), а затем — внешние известняковые массивы типа Яурултуз, Ляглян, Чемендык, Матчай, Тамчи, Ак-Чоко, южная часть Актура и др. Самую периферию синклинория веера слагают сокращенные терригенные разрезы Чаувап, Баула, Урта-Тау, Карагура, Гульчи. Принципиальную схему расположения типов разрезов в структуре синклинория можно видеть на рис. 48. Надо оговориться, что в каждом конкретном сечении не обязательно присутствует полный набор перечисленных выше чешуй-покровов. Местами некоторые из них пережимаются или выпадают из разреза вовсе, появляясь вновь дальше по простиранию.

К западу от р. Исфара (рис. 18, д) представлено только южное крыло Охнинско-Талдыкского синклинория. Вулканогенные толщи силура — девона, зажатые в тектонических чешуях Мадыгена, имеют крутые северные падения и намечают остатки ядерной части синклинория, срезанной Южно-Ферганским разломом. Развитые южнее складки сулюктинских, кокчетауских, чемендыкских, сухумтауских известняковых массивов можно представить как дислокации, осложняющие общее северное падение надвинутых с севера друг на друга чешуй (или покровов). В. И. Котельнижковым, Л. Н. Кугураковым, Д. А. Старшининым, Г. С. Бискэ установлено, что в пределах указанных массивов развиты два подтипа карбонатных разрезов среднего палеозоя: катранбашинский и актурский. В первом из них довольно значительные мощности принадлежат известнякам второй половины девона, тогда как актурский отличается наличием очень мощных доломитово-известняковых толщ лудлова — эйфеля (см. рис. 4).

Катранбашинский (внутренний) разрез надвинут (как это можно видеть в районе пер. Кызыл-Тус) с севера на актурский, имеющий особенно широкое распространение. Обычно залегающие между ними сокращенные разрезы здесь не установлены. Массивы актурского подтипа разрезов, в свою очередь, надвинуты либо на сокращенные разрезы Баула — Алмалы-сая, перекрывающие автохтонные толщи Андыгенского антиклинория, либо же непосредственно на эти последние (Ворух — Акташ, горы Сухумтау).

Все эти толщи совместно участвуют в строении серии довольно крупных погружающихся к западу складок 2-го порядка, служащих как бы продолжением таких же структур, осложняющих северное крыло автохтонных толщ Андыгенского антиклинория. Перечислим с севера на юг эти складки:

1. Опрокинутая к северу антиклиналь гор Сухумтау, сложенная актурским подтипом разрезов среднего палеозоя и облегающая западное погружение Булакбашинской антиклинали, построенной автохтонными известняково-доломитовыми (алайскими) толщами. У северной окраины Ляйляжской впадины эта структура, осложненная синклинальным перегибом, погружается к западу под надвинутые на нее толщи

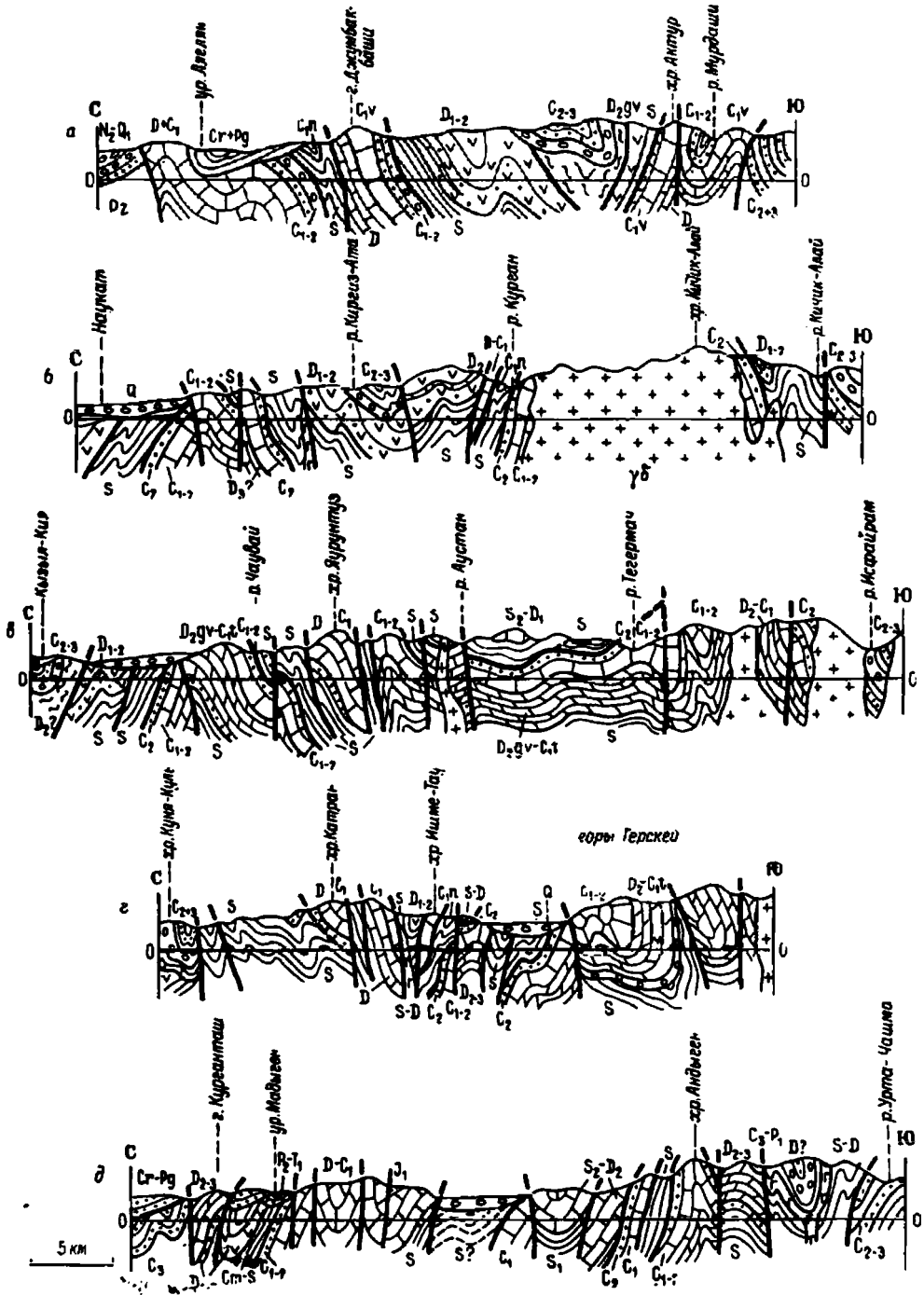


Рис. 18. Геологические разрезы зоны Высоких предгорий Алая.
Объясните а — д см. в тексте.

северной гряды Сулюктинских гор, содержащие в основании силурийские песчаники и глыбы кембрийских пород (гряда Чоор-Дунга).

2. Синклинальная структура гор Тузбель (актурский подтип разрезов), как бы вложенная в погружающуюся к северо-западу синклинальную складку Воруха, построенную автохтонными толщами. Тузбельская синклиналь плавно погружается к западу под молодые отложения Ляйлякской впадины. Ее южное крыло западнее Ляйляка подводит к северной части Чемендыкского массива.

3. Северо-Чемендыкская (Кызылбулакская) антиклиналь, представляющая собой плавно замыкающуюся, но круто погружающуюся с северо-запада складку известняков актурского подтипа, как бы обтекающую с запада погружение более узкой опрокинутой к северу антиклинали хр. Андыген.

4. Чемендыкская синклиналь со вдвоенным более крутым южным крылом, также погружающаяся к западу в сторону Кокчетауского массива, представляющего уже моноклиналь типа внутренних известняковых моноклиналей. Сходство усиливается вулканогенными породами, надвинутыми с севера на чешуи Кокчетау.

По направлению восстания шарпиров Чемендыкской синклинали из-под известняков появляются сокращенные разрезы верховьев сая Баул, занимающие, в свою очередь, ядерную часть воздымающейся с востоку и наклоненной к северу синклинали Узгуруш — Гурато (алайский тип разрезов среднего палеозоя).

Здесь намечается, таким образом, почти полный набор предсказанных покровов, закономерно повторяющийся на больших площадях северного склона Алайского хребта. Обращает на себя внимание северное направление наклонов складчатых структур, как будто бы противоречащее южному направлению движения надвинутых масс. Возможно, что это связано с позднегерцинской доработкой перечисленных складок.

На междуречье Исфара — Сох ядерная часть Охнинско-Талдыкского синклинория обнажается только на левобережье Соха. Выступающие здесь вулканогенные толщи принимались ранее целиком за нижнесилурийские. По наблюдениям В. И. Котельникова и А. В. Яговкина основная толща эффузивов с несогласием налегает на граптолитовые сланцы силура и принадлежит, вероятно, девону. Ее структура представляется в виде наклоненной к югу синклинали. Сравнительно пологое южное крыло осложнено мелкими простыми складками. Интересна находка В. И. Котельниковым небольших выходов известняков среднего карбона (катранбашинских?) под граптолитовыми сланцами, лежащими в основании вулканогенных толщ. Можно предполагать, что вулканогенные разрезы сильно надвинуты здесь с севера на известняковые (см. рис. 42).

Южное крыло синклинория на рассматриваемом междуречье детально исследовано Л. Н. Кугураковым, обнаружившим типичную картину складок и позднегерцинских разрывов, развитых на фоне по меньшей мере трижды повторенного разреза. Автохтонные массы здесь представлены только верхней частью разрезов алайского типа. На них налегают местами сокращенные, но чаще относительно полные известняковые разрезы внешних массивов, порой вдвоенные. Еще выше располагаются доломитово-известняковые толщи внутренних массивов. С севера на юг здесь выделяются следующие структурные единицы 3-го порядка:

1. Падающая к северу и осложненная в западной части двойным перегибом 3-го порядка Акшагыльская моноклиналь. В восточном направлении она, по-видимому, целиком уходит под вулканогенные

разрезы среднего палеозоя. В качестве же западного ее продолжения можно рассматривать известняки Шодымира. Сложена катранбашиным подтипом разрезов.

2. Вздвоенная и падающая к северу Байтакская моноклинал, сложенная известняками актурского подтипа разрезов. Северная ее часть в восточном направлении намечает переход к разрезам сокращенного типа.

3. Тешикташская падающая к северу моноклинал, сложенная автхотскими толщами алайского типа. Она является северным поднятым по позднегерцинскому разлому крылом антиклинали, служащей западным окончанием Хайдарканской антиклинали. Шарнир складки полого погружается к западу. В Куру-сае, уже в южном сильно опущенном крыле позднегерцинского разлома (Шивалинского), можно видеть сохранившуюся часть свода этой антиклинали.

4. Узкая, местами запрокинутая к северу Кенсайская синклинал, находящаяся южнее позднегерцинского разлома и полого погружающаяся к западу. Северное ее крыло слагает горы Кызылташ, а южное налегает по пластовому надвигу на Раватджакубскую складку.

5. Раватджакубская очень сложная, наклоненная к северу антиклинал, построенная тем же самым (актурским) подтипом разрезов. Эта складка очень резко, даже с опрокидыванием шарниров, погружается к западу. В строении запрокинутой переклинали участвуют также породы южного крыла Кенсайской синклинали, образующего здесь как бы поперечную вдавленность, в которой сохранился экзотический массив г. Тике, сложенной катранбашиным подтипом разрезов среднего палеозоя (см. рис. 45).

6. Сарыташская синклинал, погружающаяся к северо-западу (также в сторону г. Тике). В ее строении участвует вздвоенный разрез актурского подтипа. Южное крыло этой складки, содержащее стратотип матчайской свиты лудлова, налегает на алайские разрезы северного крыла Булакбашинской антиклинали и уходит на запад в северное крыло антиклинали Сухумтау.

Расшифрованные Л. Н. Кугураковым структуры, следовательно, довольно ясно рисуют складчатость, развитую на фоне целой серии уже сформированных тектонических покровов, надвинутых с севера, от ядра Охнинско-Талдыкского синклинория.

Северное крыло Охнинско-Талдыкского синклинория на рассматриваемом междуречье изучено плохо. Здесь, в горах Бужунь и Сургутангасы, присутствуют известняковые толщи лудлова и девона, собранные в серию складок, развитых на фоне общего южного падения. О. И. Ким отмечал в них наличие пологих надвигов с юга на север. Севернее развиты терригенные и вулканогенно-терригенные толщи сокращенных (?) разрезов.

Восточнее, на междуречье Сох — Абшир, осевая зона Охнинско-Талдыкского синклинория обнажена слабо. Севернее хр. Ишме-Тау вулканогенные толщи по наблюдениям, проведенным в 1962 г. Т. С. Замалетдиновым, залегают в ядре опрокинутой к югу синклинальной складки (см. рис. 18, г), на крыльях которой обнажаются граптолитовые песчаники и сланцы силура. В восточном направлении эти толщи в результате воздымания шарниров срезаются новейшими отложениями Охнинской впадины. К югу от кишл. Охна опять встречается синклинальная складка, но сложенная уже известняковыми толщами девона и нижнего карбона, причем эта структура погружается на запад. Ее северное крыло увязывается с известняками хр. Катранбаши, падающими к югу под вулканогенные толщи Сарталы, а южное крыло у северного подножия гор Тамчи уходит под наносы Охнинской впадины и, вероятно, под эффузивные разрезы Сарталы, появляясь

из-под них только много западнее, в горах Акшагыл. Синклинальная форма структуры фундамента Охнинской впадины подтверждается также и данными электроразведки (рис. 19). Нам кажется неудобным называть эту структуру «антиклинальным поднятием», или «антиклинорием», как это делает Д. П. Резвой (1959).

Геологическое строение междуречья Шахмардан — Пешкаут исключительно интересно. Здесь осевая зона синклинория выражена сравнительно полными тектоническими структурами, что позволяет считать этот район ключевым для решения вопроса о «корнях» надвигов.

К сожалению, мы еще не достигли полной ясности в понимании строения этого района и основной вопрос тектоники Алая (покровы или двусторонние надвиги) не решен однозначно. По В. Б. Горянову здесь можно наблюдать переходы от относительно полных разрезов среднего палеозоя (катранбашинский подтип) к сокращенным разрезам, в которых маломощный намяур лежит на граптолитовых сланцах силура. Эти переходы обеспечиваются слабовыраженными несогласиями в основании визе и намяура, в результате чего на крыльях Охнинской синклинали мощные карбонатные толщи девона и визе выклиниваются и кремнисто-известняковая шаланская свита (C_{1n}) ложится прямо на силур. Близкая трактовка строения района давалась еще в 40-х годах Н. М. Синицыным (1960). Охнинские известняки, следовательно, по В. Б. Горянову, лежат на месте (рис. 20), что позволяет считать осевую зону синклинория относительно неподвижной, а наблюдаемые на его крыльях надвиги рассматривать как двусторонние поддвиги, направленные и с севера и с юга под эту зону. Такая точка зрения представлялась и нам наиболее вероятной, но... до работ В. Б. Горянова, когда еще не было выявлено фактов налегания намяура на силур в Кен-Джилге и севернее. Современные материалы уже хуже укладываются в гипотезу двусторонних движений. Непонятно, почему наиболее молодые породы района (шаланская свита) при довольно пологой общей структуре сохранились не в положительных, а только в отрицательных формах рельефа, почему они залегают не в ядрах синклинальных, а в ядрах антиклинальных в общем структур, почему на визейских известняках катранбашинских разрезов нигде не лежат породы, аналогичные шаланской свите, тогда как она сама хорошо выдержана в фациальном отношении на больших площадях. Почему сокращенный разрез в Ташбулаке, у пер. Шалан и в других местах вплотную примыкает к мощным толщам девонско-визейских известняков и часто шаланская свита лежит прямо под ними? Почему, наконец, в основании известняковых массивов обычно фиксируются следы скольжения, а пологое положение подошвы массивов плохо вяжется с крутыми залеганиями пластов известняков, их слагающих?

На все эти вопросы можно было бы дать один ответ: охнинские известняки образуют тектонический покров, лежащий на преимущественно сланцевых толщах сокращенного типа разрезов среднего палеозоя. Покровная гипотеза, с нашей точки зрения, лучше объясняет наблюдаемые здесь соотношения пород. Она объясняет также наличие экзотического массива силурийских пород Кремневой горы над охнинскими известняками. Этот массив можно понять как остаток самого верхнего покрова, развитого западнее в ур. Сартала.

Восточнее, в пределах ур. Тамоша, осевая зона синклинория почти закрыта мезо-кайнозойем, но и здесь намечается сложная синклинальная структура. Еще восточнее, у кишл. Майдан, развито в основном южное поднятое по разлому крыло этого синклинория, в котором присутствуют известняки г. Ак-Куль и (в виде узких тектонических клиньев) вулканогенные и даже метаморфизованные породы среднего

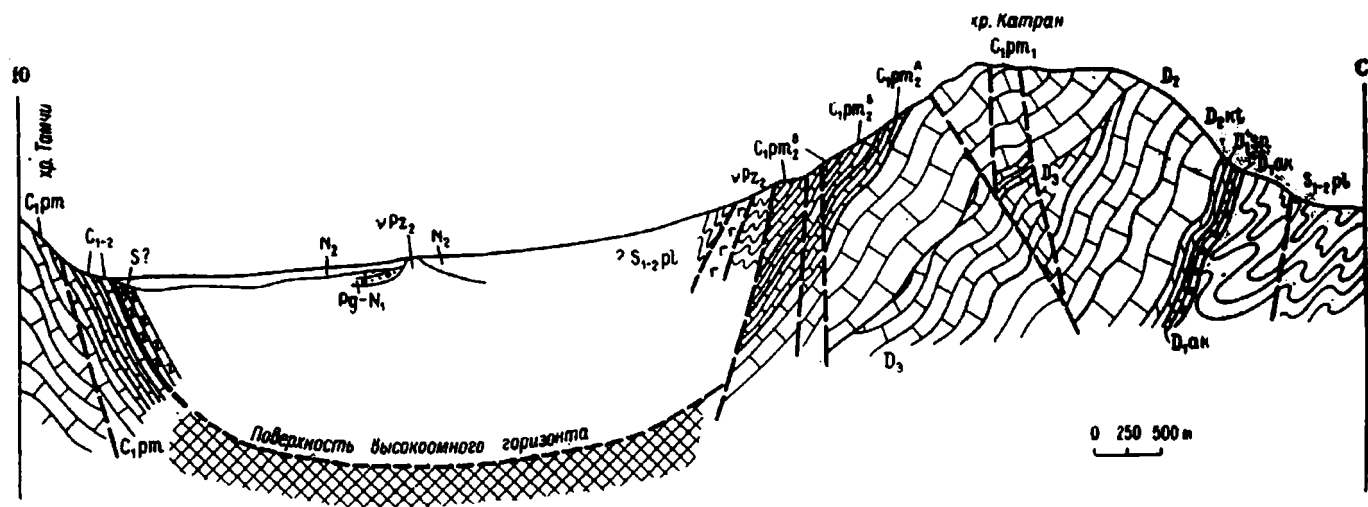


Рис. 19. Геологический разрез Охнинской впадины (составлен с учетом геофизических данных В. Б. Горяновым и Л. В. Кушнар, 1962 г.).

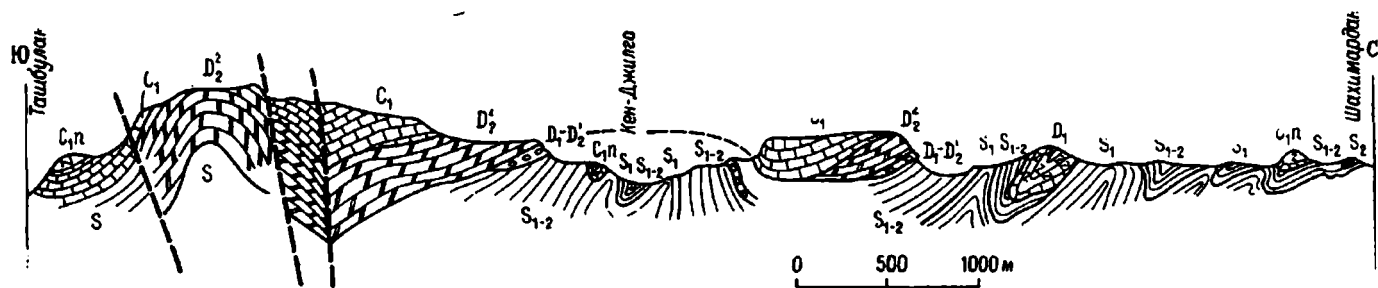


Рис. 20. Схематический разрез междуречья Шахмардан—Ташбулак (по В. Б. Горянову, 1962 г.).

палеозоя. Осевая зона структуры в этом районе выражена по существу зоной разлома, амплитуда поднятия южного крыла которой возрастает к востоку. В результате в долине Пума осевая зона структуры сильно сужается, что связано также и с поднятием ее шарнира, достигающего наиболее высокого положения на водоразделе Пум — Абшир, где автохтонные алайские известняки г. Оджалъвес (южное крыло синклинория) приходят в непосредственное соприкосновение с известняками г. Юрунтуз (внешний массив, северное крыло синклинория).

Северное крыло Охнинско-Талдыкского синклинория на междуречье Сох — Абшир представлено с юга на север круто падающей к югу моноклиной хр. Катранбаши (внутренний известняковый массив), узкой Каракольской чешуей сокращенных разрезов, крупной падающей круто к югу моноклиной хр. Катран — Юрунтуз (внешний известняковый массив) и, наконец, сложно помятой чешуей-покровом чаувайских сланцев, надвинутых на ядро Каузанского антиклинория. Складчатых дислокаций, нарушающих перечисленные моноклинали, немного. Среди них можно назвать диагональные изгибы простирающихся в хр. Катранбаши, мелкие продольные складки кровли катранских известняков в Охне и близ Майдана, сложный двойной перегиб карбоновых известняков Юрунтуза и надвинутых на них сланцев силура в приустьевой части руч. Малаяран.

В южном крыле синклинория на рассматриваемом междуречье с севера на юг выделяются: 1) уже упомянутые локально развитые известняки южного крыла Охнинской синклинали; 2) падающая в общем к северу, хотя и сложно помятая чешуя сокращенных разрезов, залегающая между известняками Охны и гор Тамчи; 3) местами выклинивающаяся, падающая к северу известняковая Тамчинская моноклинал внешних массивов, прослеживаемая из бассейна Ташбулака к горам Ишме-Тамчи, к курорту Шахимардан и, с перерывами, к г. Ак-Куль на Исфайраме; 4) Уртатауская чешуя-покров сокращенных, преимущественно сланцевых, и потому сильно помятых толщ среднего палеозоя, которую можно проследить с левобережья Ташбулака к Урта-Тау и в долину Текесекерека. Общее ее падение северное; 5) Хайдарканская антиклинал, вдоль южного крыла которой проходит крупный Шивалинский позднегерцинский разлом с глубоко опущенным южным крылом. В ядре антиклинали обнажаются автохтонные или параавтохтонные (?) толщи алайского типа. Шарнир складки полого-волнисто воздымается от района кишл. Бель к востоку до г. Кара-Дава. Местами, как, например, в Хайдаркане, свод складки осложнен небольшим почти продольным синклинальным перегибом и многочисленными разрывами. Складка здесь целиком перекрыта надвинутым тонким покровом известняков г. Юж. Плавиковой и терригенными толщами сокращенного типа разрезов среднего палеозоя, залегающими в синклинальном ее осложнении южнее г. Кара-Арча. К востоку от Кара-Дава на эта структура обрывается диагональными разрывами. Вероятное ее продолжение в хр. Бель-Мазар слабо еще изучено.

Здесь развиты параавтохтонные (?) известняково-доломитовые толщи девона, облекающие с запада антиклинал г. Акташ. Последняя, воздымаясь к востоку у пер. Чаргана, на левобережье Исфайрама погружается, но восточнее постепенно вновь воздымается, опрокидывается к северу в горах Джоуджаты и резко погружается под надвинутые толщи силура в долине р. Абшир (Оджалъвесская антиклинал).

Хайдарканская антиклинал принадлежит уже северному крылу Андыгенско-Кичикалайского антиклинория, но она была полностью перекрыта надвинутыми породами южного крыла Охнинско-Талдыкского раннегерцинского прогиба. Перекинутые через антиклинал части по-

кровов широко распространены к западу от Соха (см. выше), слагают фундамент Хайдарканской впадины и обнажаются вновь в бассейне р. Шивали восточной, где А. И. Гончаровым и А. Е. Осетровым в 1959—1961 гг. закартированы падающие к северу чешуи вулканогенных, известняковых и сокращенных разрезов среднего палеозоя, залегающие в той же последовательности, что и к северу от Хайдаркана (см. рис. 26, б). Экзотические массивы силурийских сланцев, залегающие на среднем карбоне разрезов алайского типа, можно наблюдать и восточнее, на южном склоне хр. Бель-Мазар, и в связи с погружением структур эти толщи получают широкое развитие в бассейне Абшира, где образуют Тегермачский покров.

К востоку от р. Абшир Охнинско-Талдыкский синклиниорий резко погружается, в его ядре появляются мощные толщи вулканогенного среднего палеозоя, имеющие отчетливо синклиналичное строение, и даже породы верхнепалеозойского структурного яруса, еще более подчеркивающие эту форму (см. рис. 18, б). Осевая зона структуры здесь (бассейны рек Чиле, Киргиз-Ата) значительно расширяется, но крылья сильно сужены и от известняковых моноклиналей в пределах между-речья Абшир — Акбура остаются обычно только линзовидные тела, заклиненные по разломам в терригенные, преимущественно силурийские толщи. Тем не менее общие характерные черты структуры можно видеть и здесь: те же крупные падающие к осевой зоне тектонические пакеты различных симметрично расположенных по отношению к этой зоне формационных типов разрезов среднего палеозоя.

Двигаясь с севера на юг по долине р. Киргиз-Ата, например, при ее выходе в Наукатскую котловину можно видеть зону сокращенных преимущественно терригенных разрезов, перекрывающую по надвигу известняки Наукатской кульминации Каузанского антиклинория. У завала эта зона нарушена вертикальным разломом, по которому внедрились серпентиниты. К северу от разлома намечается пологая синклинали, за разломом — падения крутые южные. С юга на сокращенные разрезы налегает вулканогенно-известняковая сложнодислоцированная толща, разрезы которой не изучены из-за отсутствия фаунистических остатков. Вероятно, она отвечает переходу от известняковых фаций к вулканогенным. В разрезе по Чачме в ней намечается антиклинальная погружающаяся к востоку складка, служащая продолжением Каузанской антиклинали; южнее, за разломом, — круто падающая к югу мощная сплошь вулканогенная толща девона, перекрываемая с резким несогласием верхнемосковскими конгломератами. К югу от позднепалеозойской депрессии по альпийскому или позднегерцинскому взбросу вновь поднята вулканогенная толща, налегающая с несогласием на граптолитовый силур. Она образует здесь ядро крутой погружающейся к востоку синклинали, являющейся ядром рассматриваемого синклинория. На правом водоразделе р. Киргиз-Ата вулканогенная толща перекрывается по надвигу хлоритовыми и кварцево-хлоритовыми сланцами канской серии, а затем уже, с несогласием, шанкольскими (C_2p_2) конгломератами (см. рис. 18, а).

Южное крыло Киргизатинской синклинали (см. рис. 18, б) оборвано с юга крутопадающим позднегерцинским разломом. В зоне разлома зажаты известняковые клинья, протягивающиеся от слияния составляющих р. Киргиз-Ата далеко на запад, к горам Чалка, Акташ, Ак-Чоко, и на восток до верховой Чугама. В строении этих клиньев участвуют как девонские, так и ниже-среднекарбонные известняки. Шапка лудловских известняков г. Алтын-Бешик принадлежит также известняковым разрезам внешних массивов. Последние налегают на сокращенный (терригенный) разрез среднего палеозоя, практически неотличимый от чаувайского и особенно хорошо выраженный в верховьях

Чиле, по Чугаму и восточнее. В долине Ак-Тюбе в этих толщах фиксируются диагональные (северо-западные) складки, в строении которых участвуют не только надвинутые толщи сокращенного разреза, но и подстилающие их автохтонные мраморы периферии Кичикалайского батолита.

В разрезе по Акбуре можно наблюдать уже более полный набор тектонических чешуй-покровов, слагающих крылья Охнинско-Талдыкского синклинория. Здесь, в северном его крыле, к югу от Папана, располагаются (см. рис. 18, а):

1. Моноклиальная чешуя ляглянских известняков (внешний массив, $S_2 - C_2$), падающая круто к юго-юго-востоку. В верховьях Яркур-гана видно пологое налегание ее на сланцевые толщи, в которых были найдены граптолиты силура, а немного западнее — гониатиты намюра. Соотношения пород аналогичны охнинским. Вероятно, известняки надвинуты на неполные разрезы чаувайского подтипа.

2. Сложнопомытая Биданинская чешуя сокращенных кремнисто-сланцевых разрезов. Биданинские граптолитовые сланцы налегают на средний карбон ляглянских массивов. На Акбуре этот контакт очень крут, по Кырк-Кичижу же полого падает к югу.

3. Падающая к югу Гупуканская моноклинал, образующая внутренний известняковый массив ($D_2 - C_2$) до 3 км мощностью. Он довольно быстро выклинивается к западу за счет подрезания пластов разрывом, ограничивающим массив с севера. Близ устья оврага Шют моноклинал осложнена двумя парами диагональных (северо-западных) складок, в строении которых участвуют также и перекрывающие моноклинал сланцы силура, принадлежащие уже вулканогенным разрезам среднего палеозоя.

4. Аирташская моноклинал, сложенная в основном вулканогенными толщами девона, круто падающими к югу.

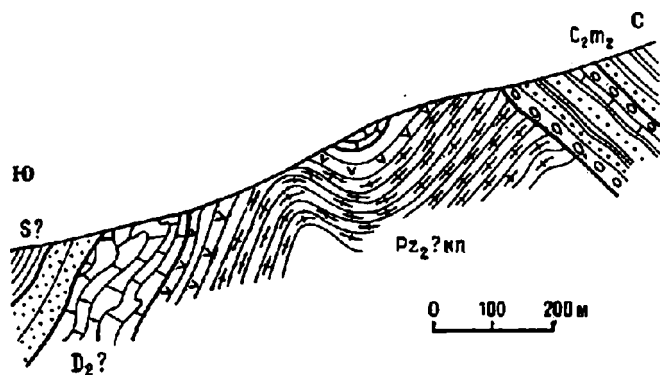


Рис. 21. Несогласное налегание конгломератов C_2m_2 на хлоритовые сланцы канской серии $Rz_2?кп$ на правом борту р. Каинды (по А. В. Яговкину, 1959 г.).

5. Сложная Киргизатинско-Талдыкская синклиналь, в ядре которой залегают кварцево-хлоритовые сланцы канской серии. Она образует ядерную часть Охнинско-Талдыкского синклинория. Синклиналь эта асимметрична, опрокинута к северу. На водоразделах видно, что хлоритовые сланцы с резким угловым несогласием перекрыты позднемосковскими (в Намаздеке намюрско-башкирскими) конгломератами (рис. 21, 22). Очевидно, основные черты чешуйчатой структуры крыльев синклинория были заложены еще в эпоху раннегерцинской складчатости.

Южное крыло синклинория в бассейне Акбуры представляют три тектонических пакета:

1. Силурийские и девонские толщи разрезов вулканогенного типа, обнажающиеся в верховьях р. Кайнды и частично на левобережье Чугама. Общее северное падение их осложнено взбросами и мелкими складками.

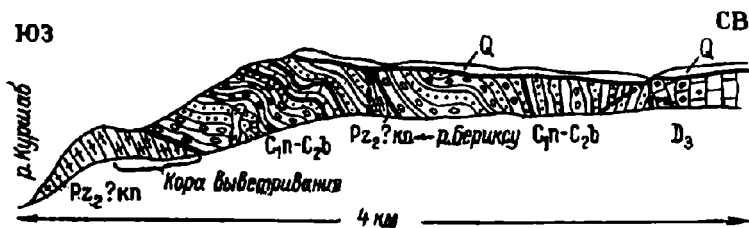


Рис. 22. Несогласное налегание верхнего палеозоя ($C_{1п}-C_{2б}$) на хлоритовые сланцы канской серии ($Pz_2?кп$) в массиве Намаздек (по В. И. Котельникову, 1964 г.).

2. Очень сложная Актурская моноклираль, образованная мощной толщей известняков, включающей породы от лудлова до среднего карбона. Общее ее падение — северное крутое — хорошо фиксируется на левом водоразделе р. Кайнды. В западной части гор Актур моноклираль испытывает резкий разворот простираения к югу и юго-востоку, образуя крутую периклираль г. Аирташ, очень резко погружающуюся к западу под силурийские сланцы ур. Чалкильдак. С юга моноклираль подрезана секущим надвигом (рис. 23), нацело срезающим ее в бассейне

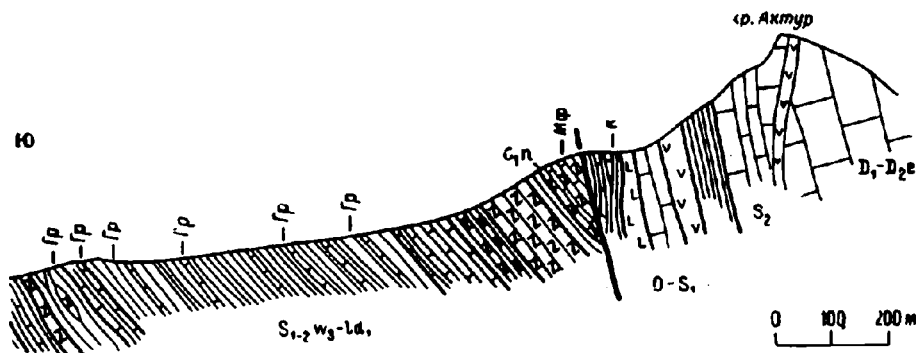


Рис. 23. Соотношения сокращенного и известнякового типов разрезов среднего палеозоя на водоразделе Карагур—Тенши.

Гр — места сборов граптолитов силура; Мф — место сбора фораминифер нижнего карбона; К — место сбора кораллов ордовика — лландовери.

р. Карагур. Возможно, что в качестве ее продолжения к югу и западу следует рассматривать экзотические(?) известняковые массивы левого водораздела р. Карагур и верховьев Кыз-Кургана.

3. Сложнодислоцированная толща сокращенных разрезов, слагающая правобережье Чугама и верховья Карагура. В низовьях Чугама в ней фиксируется сжатая антиклиналь северо-западного простираения. В верховьях Карагура намечается также антиклинальная общая структура преимущественно сланцевых толщ сокращенных разрезов.

Восточнее, в бассейне Кырк-Кичика, вся структура Охнинско-Талдыкского синклинория резко разворачивается к северо-востоку. Строение его здесь (см. рис. 18, а) аналогично строению рассмотренных

выше сечений. На Лягланский массив с юга надвинуты сокращенные разрезы, на них взброшены известняки гор Джумбакбаши, перекрытые с юга вулканогенными толщами гор Бешконуш. В южной части последних, как сообщает В. Л. Клишевич, на эффузивы налегают зеленые сланцы канской серии, образующие несколько чешуй, резко несогласно перекрытых верхнемооковскими конгломератами, что еще раз подтверждает заложение основных черт синклинория в раннегерцинское время. В южном его крыле в верховьях Кырк-Кичика встречается обратная последовательность круто падающих к северу или даже запрокинутых в этом направлении тектонических пакетов: зеленые сланцы южной части гор Чарарча, эффузивы Гурмандона, исключительно сложно дислоцированные известняки Актура и, наконец, сокращенные разрезы верховьев Чалкуйрюка.

Еще восточнее, на междуречье Талдык — Гульча, обнажено юго-восточное крыло синклинория. С запада на восток здесь выделяются уже знакомые нам тектонические единицы: зеленые сланцы канской серии (левобережье Джайлису), вулканогенные толщи верховьев Джайлису, известняковые массивы Актура и Серкебая и, наконец, сокращенные разрезы левобережья Гульчи. Общее падение перечисленных чешуй северо-западное или западное. Особенной сложностью строения отличаются известняки Актура. В бассейне р. Мурдаши в них намечаются две резкие слегка наклоненные к юго-востоку антиклинальные складки, разделенные Мурдашинской синклиналию со сланцами сокращенного (?) типа разрезов в ядре. Разрез северной из этих антиклиналей, собственно Актурской, вдвоен на северо-восточной переклинали. Южная антиклиналь имеет очертания брахискладки, погружающейся в обе стороны от ур. Уч-Ат. Тектонически обособленная моноклиналь хр. Серкебай имеет западное крутое падение и надвинута по пологой секущей поверхности к востоку на сокращенные разрезы Гульчи.

Продолжение Охнинско-Талдыкского синклинория к северу можно обнаружить в горах Алдыяр. Западная их часть построена в общем по типу антивергентного синклинория, хотя сильно сужена и осложнена резким разворотом простираний к северо-западу и многочисленными разрывами (рис. 24). В осевой зоне синклинория можно заметить две синклинальные складки, разделенные субмеридиональным позднегерцинским разломом, Западная из них, синклиналь Эркин-Тоо, имеет в ядре вулканогенные толщи Pz_2 , на крыльях под ними — чешуи сокращенных разрезов среднего палеозоя, надвинутых, в свою очередь, на

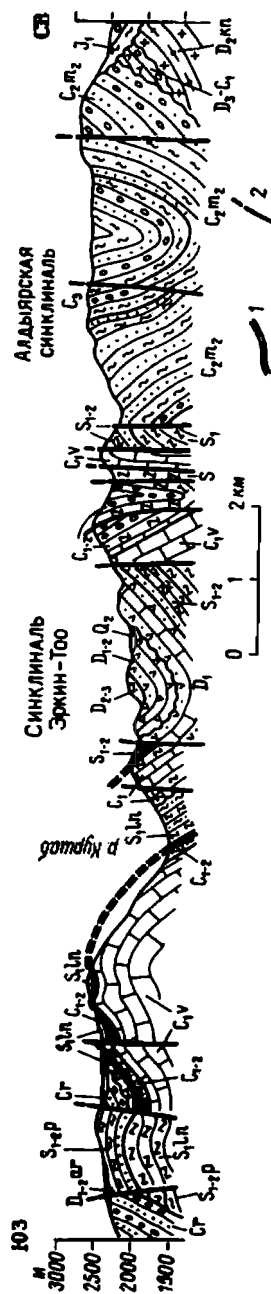


Рис. 24. Геологический разрез массива Алдыяр (по Л. В. Фомченко, 1966 г.).
1 — надвиги; 2 — прочие разрывы.

маломощную пачку сланцев, венчающих массивы визейских известняков. Только отсутствие внутренних известняковых массивов отличает разрез этой структуры от обычного разреза Талдыкского синклинория. Визейские известняки, образующие небольшую куполовидную структуру (тектоническое окно) на левобережье Куршаба, можно, нам кажется, рассматривать как аналоги кровли Ляглянского массива, перекрытого здесь со всех сторон силурийскими сланцами. Ядерная часть второй (Алдыярской) синклинали занята верхнепалеозойскими толщами, несогласно налегающими на метаморфизованные породы среднего палеозоя.

Двигаясь далее на восток, будем последовательно встречать вулканогенные, сокращенные и, наконец, известняковые толщи, налегающие друг на друга по надвигам. Визейские известняки на правом водоразделе сая Джунусалы образуют ядро куполовидной структуры, свод которой частично срезан поверхностью надвига и перекрыт сокращенными разрезами. Общая схема чередования тектонических чешуепокровов сохраняется, только Алдыярская синклираль опущена больше, чем синклираль Эркин-Тоо.

Продолжение синклинория к северо-западу можно видеть в палеозойском массиве Намаздек (см. рис. 22). Общее погружение в этом направлении шарнира раннегерцинской структуры обуславливает здесь уже значительные площади выходов зеленых сланцев канской серии. Лишь в юго-западном крыле Намаздекской синклинали из-под них появляются эффузивы девона. Дальнейшее продолжение синклинория не вполне ясно: подобные структуры тянутся к Намаздеку как со стороны восточного Карачатыра, так и со стороны небольшого палеозойского массивчика Суганды, где А. Е. Довжиковым выявлена сходная синклиральная структура. Ее продолжение к северо-востоку, вероятно, скрыто под верхним палеозоем, развитым восточнее хр. Сюренътобе.

Все вышесказанное говорит о замечательной выдержанности по простиранию основных черт строения Охинско-Талдыкского синклинория на всем его 350-километровом протяжении.

Андыгенско-Кичикалайский антиклинорий. Серия складчатых структур, имеющих в общем выпуклую форму и сложенных автохтонными известняково-доломитовыми толщами среднего палеозоя (алайский тип разрезов), образует ядерную часть Андыгенско-Кичикалайского антиклинория. Ее можно проследить от южной окраины ур. Тюя-Джайляу на западе до бассейна р. Кичик-Алай восточный на востоке, т. е. на протяжении около 270 км. С севера эта структура перекрыта надвинутыми пакетами южного крыла Охинско-Талдыкского синклинория. На юге она ограничена в западной половине крупным позднегерцинским Каравшинским разломом, а в восточной половине верхнепалеозойскими толщами Сурметашского синклинория. Продолжения антиклинорийной зоны как к западу, так и к востоку несомненно имеются, но характерные разрезы ядерной части антиклинория на поверхности уже более не появляются, и мы можем лишь предположительно связывать с этой структурой выходы доломитовой серии верхней половины девона на правобережье Санзара.

Андыгенско-Кичикалайский антиклинорий — структура асимметричная. Южное его крыло часто редуцировано или оборвано разрывами. Характерно резкое преобладание северного направления опрокидывания складок (рис. 25, южные части разрезов). Структуры антиклинория созданы не только ранне-, но и позднегерцинскими дислокациями. В этом можно убедиться, наблюдая резко несогласное налегание на них позднепалеозойских конгломератов в районе пер. Упным, на г. Дунон и в бассейне Кичик-Алая. Вместе с тем дислоцированность

срних верхнепалеозойских толщ не сильно отличается от таковой толщ среднепалеозойских. Очевидно, поздние фазы складчатости усилили здесь формы, созданные раннегерцинскими дислокациями, и придали им резкую асимметрию.

Рассмотрение складчатых структур антиклинория начнем с запада.

В районе хр. Андыген (см. рис. 18, д, 25, а) намечается кульминация шарниров складок антиклинория, образующих здесь в плане систему выпуклых к северу дуг, обрезанных с юга Каравшинским разломом. В этой серии складок с юга на север различаются:

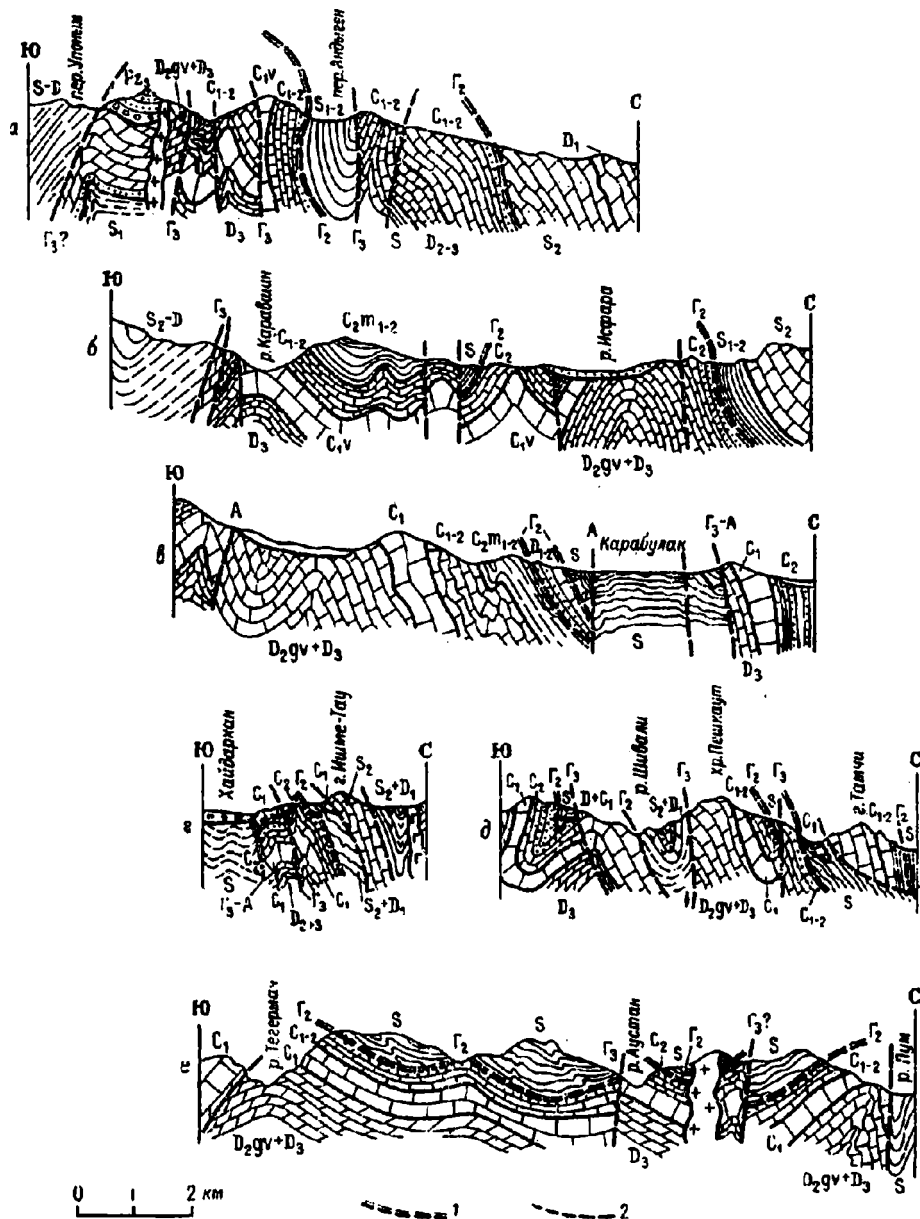


Рис. 25. Геологические разрезы северного крыла Андыгенско-Кичикалайского антиклинория.

1 — надвиги 1-го порядка; 2 — прочие разрывы; Г₂ — раннегерцинские разрывы; Г₃ — позднегерцинские разрывы; А — альпийские разрывы. Объяснение а—е см. в тексте.

1. Бульджуминская антиклиналь с граптолитовыми сланцами нижего силура в ядре. Складка погружается в обе стороны от долины р. Бульджума. Южное крыло в западном направлении срезается разломом, северное же может быть прослежено на запад вдоль левобережья Ляйляка. Западнее оно также срезается разломом.

2. Синклиналиальная очень сложно построенная зона Узгуруш — Гурато. В долине Ляйляка структура погружается к западу и в ее ядре в районе Узгуруша появляются силурийские сланцы надвинутых разрезов сокращенного типа, а еще западнее — известняковых. Чемендыкская синклинали (см. выше) как бы вложена в рассматриваемую структуру на ее погружении. Интересно, что между (?) автохтонными и сокращенными надвинутыми толщами или (по Г. С. Бискэ) выше и тех и других в г. Карасан можно видеть еще одну тектоническую чешую известняков девона (надвиг-оползень?). Возможно, что такое же происхождение имеют и известняки S_2-D_1 , обнаруженные над каменноугольными породами восточнее ур. Гурато. Восточное окончание этой зоны срезается Каравшинским разломом.

3. Андыгенская антиклиналь — узкая опрокинутая к северу складка, погружающаяся в долине Ляйляка к западу под перекрывающий ее покров Баула, а в долине Каравшина, где она утыкается в Каравшинский разлом, — к юго-востоку. На северном ее крыле развиваются мелкие продольные складки, особенно заметные в бассейне Каравшина.

4. Аласанская антиклиналь, надвинутая с севера на Андыгенскую и сложенная доломитово-известняковыми толщами уменьшенных (по сравнению с типичными для автохтона) мощностей. В долине Ляйляка от этой складки остается по существу только северное крыло, так что переходные к сокращенным (?) параавтохтонные разрезы полностью облекают замыкание Андыгенской антиклинали. Восточное продолжение Аласанской антиклинали погружается к востоку в низовьях Чумургана. Акташский известняковый массив, надвинутый с севера на Аласанскую антиклиналь, можно, нам кажется, рассматривать как отдельную чешую, по-видимому, гравитационного происхождения.

На междуречье Чумурган — Кшемыш намечается участок наиболее низкого положения шарниров структур Андыгенского антиклинория, но восточнее они вновь воздымаются, образуя Аксуйскую (Сымапскую) кульминацию шарниров. Если учесть, что севернее чумурганского минимума находится Булакбашинская кульминация шарниров, то мы получим, учитывая и описанное выше Андыгенское воздымание, почти шахматное размещение участков относительно высокого положения шарниров складок автохтонных толщ.

На междуречье Исфара — Сох в пределах антиклинория наблюдаются с юга на север три крупные структуры 2-го порядка:

1. Сымапская (Аксуйская) антиклиналь, опрокинутая к северу, погружающаяся к юго-западу от верховьев долины Аксу и обрезанная с юга восточным продолжением Каравшинского разлома. Возможно ее сопоставление по простирацию с Андыгенской антиклиналью. Северное крыло осложнено более мелкими складками.

2. Ворухская синклиналиальная складка (см. рис. 25, б), или даже синклиналиальная зона, образующая в плане между Ворухом и Таяном дугу, выпуклую к югу. Шарнир ее плавно воздымается к востоку вплоть до левого водораздела Соха. Складка опрокидывается к северу, западнее Воруха погружается под Тузбельскую синклинали, сложенную надвинутыми известняковыми толщами. По-видимому, здесь между ними располагаются менее мощные пакеты параавтохтона, слагающие не только Аласанскую антиклиналь, но и небольшие известняковые массивы западнее Воруха, в северном крыле синклинали. Вдвоенные разрезы алайского типа произошло, по-видимому, на ранних эта-

пях раннегерцинской складчатости. Картину усложняют чешуи-глыбы или гравитационные (?) предвестники главных надвигов, обнаруженные И. Н. Черенковым (1964) в Гуджигор-сае и располагающиеся в верхней части или на параавтохтонных толщах.

3. Булакбашинская антиклиналь (см. рис. 25, б, в), изученная А. М. Лященко в 1963 г. Она погружается в обе стороны от области междуречья Исфара — Сох. В плане ее осевая линия описывает плавную выпуклую к югу дугу. Северное крыло осложнено несколькими согласными взбросами, вздваивающими разрез верхней части автохтонных толщ. Осложняющие складчатые нарушения незначительны. С севера складка ограничена надвинутыми толщами сокращенных и известняковых разрезов юрденского палеозоя.

Восточнее, на междуречье Сох — Алаудин, хорошо представлено северное опрокинутое крыло Сымапской антиклинали и осложненная мелкими опрокинутыми к северу складками синклиналичная зона, служащая восточным продолжением Ворухской синклинали. Поражает резкое различие в степени дислоцированности пород простой моноклинали девона — визе (северное крыло Сымапской антиклинали) и сложной нижне-среднекарбовыми толщами синклиналичной зоны, в которой можно наблюдать целую серию мелких опрокинутых к северу складок. Этот участок детально изучен в 1964 г. Л. Н. Кугураковым, установившим наличие пологих надвигов, направленных как с севера (?), так и с юга, а также крутых падающих к югу взбросов, секущих надвиги. Похоже, что движение масс к северу было более поздним (позднегерцинским?) и совершалось не без участия гравитационных сил (срыв и оползание в синклиналичную зону только верхней части разреза).

Восточное продолжение Каравшинского разлома постепенно срезает структуры антиклинория, и в бассейне Шахимардана, близ устья Ике-Давана, синклиналичная зона, которую можно проследить от Воруха к устью Алаудина, почти нацело срезается этим разломом. Структурным ее продолжением к востоку будет уже Сурметашская позднегерцинская синклинали. Если это не случайное совпадение, то нужно признать, что возраст складчатых структур, по-видимому, меняется не только вкострости простираения, но и по простираению. Правда, район соприкосновения Ворухской синклиналичной зоны с Сурметашской, т. е. район южной окраины Дуобинского гранодиоритового массива, еще слабо изучен.

К северу от Ворухско-Икедаванской синклиналичной зоны в бассейне Шахимардана намечается новая слабовыраженная кульминация шарниров структур антиклинория. На левобережье Аксу в нее входят:

1. Наклоненная или даже опрокинутая к северу антиклиналь южного водораздела р. Шивали. По структурному положению ее можно сопоставлять с Булакбашинской, считая, что они протягиваются навстречу друг другу под южной частью Хайдарканской впадины.

2. Шивалинская односторонняя грабен-синклинали (см. рис. 25, д), заполненная падающими к северу аллохтонными тектоническими пакетами южного крыла Охнинско-Талдыкского синклинория, надвинутыми с севера.

3. Карадаванско-Хайдарканская полого погружающаяся к западу антиклиналь (рис. 26), являющаяся самой северной структурой антиклинория, поднятой из-под перекрывающих ее надвинутых с севера толщ по крупному Шивалинскому разлому (см. рис. 25, г, д).

В общем на рассмотренной западной половине Андыгенско-Кичикалайского антиклинория присутствуют, следовательно, четыре почти широтные антиклиналичные зоны 2-го порядка: Хайдарканская,

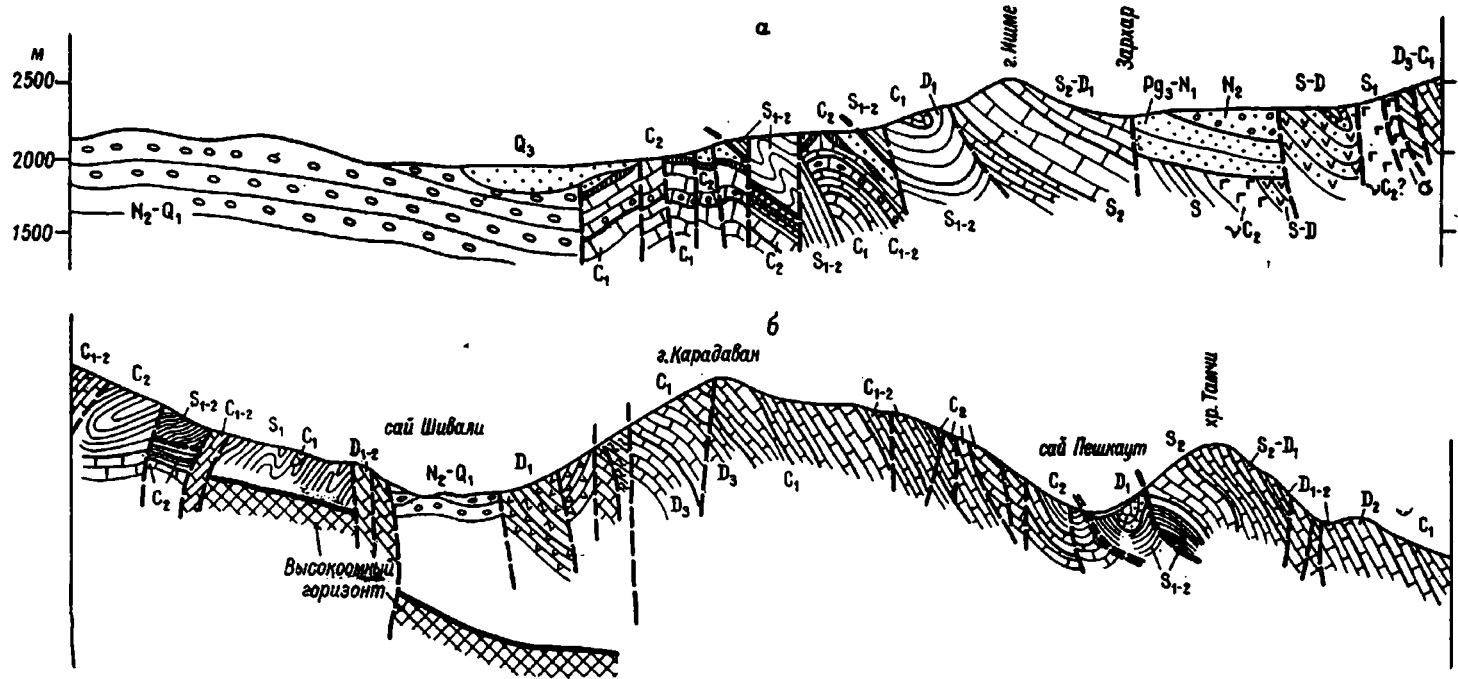


Рис. 26. Геологические разрезы Карадаванской структуры.
 а — по Т. С. Замалетдинову (1962 г.); б — по А. Н. Гончарову (1962 г.)

Южношивалинско-Булакбашинская, Сымапско-Андыгенская и Бульджуминская. Расположены они кулисообразно.

К востоку от Дубинского массива Андыгенско-Кичикалайский антиклинорий представлен пучком расходящихся и в бассейне Исфайрама погружающихся к востоку, иногда опрокинутых к северу складок. На правобережье Исфайрама в него входят (с севера на юг) Оджалъвесская, Карагандинская, Тегермачская и Чланская антиклинали. Северная из них (Оджалъвесская), равно как и примыкающая к ней с юга Аустанская синклиналь, сильно осложнена позднегерцинскими разрывами. Средние две быстро выполаживаются в восточном направлении.

Все эти структуры (кроме Чланской) погружаются на правобережье Исфайрама под силурийские толщи Тегермачского покрова, занимающего все междуречье Исфайрам — Гэзарт и имеющего в общем форму чаши, открытой в северо-восточном направлении, в сторону Яшской синклинали. Выходы автохтона на этой площади можно видеть только в тектонических окнах на дне глубоких долин Капчигая, Кок-Деве, Тегермача, Аустана (см. рис. 25, *е*, 37). Тегермачский покров, остатки которого сохранились и на левобережье Исфайрама, свидетельствует о том, что Андыгенско-Кичикалайский антиклинорий был сильно перекрыт надвинутыми на него с севера преимущественно силурийскими толщами среднего палеозоя. Здесь это перекрытие достигало северного крыла самой южной (Чланской) антиклинали. Последняя узким перешейком связывает Шахмарданскую кульминацию антиклинория с крупным Кичикалайским куполом (см. рис. 48).

Ядерная часть этого купола занята Кичикалайским гранодиоритовым батолитом, разместившимся в ней довольно точно, так, что массив оказался как бы заключенным в скорлупу известняков верхней части алайских толщ среднего палеозоя. Только местами эта скорлупа была прорвана и апофизы батолита проникли в вышележащие надвинутые преимущественно сланцевые толщи. Мелкие складки, присутствующие на южном крыле и восточной периклинали купола, опрокидываются центробежно, от его ядра, но на северном крыле (бассейн Акарта — Ак-Тюбе) имеют диагональные северо-западные простирания и опрокидываются к юго-западу, в сторону свода купола, что можно связывать с движением надвигающихся с севера толщ.

Кичикалайский известняково-доломитовый купол почти повсеместно (кроме юго-западной части) облекается толщами сокращенного типа разрезов, очень близкими к чаувайским. Внутренняя структура этих толщ местами сложна. Они собраны в субширотные сравнительно узкие складки, плохо вяжущиеся с тупым восточным окончанием Кичикалайского купола. Так, опрокинутая к югу синклиналь гор Джилянды, сложенная вулканогенными толщами девона, резко несогласно перекрытыми верхним палеозоем (формировалась в два этапа), и расположенная южнее опрокинутая к северу синклиналь ур. Кызыл-Чара, в ядре которой залегают известняки шаланской свиты (С_{1п}), хотя и воздымаются к западу от долины Кичик-Алая, все же плохо согласуются с почти меридиональным простиранием пород на восточной периклинали широкого Кичикалайского купола. Создается впечатление, что надвигающиеся массы были здесь в процессе формирования покрова уже собраны в независимые складки и что Кичикалайский купол образовался позднее.

Довольно затруднительно отыскать продолжение Кичикалайского антиклинория в резко изменчивых, перекрывающих друг друга разрезах бассейна р. Чалкуйрюк. Но все же в низовьях Чалкуйрюка намечается зона противоположных падений пород, как бы встречного «движения» по надвигам, что характерно для антиклинорийных структур

района. Восточнее можно указать только брахиантиклиналь ур. Уч-Ат и далеко на северо-востоке — купол правобережья оврага Джунусалы (район массива Алдыяр).

Даудинская зона синклинорных структур. Эта зона состоит из двух крупных синклинальных складок — Акташской и собственно Даудинской, расположенных точно по простиранию и разделенных в долине Ляйляка участком относительного воздымания их шарниров. Со значительной долей условности к этой зоне может быть отнесена Кальтабозская синклинальная структура, находящаяся восточнее, в верховьях Акбуры, но занимающая примерно такое же положение, примыкая с юга к структурам Андыгенско-Кичикалайского антиклинория.

Акташский синклинорий приподнят и взброшен в обе стороны: на север — позднегерцинским Каравшиноком и альпийским Тюнджайляуским разрывами, на юг — герцинским Оксуйским взбросо-надвигом. Шарниры этой структуры воздымаются в обе стороны от долины р. Дакатсу.

По данным Д. А. Старшинина, в ядре Акташской синклинали залегают конгломераты верхнего палеозоя, перекрывающие с пологим несогласием визе и средний карбон. Нам кажется, что, даже если правильна оценка возраста конгломератов (верхний карбон — нижняя пермь), этот факт еще не позволяет считать рассматриваемую структуру позднегерцинской, так как относительное согласие в ядре сравнительно пологой структуры может быть явлением локальным. Вероятно, в ее создании «повинны» как ранне-, так и позднегерцинские дислокации.

Северное крыло структуры осложнено парой опрокинутых к северу складок; южное на северном склоне г. Карамас срезано диагональным альпийским (?) взбросом, но в верховьях Оксу видно, что оно надвинуто к югу на круто падающую к северу или даже опрокинутую в этом направлении Карамасско-Оксуйскую моноклиналъ известняков среднего палеозоя, существенно отличающихся от акташских разрезов. Оксуйская моноклиналъ, в свою очередь, надвинута к югу на верхний палеозой Курганак-Сурметашской зоны позднепалеозойской складчатости. В долине Сары-Кунгея и на широтном участке долины Ляйляка близкие по типу к алайским толщи Акташского синклинория в результате воздымания шарниров сильно пережимаются или даже вовсе выклиниваются и появляющиеся из-под их южного крыла круто падающие к северу ляйлякские мраморы (продолжение Оксуйской моноклинали) почти соприкасаются с алайскими разрезами Андыгенского антиклинория. Между ними остается лишь узкая полоска блестящих сланцев и песчаников, сохраняющих все же, как это можно видеть близ устья Джетты-Купрюка, синклинальную структуру.

К востоку от Ляйляка в связи с погружением шарнира эта синклиналъ расширяется и образует *Даудинский синклинорий* (рис. 27), ширина которого достигает 5—6 км в бассейне Каравшина. Далее на восток он вновь сужается частично из-за воздымания шарниров, частично за счет сближения ограничивающих его разломов, что наблюдается у кишл. Кан на Сохе. Наличие граптолитовых сланцев на южном крыле складки в бассейне р. Урта-Чашма и центриклинальное замыкание даудинских конгломератов южнее пер. Упоным достаточно определенно рисуют синклинальную природу структуры. На крыльях Даудинского синклинория фиксируются чешуйчатые и складчатые антивергентные нарушения. Характерно присутствие пластовых тел габбро-диабазов, участвующих в складчатых дислокациях. Разрез Даудинского синклинория отличается от Акташского главным образом отсутствием доломитовой серии D_{2gv} — D₃ и увеличенными мощностями конгломератов нижнего девона — эйфеля. В восточной части структуры, на левом водо-

разделе Раута, по данным П. В. Зайда, полученным в 1963 г., присутствуют конгломераты верхнего палеозоя, лежащие несогласно на нижний силур или (на левом водоразделе Паляля) на маломощный девон, что говорит о раннегерцинском заложении структур синклинория.

Под южным крылом синклинория между верховьями Чумургана и устьем Аугула прослеживается узкая крутоставленная тектоническая чешуя, сложенная сокращенным разрезом с участком тентакули-товых фаций девона (аугульский подтип разрезов). Она круто падает

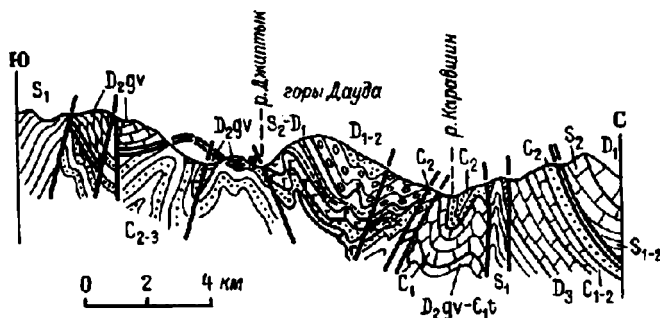


Рис. 27. Геологический разрез Даудинского синклинория.

в общем к северу и взброшена на юг, в сторону верхнепалеозойского прогиба. Структурно ее положение аналогично положению Оксуйской чешуи. Нам кажется, что эту (Раутскую) моноклинал можно рассматривать как зону корней Аугульского позднепалеозойского покрова (см. рис. 50). Разрезы этой чешуи, по-видимому, претерпевают на площади заметные изменения. Против кишл. Кан на ней сохранились остатки живецких доломитов Сарычашминского покрова.

Кальтабозский синклинорий, расположенный на левобережье Чалкуйрюка, изучен слабо. Судя по преобладанию северных нормальных или южных опрокинутых падений в южной части структуры и южных падений в северной ее части, здесь можно видеть шаклоненную к северу сложную синклинал. В ядре ее располагаются вулканогенные толщи среднего палеозоя, на крыльях — сокращенные его разрезы. В северном крыле между вулканогенными и сокращенными разрезами заклинены линзообразные тела известняков, представляющие остатки известняковых разрезов. В устье Кальтабоза полого залегающие конгломераты верхнего палеозоя подчеркивают раннегерцинский возраст структуры. В восточном направлении синклинорий уходит (?) под верхнепалеозойские толщи, простирающиеся которых здесь несколько диагональны по отношению к раннегерцинским структурам. В западном направлении шарниры складок воздымаются. Связь с похожей, севернее расположенной синклиналью гор Джилянды неясна.

Черты антивергентного строения и проявления раннего основного вулканизма сближают структуры Даудинской зоны со структурами Охнинско-Талдыкского синклинория, но выражены здесь менее резко и сильнее осложнены позднегерцинской складчатостью.

К югу от рассмотренной выше северной ветви ранних герцинид Юж. Тянь-Шаня располагался позднепалеозойский Сурметашский прогиб, почти не затронутый ранними фазами складчатости. Позднегерцинскую структуру этого прогиба рассмотрим позднее.

Зеравшанский антиклинорий. В Туркестанском хребте Сурметашский прогиб ограничен с юга Зеравшанским (Туркестано-Зеравшанским) антиклинорием, резко погружающимся к востоку в верховьях

р. Сох. Огромные площади выходов силурийских терригенных толщ, ограниченные с севера Туркестанским, а с юга Зеравшанским разломами и занимающие всю долину р. Зеравшан и верховья Соха, четко обособляют эту структуру на геологической карте.

Внутреннее строение этих толщ сложно. П. Д. Виноградов (1964) видит в них типичный антивергентный антиклинорий с опрокидыванием складок и надвигами, направленными от осевой зоны структуры как к северу, так и к югу. М. М. Кухтиков (1963) на пересечении через Шахристан описывает серию различно ориентированных моноклиналей, отмечая горстовую природу осевой части Туркестанского хребта, где залегают поднятые по разрывам сланцы лландовери. Д. А. Старшинин в 1961 г. описывал на участке в верхнем течении Зеравшана крупную линейную антиклиналь (Матчинскую), опрокинутую в общем к югу и осложненную на крыльях серией изоклинальных складок, также свидетельствующих о южном направлении «движения масс». Южные падения пород отмечаются им только в узкой «промежуточной» зоне, примыкающей к Зеравшанскому разлому. Здесь терригенные толщи нижнего силура перекрыты маломощными образованиями лудлова — среднего карбона, характерными для сокращенных разрезов среднего палеозоя. В разрезе по Тутеку и Актереку (истоки Соха) структура рассматриваемых толщ может быть оценена опять как антивергентный антиклинорий, осложненный в своде (район Джиннысу) сравнительно пологими складками, а на крыльях, там, где появляются мраморы среднего палеозоя, опрокинутыми к периферии складками и чешуями. Восточное продолжение антиклинория очень плохо изучено. Нам представляется, что его осевая зона тянется в сторону Абрамовского гранодиоритового массива. Верхнепалеозойские толщи и дислокации приобретают в восточном направлении все большее значение, и к востоку от Дараут-саю намечается в основном позднегерцинская структура Кульгеджелинского антиклинория. Северное крыло Зеравшанского антиклинория было перекрыто мощным поздним палеозоем уже в бассейне Ходжаачкана, тогда как южное может быть прослежено восточнее вплоть до Дараут-Кургана (рис. 28). У правого водораз-

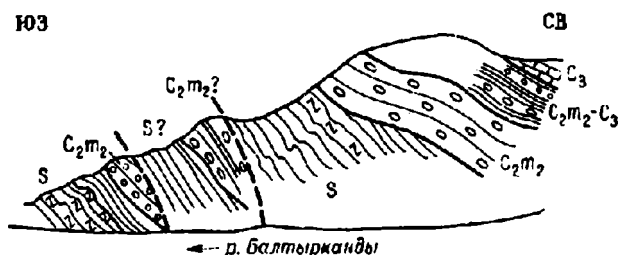


Рис. 28. Несогласное наложение верхнемосковских конгломератов на силур западнее Дараут-Кургана.

дела р. Текелик, вдоль восточного продолжения Зеравшанского разлома, в северном его крыле намечается узкая антиклиналь с нижнепалеозойскими сланцами в ядре, а севернее — опрокинутая в этом же направлении синклинали в граптолитовых силурийских толщах, перекрытых на левобережье Текелика нижним карбоном. Здесь, как и по Дараут-саю, фиксируется уже южное движение масс, заметное не только в средне-, но и в позднепалеозойских толщах (рис. 29).

В оценке возраста складчатых структур антиклинория мнения исследователей существенно расходятся. Н. М. Сеницын (1960) считал их девонскими. Близкой точки зрения придерживается И. А. Марушкин

(1963), полагающий, что складчатая структура зоны сформирована в среднем девоне. М. М. Кухтиков в 1963 г. считал эту область зоной среднекаменноугольной складчатости, но в 1966 г. уже поднимает ее возраст до конца позднего карбона. Л. Б. Вонгаз (1958а, б) считал эти структуры пермскими. По мнению Д. А. Старшинина, основные дислокации центральной части антиклинория сформировались в конце нижнего — начале среднего венлока. П. Д. Виноградову структура рассматриваемой нижнесилурийской формации представляется «суммарным результатом тектонических движений силура, девона и карбона, а, может быть, частично и перми». На данном этапе ее изучения, пишет

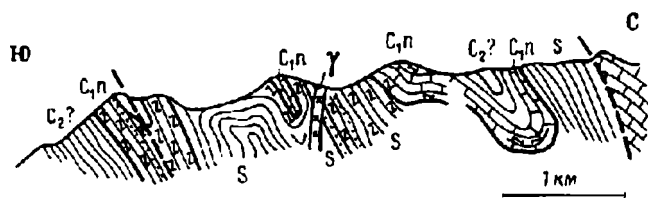


Рис. 29. Складчатые дислокации пород сокращенного типа разрезом Pz₂ на водоразделе Дараут-Курган—Кызыл-Эшме (по В. И. Котельникову, 1964 г.).

этот исследователь, «невозможно установить, какие конкретные элементы ее были созданы в течение того или иного периода развития» (Виноградов, 1964, стр. 199). Формирование складчатой структуры не представляет, по его мнению, особого этапа в развитии геосинклинали. Нам трудно согласиться с этим тезисом.

Хотя рассматриваемый антиклинорий действительно представляет собой объект, особенно трудный для оценки возраста складчатости, следует обратить внимание на отсутствие грубообломочных фаций в среднем палеозое, на отсутствие резких угловых несогласий в среднем палеозое и на одинаковую степень дислоцированности намюрско-среднекарбонных и силурийских толщ. Резкое несогласие имеется здесь только в основании грубообломочных накоплений C₃—P₁(?) или C₂m₂—C₃(?), присутствующих местами (левобережье Зеравшана, Текелик, Дараут) в южном крыле антиклинория (см. рис. 28). Следы размыва и локальные несогласия, отмечаемые в конце лландовери, в основании визе и намюра, можно оценивать как проявления эпейрогенических движений. Сложная складчатая структура антиклинория была в основном создана среднекаменноугольными движениями. В восточном направлении она омолаживается.

Структуры Зеравшано-Гиссара. К югу от долины р. Зеравшан лежит обширная область чешуйчатых структур Зеравшано-Гиссара. Крайняя противоречивость взглядов исследователей на стратиграфию палеозойских, особенно терригенных, толщ этой области связана, нам кажется, с широким развитием здесь надвиговых или даже покровных структур. Не допуская мысли о возможном присутствии перекрывающих друг друга по согласным надвигам различных в формационном отношении типов отложений палеозоя и вместе с тем очень часто находя древние фаунистические комплексы в сравнительно высоких (в структурном отношении) горизонтах, многие исследователи Зеравшано-Гиссара (П. Д. Виноградов, В. Р. Мартышев, А. Е. Довжиков, М. М. Кухтиков и др.) оказались вынужденными привлечь для объяснения палеонтологических материалов явления перетолжения фауны, имеющие якобы чрезвычайно широкое, если не повсеместное, распространение в этом регионе.

Представления о структурных формах, не говоря уже о процессах их образования, здесь также довольно противоречивы. Так, например, М. М. Кухтиков о Центрально-Гиссарской (Чимтаргинской) зоне пишет: «В структурном отношении пространство зоны всегда оказывается выполненным серией моноклиналей, но число моноклиналей и направление их падения могут изменяться без какой-либо очевидной закономерности, складчатых дислокаций не наблюдается» (Кухтиков, 1963, стр. 212). Иного мнения придерживались А. В. Пейве и А. Д. Смирнов (1940), выделявшие в рассматриваемой области с севера на юг следующие складчатые структуры: Зеравшанскую антиклиналь, проходящую от кишл. Порвин к кишл. Петин, Чимтаргинскую синклинали, Арчамайданскую антиклиналь и Каракульскую синклиналиную зону.

Более подробно структуры Зеравшано-Гиссара и особенно подробно историю их развития рассматривают П. Д. Виноградов, В. Р. Мартышев, А. Е. Довжиков в работах 1955—1964 гг. В качестве крупных структурных единиц они выделяют «антиклинорий» Зеравшанского хребта и Северо-Гиссарский «антиклинорий», между которыми располагаются «межантиклинорийные зоны»: Пасрут-Ягнобская и Каракульская. «Антиклинорий» характеризуются антивергентным, направленным от их оси движением поверхностных масс и чешуйчатым строением крыльев. «Межантиклинорийные зоны» являются синвергентными зонами встречных надвигов и развиваются позже смежных «антиклинорий». Нетрудно заметить, что наиболее крупный Северо-Гиссарский «антиклинорий» указанной группы авторов совпадает с Чимтаргинской синклиналию А. В. Пейве и А. Д. Смирнова, а Пасрут-Ягнобская «межантиклинорийная зона» — с Зеравшанской антиклиналию.

Придавая прежде всего морфологический смысл понятиям «антиклинорий» и «синклинорий» (выпуклые и вогнутые структуры), мы убеждаемся, что группа геологов ВСЕГЕИ использует термин «антиклинорий» в прямо противоположном смысле, совершенно не употребляя понятие «синклинорий».

Чимтаргинская структура не претерпела инверсии формы, в ней сохраняются или даже усиливаются синклиналильные очертания внутригеосинклиналиного прогиба, на месте которого она образована. Морфологически она аналогична антивергентным синклинорийным зонам типа вулканогенных синклинорийев Алая. Поэтому представляется необходимым в данной монографии переименовать «антиклинорий» группы геологов ВСЕГЕИ в структуры синклинорийные. Тогда к югу от р. Зеравшан можно выделить: 1) синклинорий Зеравшанского хребта, 2) Ягнобский антиклинорий, 3) Чимтаргинский синклинорий, 4) Каракульский антиклинорий.

Сжатую характеристику перечисленных структур приведем, опираясь в основном на работы П. Д. Виноградова, В. Р. Мартышева, А. Е. Довжикова, М. М. Кухтикова и др.

Синклинорийная зона северного склона Зеравшанского хребта намечается на левобережье р. Зеравшан, но намечается очень нечетко, так как сильно осложняется здесь позднегерцинскими и особенно альпийскими взбросами и надвигами, направленными с юга на север и обрезающими или частично перекрывающими рассматриваемую зону (Зеравшанский краевой разлом М. М. Кухтикова). Зона характеризуется сокращенными разрезами среднего палеозоя. Это вашанский подтип разрезов Pz_2 , очень близкий ташатинскому подтипу Юж. Ферганы. Подобные разрезы можно наблюдать на участке Уречь — Демнора на Зеравшане и на участке Карасуур — Дараут на южном склоне Алая. В северном направлении местами (горы Чумкар-Тау, район кишлаков Шишкат, Урмитан, в низовьях Демноры) наблюдается переход к со-

кращенным карбонатным разрезам среднего палеозоя. Присутствие подобных известняковых разрезов намечается также и при слиянии составляющих Дараут-сая. К сожалению, проследить эти разрезы между верховьями Зеравшана и Текеликом из-за высокого метаморфизма пород пока не удастся. К югу от зоны неполных разрезов в районе Демноры, по Д. А. Старшину, появляются визейские известняки, намечающие как бы переход к полным карбонатным разрезам. Но чаще к неполным разрезам вашанского подтипа непосредственно по Зеравшанскому взбросу примыкают толщи, включающие терригенный нижний силур, карбонатный лудлов — нижний девон (?) и преимущественно терригенную (частично вулканогенную) пушневатокую ювиту (D_2-C_1t), т. е. разрезы, типичные для Ягнобского антиклинория.

Грубообломочные отложения $C_3 - P_1$ или $C_2m_2 - C_3$ развиты в пределах рассматриваемой синклинойной зоны локально (левобережье верховьев Зеравшана, Текелик, Кожсу) и ложатся на нижний структурный ярус с резким несогласием.

Хотя формы залегания пород в синклинойной зоне Зеравшанского хребта сильно изменены последующими движениями, здесь можно обнаружить признаки раннегерцинской антивергентности, т. е. падение моноклиналильных тектонических чешуй к осевой линии зоны и реже опрокидывание раннегерцинских складок в обе стороны от этой линии. Такие признаки обнаруживают структуры неполного типа разрезов на участке низовья Фандарьи — Пахруд, структуры района, расположенного южнее ледн. Зеравшан, района Дараут-Кургана. Нельзя сказать, чтобы эти качества отчетливо прослеживались на всем протяжении зоны. Зеравшанский разлом, нам кажется, часто оставляет от нее только северное крыло, характеризующееся южными падениями моноклиналей (Чумкар-Тау — Урмитан). П. Д. Виноградов (1964) отмечает особые условия формирования «антиклинория» Зеравшанского хребта, возникшего из сопредельных краевых частей двух прогибов: раннесилурийского Туркестано-Зеравшанского и позднесилурийского Зеравшано-Гиссарского. Если учесть и структурную нечеткость этой единицы, можно рассматривать ее как синклиналиную зону, лишь осложняющую крыло Туркестано-Зеравшанского антиклинория.

Такую же роль, по-видимому, играет и *Ягнобский антиклинорий* (Пасруд-Ягнобская «межантиклинорийная зона»), лишь осложняющий северное крыло Чимтаргинского синклинойной. В районе Такфона сложно-дислоцированные силурийско-девонские толщи этой структуры резко несогласно перекрыты визейскими конгломератами и известняками, что позволяло оценивать возраст ягнобских структур как предвизейский. В последнее время факт трансгрессивного налегания визе в этом районе оспаривается Д. Р. Мучаидзе, считающим, что наблюдаемые соотношения вызваны надвигом. Верхнепалеозойские конгломераты (район пер. Хоки) лежат резко несогласно и почти горизонтально.

Осевая зона Ягнобского антиклинория представляется зоной встречного движения моноклиналильных тектонических чешуй, падающих в обе стороны от нее, причем особенно круто в северном ее крыле. Складчатые осложнения структуры Ягнобского антиклинория выявлены пока главным образом в западной его части, где имеют несколько диагональную северо-западную ориентировку и располагаются кулисообразно. Наиболее крупным складчатым осложнением южного крыла антиклинория является синклинал, которую р. Ягноб прорезает выше Анзоба. Восточная часть антиклинория (верховья Ягноба — ур. Дашти-Зиоват), по данным З. З. Муфтиева, характеризуется протяженными продольными тектоническими чешуями, очень тонкими и круто поставленными в северном крыле, где их количество достигает десяти, и более пологими и мощными в южном крыле. Характерно общее

выклинивание известняковых толщ в восточном направлении, так что в верховьях Сорбога присутствуют только терригенные толщи, которые В. Р. Мартышев считает в основном верхними (пушневатскими), тогда как другие исследователи видят здесь как верхние, так и нижние либо даже только нижние (ягнобские) сланцы.

Чимтаргинский синклиниорий является наиболее крупной структурой Центр. Таджикистана. В поперечнике он достигает 30—35 км. Осевая зона синклинория прослеживается в виде серии кулисообразно расположенных антивергентных синклинальных структур от г. Даврич на западе через массив Чимтарга—Ганза на левобережье Ягноба и, вероятно, далее на восток в верховья р. Каныз. Далее структура прослеживается плохо. Она как бы утыкается в Гарм-Хайтский массив. Не исключено также, что она отклоняется этим массивом, огибает его с севера, уходя на соединение с синклинорной структурой Карамыка.

Стратиграфический разрез синклинория, по В. Р. Мартышеву, близок к разрезу Ягнобского антиклинория, т. е. состоит из трех формаций: нижней терригенной (S_1), средней карбонатной ($S_2—D_2$) и верхней терригенной ($D_2—C_1t$), причем мощности карбонатной толщи обычно убывают к крыльям синклинория. Однако М. М. Кухтиков (1963) считает верхнюю терригенную формацию средним — верхним карбоном, а В. Н. Огнев относит некоторые выходы пушневатской свиты Мартышева ($D_2—C_1t$) даже к протерозою. Беглый осмотр района, естественно, не дает нам права решительно судить о сложных проблемах геологии Центр. Таджикистана, но позволяет все же думать, что В. Р. Мартышев прав, указывая, что зеленые сланцы образуют здесь обычно верхнюю часть терригенной толщи, нижняя часть которой налегает стратиграфически на известняки лудлова или нижнего девона, но он неправ, когда объединяет эти части в единую пушневатскую свиту ($D_2—C_1t$), не замечая тектонического характера их соприкосновения. М. М. Кухтиков, по-видимому, прав, когда указывает на наличие среднего карбона в пушневатской свите Мартышева, но он неправ, когда относит к верхнему палеозою все толщи, перекрывающие известняки, в том числе и так называемые черные пушневатские сланцы, содержащие прослойки тентакулитовых, несомненно девонских, известняков, и зеленые сланцы «верхнего пушневата».

Обе точки зрения и даже мнение об очень древнем возрасте зеленых сланцев могут сосуществовать только при допущении согласных надвигов, отделяющих надвинутые зеленые сланцы от автохтонных черных сланцев, и при допущении различных типов разрезов палеозоя, совмещенных в результате надвиговых движений. Но пока еще пластовые надвиги не получили должного отражения на геологических картах района и Чимтаргинский синклиниорий представляется в виде крупной синклинальной структуры, крылья которой нарушены крутыми взбросами, падающими к осевой ее части и придающими чешуйчатое строение крыльям. Складчатые нарушения немногочисленны, обычно невелики по размерам и также подчеркивают антивергентность структуры. Впрочем, крутизна чешуйчатых взбросов, которую можно видеть на геологических разрезах, составленных М. М. Кухтиковым и другими геологами, нам представляется несколько преувеличенной. В Давричском массиве и на замкнутых Чимтаргинских массивов можно предполагать полностью аллохтонное положение зеленых сланцев верхнего пушневата и известняков силура — нижнего девона.

Наиболее крупным складчатым осложнением южного крыла синклинория является Арчамайданская антиклиналь, намеченная еще Л. В. Пейве и А. Д. Смирновым (1940) и прослеживающаяся от устья Арча к оз. Нофин, несколько диагонально по отношению к общему простиранию синклинория. Тонкочешуйчатое строение и четкая анти-

вергентность его крыльев расшифрованы пока только в западной части структуры. Восточнее с исчезновением маркирующих известняковых толщ «исчезает» и чешуйчатость структуры, а обилие интрузивных позднегерцинских тел, повышенный метаморфизм пород и отсутствие детальных исследований делают ее расшифровку в Каратегине пока невозможной.

Каракульский антиклинорий (см. рис. 53) прослеживается только западнее Зиддинской впадины. Восточное его продолжение поглощено крупными массами гранитоидов южного склона Гиссарского хребта. К западу от меридиана оз. Искандер-Куль осевая зона антиклинория прослеживается как зона выходов каменноугольных отложений, имеющих в общем антиклинальную (!) структуру, сильно осложненную продольными взбросами, свидетельствующими о движении масс к своду этой структуры или, возможно, даже о полном перекрытии ее среднепалеозойскими толщами чимтаргинского подтипа.

Стратиграфический разрез осевой зоны антиклинория (дукдонский подтип) включает относительно мощную, до 2—2,5 км, толщу известняков, содержащую в отличие от разрезов, развитых севернее и южнее, не только все отделы девона, но и нижний отдел каменноугольной системы и даже нижнюю часть среднего карбона. Известняковая толща обычно согласно перекрывается менее мощной терригенной свитой верхнемосковского подъяруса. Замечательно, что каракульские разрезы очень близки к кштут-урмитанским, развитым в северном крыле Чимтаргинского (в широком смысле) синклинория. В. Д. Салтовская, изучавшая каменноугольные отложения этих районов (1966), отмечает, что сходство распространяется даже на детали разрезов и позволяет находить одни и те же маломощные свиты.

В структурном отношении Каракульский антиклинорий представляет собой выпуклую зону встречных надвигов. Наиболее крупным складчатым осложнением северного крыла этой зоны является Дукдонская синклиналь, которая в сочетании с Арчамайданской антиклиналью не меняет общей положительной формы структуры. С юга антиклинорий ограничен Гиссарским разломом, по которому часто фиксируются также альпийские надвиги к северу. Многие геологи отмечают антиклинальный характер осевой зоны Каракульской структуры, но обычно не решаются признать ее общую антиклинальную форму. Разрезы среднепалеозойских толщ, непосредственно примыкающих с юга к каракульским каменноугольным толщам, довольно близки к чимтаргинскому подтипу разрезов и имеют главным образом южные падения. Крупные массы гранитоидов затушевывают их границу с южногиссарскими разрезами, для которых характерно налегание вулканогенного нижнего карбона на метаморфическое основание.

Итак, в Зеравшано-Гиссаре и особенно в наиболее изученной западной его половине четко выражена антивергентная синклинорная Чимтаргинская структура с чешуйчатым строением крыльев. С юга и с севера ее ограничивают синвергентные антиклинорные структуры — Каракульская и Ягнобская. К северу от последней намечается еще одна менее ясная синклинорная структура северного склона Зеравшанского хребта.

Стратиграфические разрезы среднего палеозоя этой области включают два подтипа: чимтаргинский и каракульский, различающиеся возрастным объемом карбонатных толщ, мощностями и фациями среднего — верхнего девона и нижнего — среднего карбона. Чимтаргинский подтип формировался, как это детально разобрал П. Д. Виноградов (1964), в лудловско-раннедевонском прогибе, а Каракульский — в более поздних, девонских или даже девонско-среднекаменноугольных, прогибах, развившихся на флахах первого.

Идея разрастания центрального Чимтаргинского поднятия, появившегося в предвизейское время, детально разработана геологами ВСЕГЕИ. Слабым местом этой концепции являются трудности объяснения карбонатного осадконакопления в Каракульском и Урмчтанюком прогибах в предвизейское время, когда Чимтаргинское поднятие достигло якобы кульминационного момента своего развития. Трудно найти также в этом варианте и площади денудации, давшие обломочный материал грауваккам пушневатской свиты. Противоречат данной идее признаки присутствия среднего карбона в составе пушневатской свиты, на что указывает М. М. Кухтиков (1969), и сомнения, внесенные Д. Р. Мучаидзе в представление о резко несогласном налегании визе на силур — девон в районе Такфона. Трудно объяснить с позиций указанной концепции также значительное сходство всей геологической истории обособленных девонско-нижнекаменноугольных прогибов и отсутствие переходных типов разрезов среднего палеозоя.

Если учесть, что чимтаргинский подтип разрезов обычно налегает (надвинут) на дукдонский как на крыльях Каракульского антиклинория, так и в долине Зеравшана (если только этот контакт не осложнен последующими разрывами), то нельзя не заметить довольно значительного сходства в строении структур Зеравшано-Гиссара и структур зоны Высоких предгорий Алая. Там допускались два варианта толкования процессов образования раннегерцинских структур: вариант двусторонних надвигов-поддвигов и вариант односторонних покровов. Очевидно, что вопрос о возможностях подобных же толкований может быть поставлен и для Зеравшано-Гиссара.

Вариант образования двусторонних чешуйчатых взбросов (нам кажется, лучше сказать чешуйчатых поддвигов), разработанный группой геологов ВСЕГЕИ, хотя и наталкивается на ряд трудностей, в принципе (возникновение центрального поднятия и дальнейшее его разрастание) может оказаться жизнеспособным и наиболее простым. Нам хочется только отметить, что стремление авторов рассматриваемой концепции исходить обязательно из вертикальных тектонических движений, лишь осложнявшихся правитационным расползанием крыльев поднятия, не получило пока никаких фактических подтверждений и, нам кажется, противоречит даже ими же самими построенным разрезам Чимтаргинского синклинория. На этих разрезах мы тщетно будем искать следы сбросовых нарушений, указывающих на какие-либо проявления растяжения горных пород. Зафиксированы лишь повсеместные вздвоения разрезов, и нет никаких следов компенсирующих растяжений!

Вместе с тем состав нижнекаменноугольных, а частично и среднекаменноугольных образований на крыльях поднятия не обнаруживает заметной роли обломочных накоплений, т. е. не обнаруживает и сколь-нибудь значительного поднятия. Естественнее думать, что не было здесь в раннем карбоне ни существенного поднятия, ни гравитационного его расползания, а чешуйчатые структуры крыльев синклинория могут быть объяснены только сжатием прогиба, вдавливанием чешуй под его осевую зону при сравнительно незначительном ее выдавливании и поднятии. Происходило ли это в нижнем или в среднем карбоне, можно решить только после решения проблемы стратиграфии пушневатской свиты.

В порядке обсуждения может быть предложен и второй, покровный, вариант строения Чимтаргинского синклинория. В этом варианте ядерная часть структуры может рассматриваться как бескорневая масса, надвинутая с юга, из зоны Гиссарского разлома. В таком случае (рис. 30) разрезы чимтаргинского подтипа могли бы формироваться южнее дукдонских; в среднем карбоне они образовывали крупный покров, перекрыв дукдонские, которые были, в свою очередь, надвинуты на не-

юльные разрезы Зеравшанской долины. Последующая складчатость и разрывы обнажили карбоновые дукдонские толщи из-под покрова на крыльях Чимтаргинского синклинория. Той же складчатостью была создана чешуйчатость крыльев крупных структур. Все процессы шли на фоне сильного меридионального сжатия этого участка емной жоры с погружением подвигающихся масс к югу и с надвиганием поверхностных к северу. Если верхние палеозойские ланцы представляют особый тип разреза, то его корни надо искать южнее корней чимтаргинских разрезов. Покровный вариант, нам кажется, может лучше объяснить палеогеографические и структурные соотношения между типами разрезов среднего палеозоя Зеравшано-Гиссара, но очень трудно объяснить сам механизм образования покровов.

Структура Вост. Алая. В Вост. Алае разобраным выше структурам Зеравшано-Гиссара соответствует Терекдаванский синклинорий с осложняющими его крылья складками. Довольно трудно оценить возраст этих структур, ибо в пределах Терекдаванского синклинория наиболее молодыми породами обычно являются позднедевонские — нижнекарбоновые и лишь очень редко (Таш-Уй, Асан-Курган) среднекарбоновые (?) терригенные образования, залегающие над поверхностями раннегерцинских надвигов. Вместе с тем по периферии синклинория (Шарт, Акбогус, низовья Казыков, Савограды) появляются и более молодые отложения, включающие верхний карбон или даже нижнюю пермь, участвующие в сложных чешуйчатых структурах и локальные на более древние породы без заметных угловых несогласий. Последние намечаются лишь местами, как, например, в низовьях Шарта. Можно поэтому думать, что Терекдаванский синклинорий является скорее всего среднекарбоновой структурой, а окружающие его, часто чешуйчатые, структуры Кульгеджелинского и Арыкторского антиклинонии формировались позднее. Довольно условная граница структур

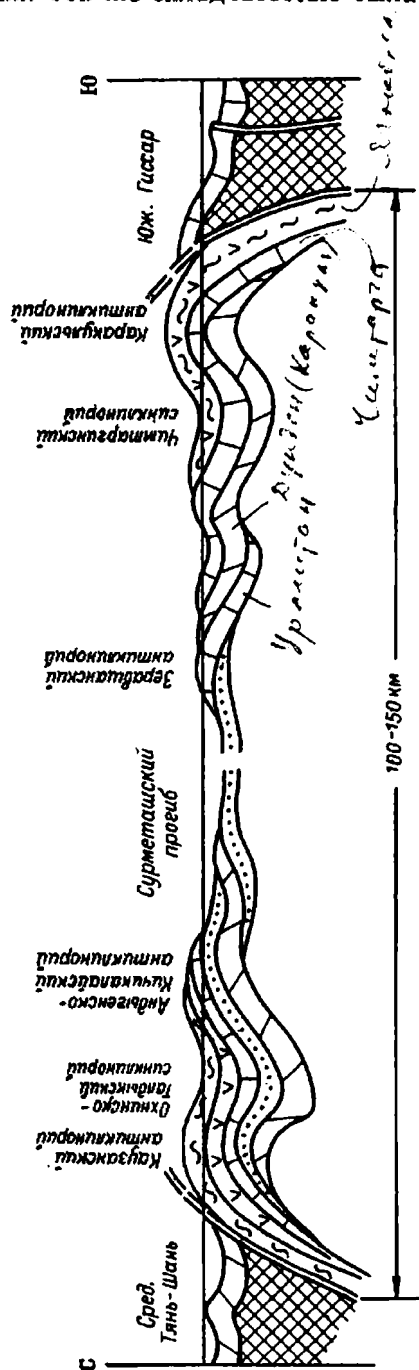


Рис. 30. Покровный вариант реконструкции структур первых фаз складчатости (конец среднего карбона) в Юж. Тянь-Шане. Тектонические покровы, сложенные различными формационными типами Р₂, выхаты из окранных прогибов Юж. Тянь-Шаня.

может быть намечена по Шартскому разлому или системе разломов, проходящей из южного Шарта в бассейн Андакуля, пересекающей в широтном направлении средние течения Казыков и резко изгибающейся вновь до юго-западного простирания в бассейне Каинды-Булака.

Простирание Терекдаванского синклинория северо-северо-восточное. На юге он уходит под новейшие отложения Алайской долины, а частично и под надвинутые толщи Заалайского хребта. Под Алайской долиной синклинорий приобретает широтное простирание и, вероятно, соединяется с синклинорной структурой района Карамыка.

Северо-восточное замыкание синклинория определяется воздыманием его шарнира в этом направлении и центриклинальным залеганием пород в верховьях р. Бель-Аули. Периферические складки огибают с севера эту центриклиналь, сгущиваясь на западном крыле синклинория и расходясь на восточном.



Рис. 31. Геологический разрез Вост. Алая (Кульгеджелинский антиклинорий и Терекдаванский синклинорий).

В общем структура синклинория (рис. 31) отчетливо антивергентная с «движением масс» во все стороны от ее ядерной зоны. В строении синклинория можно различить ряд крупных структурных единиц.

1. Ядерная часть — сложная синклинальная структура, разделенная диагональными приразломными антиклиналями (Кашкауской и Кульдаминской) на три синклинали, располагающиеся кулисообразно (Терекдаванская, Кульдаминская, Айляминская). Этот район в большей своей части (если не целиком) сложен вздвоенными разрезами среднего палеозоя. В ядрах синклинальных складок залегают вулканогенно-терригенные (терекдаванские) толщи девона — нижнего карбона. В ядрах же антиклинальных структур и на крыльях синклиналей выступают известняковые разрезы девона (арчалтурские), перекрытые местами ниже- или среднекарбонными сланцами и известняками (Асан-Курган, Таш-Уй). Известняковые толщи повсеместно падают под вулканогенно-терригенные, что позволяло считать терригенные толщи более молодыми, чем известняковые, и относить их целиком либо к верхнему девону (Резвой, 1959 и др.), либо даже к среднему карбону (В. В. Козлов и др., работы 1957 г.). Находки каменноугольных фораминифер в кровле известняковых толщ и наличие только девонской, главным образом среднедевонской, фауны в терригенных толщах говорят о присутствии здесь вздвоенных по надвигам разрезов среднего палеозоя.

Детали внутренней складчатой структуры надвинутых вулканогенно-терригенных толщ местами, как, например, в разрезе по Тереку, очень сложны, но в общем эти породы падают к осевой зоне синклинория, а в ядерной части северной из трех упомянутых выше складок лежат совсем полого. В долине Айлямы наблюдается срезание части нижних горизонтов этих толщ поверхностью надвига, имеющей на других участках характер почти пластовой поверхности.

Диагональные приразломные антиклинали, осложняющие ядерную часть синклиория, погружаются в северо-восточном направлении и обнаруживают значительное перекрытие терригенными толщами известняковых.

Моноклинальные массивы арчалтурских известняков, очерчивающие фланги ядерной части синклиория, в бассейне р. Блеули в соответствии с резким воздыманием шарнира синклиория образуют крупную крутую центриклипаль. Складчатые нарушения внутри этих массивов расшифрованы лишь на отдельных участках. Внешние (по отношению к ядру синклиория) контакты массивов, там, где нам удалось их наблюдать, — разрывные, местами подсекающие пласты известняков. Трудно сказать, являются ли эти разрывы результатом местных перемещений массивов по терригенно-вулканогенному основанию, или же они представляют региональное нарушение, по которому сближены различные типы разрезов среднего палеозоя.

2. Коксуйская антиклиналь, приближающаяся по размерам к антиклинорной структуре, прослеживается с юга на север вдоль долин Икизьяка и Коксу. В верховьях последней осевая линия антиклинали резко разворачивается к западу и юго-западу, огибая с севера Бель-Аулинскую центриклипаль и погружаясь к верховьям р. Терек (Чебайрыкская антиклиналь), после чего в виде узкой приразломной изоклипальной складки прослеживается прямолинейно на юго-запад в район Кара-Киндыка. Ядерная часть антиклинали в долине Коксу сложена терригенно-вулканогенными толщами силура, нижнего и среднего девона. Наличие более высоких горизонтов среднего палеозоя среди этих толщ надежно не обосновано, хотя в отдельных точках встречена фауна верхнего девона. Все породы поставлены круто, образуют порой резкие складки, чешуи.

В долинах Коксу и Икизьяка видно, что вулканогенные толщи девона развиты главным образом в западном крыле антиклинали, уходящем под надвинутые (?) на него известняки Арчалтура. Гипотеза надвигового характера этого контакта базируется в основном на находках среднедевонских окаменелостей в эффузивах и нижнедевонских в перекрывающих известняках (в долине р. Бель-Аули, например). Она требует проверки. В восточном крыле эффузивы почти отсутствуют и терригенные толщи Коксу перекрыты известняковыми массивами гор Терек-Тау, имеющими в основании фаунистически охарактеризованный лудлов. Вероятно, в направлении к востоку в долине Коксу происходит замещение терригенно-вулканогенных толщ силура — девона известняками. В истоках р. Коксу в ядре антиклинали под граптолитовыми сланцами А. В. Яговкин в 1969 г. обнаружил каменноугольные известняки, уходящие в бассейн Андакуля и венчающие карбонатные разрезы среднего палеозоя. Последние занимают, очевидно, самое низкое структурное положение в данном районе и могут быть сопоставлены с внешними карбонатными массивами синклиорных структур.

3. На западе Терекдаванского синклиория располагается Чолоксайская синклипаль, тянущаяся вдоль восточного крыла Шартского разлома и образующая севернее пер. Бугу-Джайляу расходящийся к северо-востоку пучок наклоненных к северо-западу складок. На востоке синклипальная внешняя зона (Теректауская) занимает всю осевую часть гор Терек-Тау.

Чолоксайская синклипаль сложена мраморизованными известняками девона, перекрытыми преимущественно терригенной толщей D_3-C_1 . Крылья синклипаль круты, часто запрокинуты к западу. Мелкие резкие складки и падающие к юго-востоку чешуйчатые взбросы сильно осложняют формы залегания пород.

Теректауская синклиналильная зона характеризуется присутствием довольно мощной (до 1 км) толщи известняков с редкими линзами туфов или сланцев, содержащей породы от лудлова до позднего девона (истоки Ой-Балы) или даже до визе (г. Палван-Таш) включительно. На нее налегает известняково-кремнисто-сланцевая пачка намюра, а местами и более высокие песчаники и конгломераты. В ядрах крупных синклиналильных складок залегают, кроме того, вулканические туфы, сланцы и песчаники коксуйского подтипа. Наличие в туфах и сланцах девонской, и только девонской, фауны позволяет предполагать экзотическое положение этих пород на обоих бортах ущелья Урта-Казык и на междуречье Кичик-Казык — Каинды-Булак в их верховьях (Урта-казыкская и Кичикказыкская синклинали, разделенные Дунгурамийской антиклиналью). В среднем течении Казыков из-под известняковых массивов выступают терригенно-вулканогенные толщи, близкие по разрезу к таковым бассейна Коксу. Есть признаки широкого распространения вздвоенных карбонатных среднепалеозойских разрезов в этом районе.

Двойная Теректауская синклинали не обнаруживает ясно выраженной вергентности, хотя, подобно Чолоксайской, взброшена или надвинута в сторону сокращенных разрезов палеозоя, опоясывающих всю раннегерцинскую Терекдаванскую структуру на ее замыкании в Вост. Алае.

Итак, Терекдаванский синклинорий — крупная вогнутая антивергентная структура, в строении которой участвуют по меньшей мере два типа разрезов среднего палеозоя: верхний (терекдаванский) — вулканогенно-терригенный и нижний (арчалтурско-коксуйский) — терригенно-вулканогенно-известняковый. По последним данным А. В. Яговкина, под коксуйскими толщами залегает еще один, существенно известняковый, разрез со значительным участием пород S_{1-2} в кровле.

Нельзя не заметить черты сходства между Терекдаванским и Чимтаргинским синклинориями. Эти черты выражены как в формах залегания пород (антивергентность, чешуйчатость крыльев), так и в облике участвующих в строении этих структур формаций. Так, например, айляминская свита в сочетании с налегающими (надвинутыми) на нее часто зелеными толщами терекдаванских песчаников, сланцев и туфов может быть примерно сопоставлена с пушневатовской серией Зеравшано-Гиссара. Наличие двух существенно карбонатных разрезов Pz_2 со значительным участием пород S_{1-2} в нижнем разрезе также сближает эти структуры.

Своеобразие структурной позиции Терекдаванского синклинория заключается в его тупом, центриклинальном окончании с соответствующими изгибами осевых линий периферических складок. Это как бы полусинклинорий, и невольно возникает мысль о возможном его образовании за счет горизонтального смятия первично моноклиналиной падающей к югу серии надвинутых друг на друга пакетов. Но разработка такого варианта наталкивается на немалые трудности. Она предполагает разворот арчалтурских известняков в Алайской долине не к юго-западу, а к юго-востоку, чего не удается наблюдать в природе. Загруднительна в этом варианте и увязка структур района Иркештама, истоков Алайку и северных окраин Сулутерекского массива. Вряд ли в настоящее время можно представить вполне удовлетворительное объяснение структурного рисунка Вост. Алая, включающего еще слабо изученные участки, лежащие на территории КНР, но наиболее соответствующая имеющимся материалам схема близка к схеме Л. Б. Вонгаза (1958а, б) и будет включать центриклинальное окончание антивергентного синклинория, ядерная часть которого обтекается периферическими позднее возникшими складками. Обычный способ образования цент-

рального антивергентного поднятия, формирующегося на фоне общего сжатия земной коры на месте замыкания прогиба, не испытавшего полного обращения, может, по-видимому, объяснить наблюдаемые здесь структурные соотношения. Единственной трудностью при таком толковании будет узость зоны, из которой можно было бы выжать терекдаванские и другие толщи.

Здесь не рассматриваются структуры Сулутерекского массива и Юж. Гиссара, объединяемые обычно в единую зону и характеризующиеся резко несогласным налеганием каменноугольных отложений на метаморфические толщи, принимаемые за нижнепалеозойские и более древние. Отметим пока только недостаточную документированность древнего (каледонского или даже докембрийского) возраста этих структур, особенно сулутерекских.

Структуры заложенные поздних герцинских прогибов

Поздние герцинские прогибы в Юж. Тянь-Шане закладывались не одновременно. Они формировались вместе с первыми фазами складчатости и поднятиями в конце раннего и особенно в среднем карбоне. Границы прогибов претерпели, кроме того, существенные изменения в позднем карбоне и нижней перми. В результате оказалось, что орогенетические комплексы, заполняющие эти прогибы, обладают различными возрастными объемами, что показано обобщенными индексами на рис. 54. На этом же рисунке показаны наблюдаемые и предполагаемые (под мезо-кайнозойским покровом) границы распространения верхнепалеозойских толщ, что позволяет наметить расположение основных зон поднятий и прогибов этого времени. Нетрудно заметить, что получилась картина, очень близкая к схемам, намеченным в работах В. И. Попова (1938), Н. М. Сичицына (1949, 1957, 1958, 1960), В. Н. Огнева (1959), В. Г. Королева (1961), Л. Б. Вонгаза (1958а, б) и других исследователей.

В пределах Ферганской впадины и ее горного обрамления выделяются следующие позднегерцинские зоны прогибов: Кураминская, Карачатырская, Сурметашская и Яссинская. В этих зонах верхнепалеозойские комплексы развиты почти повсеместно и обладают большими мощностями. Между указанными прогибами располагаются зоны позднегерцинских поднятий: Моголтау-Чаткальская, Сохско-Баубашатинская, Зеравшано-Восточноалайская. В пределах поднятий верхнепалеозойские отложения либо отсутствуют, либо занимают небольшие площади.

Процесс образования позднегерцинских прогибов и поднятий приводит к погружениям областей терригенного осадконакопления на 3—5 км. Если учесть соизмеримость площадей денудации и аккумуляции, то можно думать, что суммарный эффект денудации приближался к величинам мощностей верхнепалеозойских толщ и общая амплитуда верхнепалеозойских движений могла достигать 6—10 км.

Позднегерцинский прогиб Кураминской зоны заполнен вулканогенно-осадочными, преимущественно континентальными, толщами, достигающими в обширных мульдах мощности 3—6 км. Накопление этих толщ началось в намюре или среднем карбоне и продолжалось с многочисленными перерывами вплоть до нижнего триаса включительно. Стратиграфия этого района разрабатывалась в течение многих лет Н. П. Васильковским, А. С. Аделунгом и большим коллективом узбекских и таджикских геологов.

Кураминский позднепалеозойский прогиб занимает часть зоны Среднего Тянь-Шаня, отличающейся от Юж. Тянь-Шаня наличием

проявлений каледонской складчатости и миогеосинклинальным характером среднепалеозойских образований. По данным В. А. Арапова (1965), образование намюрско-раннебашкирских линейных грабен-синклиналей и горст-антиклиналей в этом районе сменилось с отложением пород акчинской свиты ($C_2b_2-m_1$) формированием наложенных структур типа мульды проседания, синклинальных прогибов и разделяющих их горстов. Овальные или изометричные очертания мульды, заполнение их вулканогенными толщами кислого или среднего состава, наличие периферических разрывов и субвулканических образований позволяют рассматривать указанные мульды в качестве структур, аналогичных кальдерам проседания. Диаметр этих структур достигает 15—25 км. Их формирование можно рассматривать как погружение, компенсирующее излияния и внедрения магматических масс. Консидиментационный характер образования мульды проседания подтверждается увеличением мощностей некоторых свит по направлению к их центру и почти горизонтальным залеганием самых молодых пород (кызылпуринская свита, P_2-T_1). Весьма характерно внедрение гранитоидов в горстовые структуры, разделяющие позднегерцинские мульды. В геоморфологическом отношении Кураминскому прогибу в позднем палеозое соответствовал расчлененный, чаще всего положительный, рельеф.

А. Т. Тарасенко (1961) и другие исследователи отмечают сходство геологической истории Кураминской и Южно-Гиссарской зон. Последняя также находится за пределами герцинской эвгеосинклинали Юж. Тянь-Шаня, ограничивая ее с юга, и отличается присутствием наложенных вулканогенных толщ верхнего палеозоя с существенным участием кислых экструзивных пород.

К югу и востоку от Кураминского прогиба может быть намечено *Моголтау-Чаткальское* позднепалеозойское *подняtie*, значительная часть которого скрыта под мезо-кайнозоем Ферганы. Предположения о существовании подобного поднятия базируются на структурном рисунке Кураминской, Чаткальской и Карачатырской зон, на уменьшении полноты позднепалеозойских разрезов в Чаткальском хребте и горах Моголтау, на присутствии грубообломочных конгломератов на северном склоне Ферганского Каратау и т. д.

По геологическим данным Моголтау-Чаткальское поднятие должно характеризоваться преимущественно карбонатными разрезами D_2-C_1 , лежащими с несогласием на вулканогенно-терригенные толщи S_2-D_2 или на метаморфизованные более древние породы. Верхний палеозой в его пределах либо отсутствует, либо представлен неполными относительно маломощными разрезами. К подобным выводам пришел также М. Б. Зильберштейн (1966), опираясь на геофизические материалы по Ферганской депрессии.

Карачатырская зона позднепалеозойских *прогибов* расположена в зоне среднепалеозойского Южно-Ферганского разлома, разделявшего эвгеосинклинальные образования Юж. Тянь-Шаня и миогеосинклинальные Срединного. Эта зона может быть прослежена на огромном расстоянии от гор Букантау в Кызылкумах до хр. Джамандаван за Таласо-Ферганским разломом или даже далее. На рассматриваемом участке она может быть обнаружена лишь по изолированным массивам верхнего палеозоя в районах Каратау — Гузан, Карабак — Шураи, Кызыл-Кня, Карачатыр, Зиндан, Келемата, Турдук. Естественно, что северная граница зоны для Юж. Ферганы и западная для Вост. Ферганы может быть намечена лишь очень условно (см. рис. 54).

Поскольку общую позицию Карачатырской зоны можно связать с более древним глубинным швом, ее региональное положение может рассматриваться как унаследованное. Вместе с тем отчетливо наблюдаемые угловые несогласия в основании орогенических комплексов, на-

легание их на различные типы разрезов среднего палеозоя и ясно фиксируемые перерывы в отложении говорят о наложенном характере позднепалеозойских прогибов, перекрывающих площади, уже охваченные ранее первыми фазами герцинской складчатости.

Прогибы Карачатырской зоны возникли на месте кратковременно поднятия, в тылу перемещающегося к югу и востоку (?) фронта надвигов. При этом северная и западная (для Вост. Ферганы) части прогиба развивались на структурах Срединного Тянь-Шаня (горы Каратау — Гузан, Карасу западная), а южная и восточная — на структурах Юж. Тянь-Шаня. Примечательно, что главная масса верхнепалеозойских толщ Юж. и Вост. Ферганы, равно как и зоны Высоких предгорий Алая, залегает на зеленых сланцах или на вулканогенных толщах среднего палеозоя, занимающих приосевые зоны раннегерцинских структур синклинорного типа. Это можно наблюдать в Шуране, Кызыл-Кии, Араване, Зиндане, Келемате, Турдуке, Киргиз-Ате, Талдыке, Кичик-Алае восточном.

Чем можно объяснить такую закономерность? Нам кажется, ответ следует искать в заполнении ранних герцинских прогибов вулканогенными по преимуществу толщами в результате трещинных излияний и во внедрении в них ультраосновных пород. Это создает требующий компенсации «дефект масс» в подкоровой области и относительно тяжелый блок земной коры, стремящийся к погружению и только временно и частично выжатый горизонтальным давлением на этапе первых фаз складчатости. Предшествующий магматизм, явления изостатического выравнивания и горизонтальные давления — вот факторы, определяющие характер тектонических движений данной зоны.

Сопутствующий позднепалеозойскому прогибанию магматизм в Карачатырской зоне не играет существенной роли. Сравнительно мало мощные единичные прослои альбитофиров, кварцевых порфиров и их туфов можно встретить лишь в нижней части верхнекаменноугольных толщ Каратау, в нижней перми Гузана и в высоких горизонтах нижней перми восточного Карачатыра. Суммарная мощность этих образований не превышает первых десятков метров, и их можно рассматривать лишь как отзвуки интенсивного позднегерцинского вулканизма Курминской зоны.

Судить о характере тектонических структур, образующихся в процессе заложения Карачатырской зоны прогибов, довольно трудно. Распространенное мнение, что зона была ограничена краевыми разрывами и представляла изолированный блок коры, испытывавший общее погружение (Кухтиков, 1969), не соответствует прихотливым очертаниям контуров верхнепалеозойских толщ на карте, резкому преобладанию трансгрессивных контактов на окраинах зоны и намечающимся местами уменьшения мощностей орогенических комплексов к ее краям. Такие явления отмечались в районе Кызыл-Кия, в Карачатыре, Келематинском прогибе. Наблюдающиеся на границах верхнепалеозойских толщ разрывы обычно являются более молодыми нарушениями. Погружение зоны не было общим, на фоне погружения образовывались как сравнительно крупные прогибы, так и антиклинально-поднятия. Так, например, Келематинский и Турдукский прогибы разделялись, по-видимому, сравнительно пологой отмелью, что позволило В. И. Кнауфу (1966) рассматривать их даже в качестве самостоятельных тектонических зон. Весьма вероятно, что прогиб Шуранской подзоны отделялся от основной части Карачатырской зоны Канским валом, образовавшимся еще в намюре.

Очень характерную картину роста антиклинали можно наблюдать в разрезах верхнего палеозоя на южных склонах г. Кок-Тепе. Здесь имеются по крайней мере два резких угловых несогласия (в основании

верхнемосковских и верхнекарбонových конгломератов), свидетельствующих о прерывистом росте брахиантиклинали Кок-Теле. Схема строения этого участка дана на рис. 32. Близкое строение имеет и брахиантиклиналь г. Каратау. Здесь зафиксировано только одно угловое несогласие в основании верхнекарбонových толщ, но если учесть, что резкость этого несогласия, достигающая 90° в своде складки, заметно ослабевает на ее крыльях, то станет очевидной локальность предверхнекарбонových поднятий.

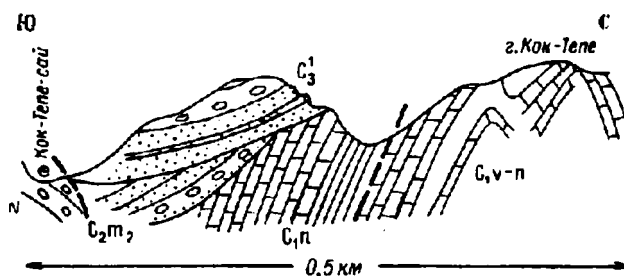


Рис. 32. Схематизированный разрез южного склона г. Кок-Теле (Ферганский Каратау).

Интересно отметить также одновременность начала заложения прогибов в пределах Карачатырской зоны. Наиболее раннее погружение, следующее за первыми проявлениями герцинской складчатости и связанными с нею поднятиями, фиксируется в районе кишл. Шуран, где отложения второй половины (?) намюра достигают почти 1 км мощности, ложатся с резким угловым несогласием на зеленые сланцы канской серии и согласно перекрываются башкирскими и московскими терригенными толщами. В Карачатыре в основании орогенического комплекса на метаморфизованных толщах среднего девона несогласно залегают более молодые раннебашкирские гравелиты и гониатитовые известняки. В Келематинском и Турдукском прогибах на метаморфизованных толщах среднего палеозоя с несогласием залегают обычно раннемосковские конгломераты. Намечается, таким образом, постепенное разрастание прогиба по простиранию в северо-восточном направлении. Менее ясно время первых фаз складчатости и начала образования позднегерцинского прогиба в районе гор Каратау — Кок-Теле. Возможно, оно будет соответствовать середине или даже второй половине московского века.

Еще одна интересная особенность строения позднепалеозойских прогибов Карачатырской зоны заключается в приуроченности нижнепермских конгломератов не столько к осевой части прогибов, сколько к их крайним частям с несогласным налеганием нижней перми не только на верхний, но и на средний палеозой за пределами прогибов. Это можно наблюдать в Турдукском, Келематинском и собственно Карачатырском прогибах по залеганию конгломератов келематинской и тулейканской свит. Несомненно расширение контуров бассейнов в это время, перераспределение площадей поднятия и погружения, складчатость и возникновение более резких форм рельефа.

К югу и востоку от Карачатырской зоны прогибов располагалась зона поднятий, объединяющая Сох-Исфайрамское поднятие, или поднятие зоны Высоких предгорий Алая (Синицын, 1949), Сюренъютинское и Баубашатинское поднятия (см. рис. 54). Все они входят в Алай-Джангджирскую зону поднятий (Королев, 1961), продолжающуюся далеко на запад и на восток от рассматриваемой территории. В преде-

лах последней будем называть ее *Сохско-Баубашатинской зоной поднятий*. Для этой зоны характерно отсутствие или локальное развитие верхнепалеозойских отложений, представленных только неполными разрезами.

Зона сложена в основном раннегерцинскими (среднекарбовыми) структурами и представляет позднегерцинское поднятие, в пределы которого лишь частично и временами проникало позднепалеозойское море. Первая трансгрессия моря на поднятие произошла очень скоро после первых проявлений складчатости, в верхнемосковское время. Она захватила только восточную и юго-восточную части зоны Высоких предгорий Алая и связана с унаследованным прогибанием зон раннегерцинского вулканизма и метаморфизма. Так образовался сравнительно узкий Талдыкский прогиб и прогиб гор Джилянды. И в том и в другом прогибе верхнемосковские (шанкольские или алдыкинские) конгломераты ложатся с резким угловым несогласием на вулканогенные или метаморфизованные толщи среднего палеозоя и весь разрез верхнего палеозоя по мощности не превышает 1,5 км. Последующие трансгрессии (раннепермские, но местами, возможно, и среднекарбовые) затрагивали лишь краевые части поднятия и привели к накоплению грубообломочных толщ, лежащих с резким угловым несогласием на различные горизонты Pz_2 . Такие конгломераты сохранились в бассейнах Янги-Арыка, Каравшина, Джиптыка северного, в восточном Карачатыре, в бассейнах Майлису, Арсланбоба и Карасу восточной. Их образование можно связывать с проявлениями позднегерцинской складчатости и поднятиями в смежных прогибах.

Трудно сказать, какова была роль разрывных дислокаций в образовании структур заложения поздних прогибов в пределах Сохско-Баубашатинского поднятия. Но весьма широкое распространение трансгрессивных контактов не дает основания предполагать здесь значительную роль конседиментационных разрывов. Вероятно, в среднем — верхнем карбоне на участке Абшир — Намаздек поднятие имело в поперечном профиле двугорбую конфигурацию. В ранней перми локальные прогибы осложнили краевые части этого поднятия.

Сурметашская зона позднепалеозойских прогибов отличается отсутствием резких региональных несогласий в основании орогенического комплекса и практически одноярусным строением палеозойских толщ. Угловые несогласия зафиксированы лишь в отдельных пунктах, приуроченных к краевым частям зоны, и располагаются в основании верхнемосковских (?) конгломератов и песчаников (Шиббе, Катта Каракол, Талдык южный) или же в нижней перми (Бегичи, Гаумыш).

Геологическая изученность зоны невысока. Мы не можем пока уверенно ответить на вопрос: почему при отсутствии региональных несогласий в основании позднепалеозойских толщ данной зоны залегают резко различные, разграниченные надвигами типы разрезов среднего палеозоя? Возможно, это связано с наличием здесь лобовых частей надвигов, спустившихся в зону осадкообразования и не вызвавших перерыва в отложении. Сурметашская зона — остаток осевой части среднепалеозойской геосинклинали; общее сжатие Юж. Тянь-Шаня достигло ее с большим опозданием, только в позднем карбоне или ранней перми. Поэтому раннегерцинская складчатость здесь почти не проявилась, но позднегерцинская складчатость была более интенсивной, нежели в других позднепалеозойских прогибах, и создала сложные структуры.

Терригенные толщи позднего палеозоя, заполняющие сурметашские прогибы, прослеживаются от истоков Оксу на восток в виде узкой полосы выходов, намечающей единый средне-позднекаменноугольный флишсвый прогиб (Ляйлякокий). Вдоль его южной границы, а ме-

стами и вдоль северной протягиваются выходы грубообломочных пород $C_3-P_1(?)$, свидетельствующие о миграции зоны осадконакопления на фланги прогиба, главным образом в южном направлении. В бассейне Соха намечается раздвоение этого позднепалеозойского прогиба на южный, занимающий бассейн р. Ходжаачкан, и северный, находящийся в пределах междуречья Раут—Калай-Махмуд. Прогибы располагались в основном на сланцевых сокращенного типа разрезах среднего палеозоя и разделялись «порогом», сложенным известняками Зардале—Гаумыша. Максимальным прогибанием и более продолжительным развитием (C_2-P_1) отличался Ходжаачканский прогиб. Общая мощность верхнего палеозоя достигает в нем 4,5 км. В северном установлены только среднекаменноугольные отложения и местами породы нижней части C_3 . Общая их мощность обычно не превышает 1—1,5 км. Восточнее Коч-Карчи-сая эти толщи скрываются под надвинутыми на них покровами среднего палеозоя. Возможным продолжением их может оказаться маломощный верхний палеозой, заключенный между известняковыми и доломитовыми толщами Pz_2 на южном склоне Алая западнее Дамджайляу и в бассейне Талдыка южного.

В верховьях Исфайрама севернее и кулисообразно к предыдущим появляется Гульчинский позднепалеозойский прогиб, в котором накопились грубофлишеидные и молассовидные толщи до 3 км мощностью. В нижней части их залегают московские песчаники и сланцы, верхняя возрастная граница неясна. Допускается присутствие пород C_3 и даже P_1 , хотя фаунистически пока зафиксирован только средний карбон. Возможно, что здесь присутствуют разные разрезы верхнего палеозоя: более грубообломочные и мощные на севере и менее мощные и менее грубообломочные на юге. Последние, обнажаясь вдоль долины р. Гульча, примыкали к известняковому Кульгеджелинскому «порогу», отделявшему Гульчинский прогиб от расположенного южнее Калмакасуйского прогиба.

Калмакасуйский прогиб отличается сравнительно маломощными (до 2—2,5 км) толщами верхнего палеозоя, включающими не только C_{2+3} , но местами и нижнепермские терригенные накопления. Для этого прогиба характерно преобладание тонкозернистых пород, присутствие прослоек известняков, кремнистых сланцев. В известняках и песчаниках часто встречаются фораминиферы. Угловые несогласия не обнаружены. Южная граница прогиба определяется наличием локально развитых конгломератов верхнего палеозоя, лежащих на средний палеозой резко несогласно в районах Дараут-Кургана и Кара-Киндыка.

В бассейне Коксу западной Калмакасуйский прогиб почти смыкается с Ходжаачканским. Намечается некоторое, возможно скачкообразное, смещение к югу процессов прогибания в пределах Сурметашской зоны в течение позднего палеозоя. Восточноалайское поднятие, ограничивающее с юга Калмакасуйский прогиб, не получило в рельефе резкого выражения.

Пытаясь проследить зону сурметашских прогибов к северу от Суфи-Кургана, обнаруживаем верхний палеозой, сопоставимый с отложениями Гульчинского прогиба, в восточной части палеозойского массива Алдыяр. По данным В. Б. Горянова и Л. В. Фомченко, мощность верхнего палеозоя достигает здесь 1,8 км. Главная часть этих терригенных толщ принадлежит среднему карбону. Угловых несогласий не обнаружено. Далее на север свидетелей продолжения Гульчинского прогиба можно видеть в грубофлишеидных толщах C_{2-3} на правобережье Кугарта.

Труднее выявить контуры Калмакасуйского прогиба. Протягиваясь близ правого водораздела р. Гульча, структуры этого прогиба

в верховьях Джусалы и в бассейне Акбогуса резко отклоняются к востоку, а далее к юго-западу, образуя выпуклую к северу дугу и уходя в бассейны рек Таркол, Савоярды, а затем, уже в юго-западном направлении, на территорию КНР, где они не закартированы. Мощности верхнего палеозоя здесь достигают лишь первых сотен метров. Угловых несогласий в их основании не зафиксировано. Остается неясной возможная связь Калмакаусуйского, главным образом верхнекаменноугольного, прогиба с раннепермским прогибом, примыкающим к сийдамским известнякам и уходящим на северо-восток под юрские толщи Ферганского хребта. Вероятно соединение их с верхним палеозоем Яссинского позднепалеозойского прогиба.

Яссинский прогиб, огибая с запада широким полукольцом Кипчальмишский купол, соприкасается по разрывам с верхним палеозоем северного продолжения Гульчинского прогиба. Данные о времени заложения Яссинского прогиба противоречивы, но несомненно, что он продолжал интенсивно развиваться, когда Гульчиноско-Урумбашский уже не являлся зоной погружения. Ни в основании, ни внутри верхнепалеозойских толщ Яссинского прогиба угловых несогласий не установлено.

Таким образом, в Ферганском хребте, как и в Алае, намечается смещение позднепалеозойского осадкообразования от осевой части Сурметашской зоны к югу или к востоку.

Зеравшано-Восточноалайское позднепалеозойское поднятие (см. рис. 54) характеризуется почти полным отсутствием верхнепалеозойских отложений на значительных площадях в бассейне р. Зеравшан, в верховьях Соха и в Вост. Алае. Судя по резко несогласному залеганию локально развитых грубообломочных образований верхнего палеозоя ($C_3 - P_1$ или $C_2n_2? - C_3$) на различных сложнислоцированных более древних толщах, включающих местами ламюрские, а иногда даже среднекаменноугольные породы, складчатые структуры этого поднятия были сформированы в основном уже к концу среднего карбона. Локальные погружения отмечаются главным образом в северных краевых частях поднятия (Кырк-Булак, Текелик, Дараут-Курган, Кара-Киндык) или в осложняющих его локальных приразломных(?) прогибах (левобережье р. Зеравшан). В бассейне Коксу западной присутствуют породы $C_2n_2? - C_3$ и, несколько особняком, нижней перми (Марушкин, 1963). Общая их мощность измеряется лишь сотнями метров.

На левобережье р. Зеравшан резко несогласно налегающие грубообломочные отложения $C_3 - P$ развиты локально и только в зоне распространения наиболее молодых (C_{1-2}) образований доскладчатого комплекса. Можно полагать, что двугорбый характер Зеравшанского поднятия был определен уже развитием первых фаз складчатости.

С юга Зеравшанское поднятие было ограничено Южно-Гиссарским прогибом, в котором, по данным Е. Н. Горецкой (1961) и М. М. Кухтикова (1963), начиная с намюра или даже с визе до позднего карбона шло накопление вулканогенно-терригенных толщ огромной (до 5 км) мощности, значительная часть которой принадлежит среднему карбону. На них с резким несогласием налегают кислые эффузивы P_1 (около 1 км) и с размывом и несогласием — $P_2 - T_1$ (ханакинская свита, более 1,1 км мощностью). На сходство Южно-Гиссарского прогиба с Кураминским и на принадлежность этих структур к краевым вулканогенным зонам (Богданов, 1959) указывали А. Т. Тарасенко (1961) и другие геологи.

Итак, в гирцинидах Тянь-Шаня намечаются три основных типа поздних прогибов:

1. Прогибы областей обрамления Юж. Тянь-Шаня: Кураминский и Южно-Гиссарский. В этих областях довольно интенсивными были проявления каледонской или даже более древней складчатости. Образование прогибов шло при сильном участии процессов кислого вулканизма, неоднократно прерывалось складкообразованием и внедрением грапитондов. Характерны многоярусные брахиформные структуры погружения.

2. Прогибы, наложенные на структуры зон раннегерцинского вулканизма (раннегерцинских глубинных разломов?). К этому типу относятся вся Карачатырская зона поздних прогибов и осложняющие зону Сох-Исфайрамского поднятия Талдыкский и Джиляндинский прогибы. Для них характерны грубошлифовидные, реже молассоподобные толщи. Кислые вулканогенные породы появляются только там, где прогибы перекрывают прилегающие части Среднего Тянь-Шаня (район Каратау — Гузан). Типична двухъярусная структура. Внутренние несогласия в позднепалеозойских толщах проявляются локально. В расположении прогибов четко проступают явления унаследования раннегерцинских структур.

3. Прогибы, продолжающие среднепалеозойское погружение и соответствующие осевой зоне Юж. Тянь-Шаня. К ним принадлежит вся Сурметашская зона поздних прогибов и Яссинский прогиб. Вулканогенные образования здесь отсутствуют. Несогласия в основании и внутри верхнего палеозоя локальны. Типична одноярусная структура.

Особняком стоят мелкие «остаточные мульды» (Синицын, 1958), сложенные в основном нижнепермскими молассами и являющиеся свидетелями завершающих фаз складчатости и поднятия. Часто они располагаются близ границ позднегерцинских прогибов.

В общем расположении позднепалеозойских прогибов наблюдается унаследование простираний структур первых фаз складчатости и среднепалеозойских структур прогибания. Однако нельзя говорить о полном и прямом унаследовании. В Каратау — Гузани Карачатырская зона поздних прогибов перебирается, например, с зеленых сланцев и эффузивов зоны Южно-Ферганского разлома на примыкающие к этой зоне с севера известняково-доломитовые толщи Среднего Тянь-Шаня. Сурметашская зона поздних прогибов, располагаясь в пределах северного крыла Зеравшанского антиклинория, восточнее перекрывает осевую зону и часть южного крыла Кульгеджелинского антиклинория, развитого на простирании с Зеравшанским. В основании сурметашских толщ залегают различные (и сокращенные и полные) типы разрезов среднего палеозоя. В зону позднепалеозойского Сох-Исфайрамского поднятия войдут две антиклинорийные и две синклинорийные структуры первых фаз складчатости. Намечаются, следовательно, более широкие (местами) контуры позднепалеозойских структур прогибания — поднятия по сравнению с таковыми в среднем палеозое. Весьма вероятно, что среднепалеозойские структуры прогибания предстают перед нами не в естественном, а в сильно сжатом состоянии.

В процессах заложения поздних прогибов можно заметить последовательность, близкую к последовательности развития первых фаз складчатости и направленную от внешних к внутренним зонам геосинклинали Юж. Тянь-Шаня. Действительно, внешние Кураминский и Южно-Гиссарский прогибы закладываются еще в нижнем карбоне, Карачатырская зона — в основном в начале среднего карбона, Талдыкский прогиб — в верхнемосковском веке. Ляйлякский и Гульчинский прогибы можно рассматривать как остаточные прогибы первых фаз складчатости, продолжающие развитие в верхнем карбоне, тогда как в Калмакасуйском прогибе интенсивное прогибание начинается лишь в верхнем карбоне, а в Яссинском — даже в нижней перми (?). В юж-

ной половине герцинской геосинклинали ход процесса заложения поздних прогибов менее ясен, что, возможно, он имел сходный характер, начинаясь в Юж. Гиссаре и развиваясь к северу.

Структуры поздних фаз складчатости (позднегерцинские)

Выявление общей картины дислокаций, связанных с завершающими фазами герцинской складчатости, затрудняется ограниченностью наших возможностей изучения этих деформаций на позднепалеозойских поднятиях, в пределах которых отложения данного возраста почти отсутствуют. Особенно это касается анализа складчатых деформаций на поздних поднятиях. Н. М. Силицын (1948, 1949, 1959б), исходя из сравнительно простых форм залегания позднего палеозоя в восточной части Сох-Исфайрамского поднятия и теоретических соображений, предположил, что деформации раннегерцинских поднятий в позднем палеозое были в основном глыбовыми и сопровождались лишь пологими изогнутыми этими глыб, тогда как в смежных прогибах происходили складчатые дислокации пород.

Современные материалы в основном подтверждают эту идею. В большинстве позднегерцинских прогибов господствуют складчатые деформации, на поднятиях надежно фиксируются главным образом разрывные нарушения. Однако роль складчатых дислокаций, осложняющих более древние структуры, остается обычно не совсем ясной и может оказаться более значительной, чем это представлялось ранее.

Прежде чем перейти к рассмотрению конкретных позднегерцинских структур, следует отметить, что степень их сложности и другие особенности форм будут различными в различных типах прогибов (см. выше) и что, за исключением Сурметашской зоны прогибов, формы структур, созданных поздними фазами складчатости, будут сравнительно простыми, а в случаях многоярусного строения верхнепалеозойских толщ — постепенно выполаживающимися вверх по разрезу. Отметим также, что главным временем позднего складкообразования в Юж. Тянь-Шане была ранняя пермь, когда прекратилось осадкообразование в Карачатырской и Сурметашской зонах, тогда как в Кураминской и Южно-Гиссарской зонах поздних прогибов этот процесс задерживается до раннего триаса. Но и в Юж. Тянь-Шане отмирание поздних прогибов не было одновременным и одноактным.

Кураминская синклиальная зона позднегерцинской складчатости формировалась путем неоднократных проявлений тектонической активности, идущих на фоне накопления осадочно-вулканогенных существенно континентальных толщ.

Н. П. Васильковский (1952) в разрезе верхнего палеозоя этой зоны отмечал проявления пяти-шести фаз складчатости, из которых по крайней мере три или четыре (предшурабсайская, предравашская, предкызылнуринская и послекызылнуринская?) могут быть отнесены к позднегерцинским. Все исследователи этого района (А. С. Аделунг, Н. П. Васильковский, Е. Д. Карпова, Ю. А. Лихачев, А. П. Недзвецкий, В. И. Полюв, Н. М. Силицын, П. Н. Соколов и др.) считают, что позднегерцинские фазы проявились здесь сравнительно слабо, создав разрывные нарушения и лишь относительно пологие, преимущественно брахиформные, структуры. Последнее обстоятельство является, по-видимому, причиной различных толкований общего структурного рисунка зоны. Так, Н. М. Силицын (1960) говорит о преобладании меридиональных простираний, имея в виду, очевидно, северную часть зоны, а А. П. Недзвецкий и Ю. А. Лихачев (1959) — северо-восточных (для южной части зоны).

Очень существенными нам представляются высказывания В. И. Попова. Он намечает здесь «большую горизонтальную флексуру — Кураминскую сигмоиду... концентричную с известной сигмоидой в южной зоне Тянь-Шаня» (1938, стр. 62). Плавные изогнутости он отмечает и в сериях тектонических разломов, как бы приспособляющихся к очертаниям сигмоиды, но часто секущих простирация складок под косым углом. Главные черты намеченного В. И. Поповым еще в 1938 г. структурного рисунка Кураминской зоны можно без труда заметить и на современных геологических картах.

Отсутствие линейных складчатых структур, прерывистость и в известной степени конседиментационность образующихся здесь складок, существенная роль разрывных нарушений со значительными изгибами их простираций и со сдвиговыми смещениями — вот основные особенности структур поздних фаз складчатости в Кураминской зоне. Обращение Кураминского позднепалеозойского прогиба не произошло, и общая его структура сохранила синклинозный характер.

Моголтау-Чаткальская антиклинорная зона, или позднегерцинское поднятие, намечается довольно условно, ибо большая ее часть скрыта под мощнейшими мезо-кайнозойскими толщами Ферганской впадины. К поднятию можно отнести всю площадь, расположенную между Кураминской и Карачатырско-Чаактауской зонами поздних прогибов. Эта площадь весьма обширна в Чаткальском хребте и сильно сужается в районе Моголтау. Внутренняя структура поднятия создана в основном ранними (ранне-среднекаменноугольными) фазами складчатости, а частично, возможно, и более древними. Мы не рассматриваем эту структуру. Отметим только, что для нее наибольшее значение имеют два направления простираций: северо-восточное и северо-западное.

Позднегерцинские дислокации выражены здесь сравнительно простыми синклиналями (Босбутау) или грабенами (Касан), лишь примерно наследующими простирация более древних нарушений. Внедрения позднегерцинских гранитоидов (Чаткальский хребет, Моголтау) почти не зависят от более древней структуры и даже от положения границ тектонических зон, образуя крупный куст, охватывающий как северную часть Чаткальского поднятия, так и Кураминский прогиб.

Карачатырская зона синклинозных позднегерцинских структур прослеживается через всю рассматриваемую область от Курганташа на западе до Атойнакского хребта на северо-востоке. Верхнепалеозойские толщи ложатся здесь с резким несогласием на различные формационные типы среднепалеозойских толщ, принадлежащих не только Южному, но частично и Срединному Тянь-Шаню. В общем структуры повсеместно двухъярусные или даже трехъярусные.

В районе Курганташ—Гузан, где поздний палеозой ложится на терригенно-известняково-доломитовый фундамент окраинной части Срединного Тянь-Шаня, позднегерцинские структуры характеризуются резко выраженной брахиформностью и многоярусностью. Типичной в этом отношении будет антиклиналь г. Кок-Тепе (см. рис. 32). Эта складка формировалась в три этапа: 1) после отложения известняков намюра, но до отложения верхнемосковских конгломератов; 2) после отложения верхнемосковских, но до отложения верхнекарбонных конгломератов и песчаников; 3) после отложения мощных толщ $S_3 - P_1$, образующих здесь брахиантиклиналь, осложненную рядом более мелких складчатых нарушений и зон дробления.

Расположенная севернее брахиантиклиналь г. Каратау также представляет собой очень резкую складку, слегка наклоненную к югу. В ее своде верхний карбон залегает прямо на «головах» верхнедевонских доломитов. На крыльях складки отложения верхнего палеозоя залегают очень круто, иногда даже опрокинуты. Свод позднегерцинской

складки не совпадает со сводом раннегерцинской (первый смещен к северу). Позднегерцинская брахиантиклиналь Курганташа имеет в ядре сложную моноклиналиную структуру ранних фаз. Складка нарушена продольными позднегерцинскими крутыми разрывами, придающими ей характер горст-антиклинали. Между перечисленными антиклиналями располагаются синклиналиные структуры (Беркутуясинская и др.), сложенные терригенными толщами $C_3 - P_1$, в которых наблюдается довольно много складчатых осложнений коробчатого типа.

Гузанская антиклиналь существенно отличается широким распространением опрокинутых южных падений в верхнем палеозое ее северного крыла. Здесь присутствуют даже мелкие складки, развитые на фоне опрокинутых залеганий верхнего палеозоя. Доломиты и известняки среднего палеозоя, которые должны бы слагать ее ядро, надвинуты на верхний палеозой. Строение этой лежащей складки не вполне еще расшифровано.

Иначе построена та часть Карачатырского прогиба, которая перекрывает южнотяньшаньские раннегерцинские структуры. Здесь можно различать близкие к продольным позднегерцинские структуры Юж. Ферганы (Шуранская подзона) и диагональные или даже близкие к поперечным структуры восточной и северо-восточной частей Ферганской впадины (Карачатырско-Келематинская подзона).

Шуранская подзона обнажена на Исфаре в районе кишл. Кара-Бак и на междуречье Сох — Шахимардан. Разрезы верхнего палеозоя отличаются здесь от разрезов смежной Каратау-Гузанской подзоны наличием резкого несогласия в намыре (Шуран) и присутствием мощных толщ среднего карбона. В районе Кара-Бака в породах верхнего палеозоя наблюдается крупная крутая антиклинальная складка (Чарская антиклиналь), погружающаяся к востоку-северо-востоку на правобережье Исфары.

Подобная же, но погружающаяся к западу-юго-западу антиклиналь (Шунская) имеется также в песчаниках среднего карбона у южной окраины Канской серпентинитовой полосы. Эта складка на правобережье Шунка срезается альпийским разрывом, осложняющим, по-видимому, более древние нарушения. Вдоль южной границы Шуранской подзоны в породах верхнего карбона прослеживается узкая Северо-Катранская синклиналь, осложненная мелкими складчатыми нарушениями.

Структуры Карачатырско-Келематинской подзоны отличаются прежде всего своей ориентировкой. При общем северо-восточном, а местами почти меридиональном простирании подзоны эти структуры сохраняют субширотную ориентировку. В результате создаются формы типа гемиструктур, осложняющих восточное крыло позднепалеозойского прогиба. По условиям обнаженности мы видим только восточные воздымания этих структур. Можно предполагать, что западных воздыманий не было.

Наблюдается отчетливое совпадение позднегерцинских и раннегерцинских структур этого типа. Верхнепалеозойские толщи (за исключением конгломератов самых последних стадий их формирования) располагаются на метаморфизованных или вулканогенных толщах среднего палеозоя, слагающих осевые зоны ранних гемисинклинозных структур. В верхнем палеозое наблюдаются при этом более простые и пологие синклиналиные складки с относительно широкими мульдами и зачастую гребневидными формами антиклиналей.

Среди рассматриваемых гемиструктур надо выделить:

1. Кызылкийскую синклиналь, воздымающуюся к востоку и наложенную на западное продолжение синклиналиной структуры Кызыл-Кунгея. В ее ядре залегают породы $C_2m_2 - C_3$.

2. Западно-Карачатырскую широкую синклинали, содержащую в ядре карбонатно-терригенную папку карачатырского горизонта P_1 , погружающуюся к западу и, судя по геофизическим данным, оборванную в районе Кува-сая поперечным разломом. Между этими структурами предполагается антиклинальная зона, частично обнаженная на южном склоне западного Карачатыра.

3. Восточно-Карачатырскую двойную синклинали, переходящую на восточном воздымании в Тулейканскую остаточную мульду, выполненную слабодислоцированными конгломератами P_{1-2} . Эта синклинали наложена на ядро Араванского раннегерцинского синклинория. Антиклиналь, разделяющая карачатырские складки, на погружении к западу приобретает характер узкой гребневидной складки (Сайбулакская антиклиналь).

4. Зинданскую синклинали (гемисинклинорий), расположенную в северо-восточном углу Ферганской впадины. Обнажена лишь северо-восточная окраина этой структуры, воздымающейся в том же направлении. Последующие разрывы сильно осложняют ее форму. Верхний палеозой, залегающий в ядре складки, ложится на вулканогенные и (под мезо-кайнозоем Отузартской впадины) на метаморфизованные додевонские толщи, слагающие ядро антивергентной раннегерцинской структуры, что позволяет говорить о довольно близком совпадении осевых линий ранне- и позднегерцинских структур этого района.

На всем стокилометровом расстоянии от Карачатыра до хр. Каду мы не имеем выходов верхнего палеозоя, но, опираясь на уже установленную закономерность довольно близкого совпадения структурного рисунка средне- и позднепалеозойских толщ и на простирания первых в Ошских горках и Сюреньтубе, можно предположительно наметить подземные контуры его распространения по правобережью Кугарта и в зоне Андижанских адыров. Здесь следует предполагать существование в палеозойских отложениях крупной моноклинали, круто падающей к северо-западу и связывающей юго-восточное крыло Зинданской гемисинклинали с северным крылом Восточно-Карачатырской структуры того же типа. В районе Мархамата при этом следует ждать резкого разворота простираний верхнепалеозойских толщ, аналогичного развороту простираний известняков Чиль-Устун и Манакских горок. В пределах этой предполагаемой моноклинали вероятны мелкие продольные складчатые нарушения и близкие к поперечным сдвиги.

5. Келематинский гемисинклинорий, наиболее открытую структуру описываемого типа. Верхний палеозой этой структуры с резким несогласием налегает на зеленые сланцы майлисуйской свиты или на перекрывающие их маломощные известняки и сланцы девона — нижнего карбона. Грубошлишoidalные и молассово-шлишoidalные толщи Келематинского синклинория образуют в разрезе по р. Нарын крупную двойную синклиналиную складку. Осложняющая ее антиклиналь (Рязанская) здесь погружается к востоку, но восточнее затухает, и близ правого водораздела Майлису синклинорий замыкается в виде крупной пологой погружающейся к западу центриклинали, нарушенной лишь сравнительно небольшими перегибами и разрывами.

На правобережье Нарына синклинорий оборван Карасуйским альпийским взбросом субмеридионального простираения, по которому Pz_3 надвинут к западу на новейшие отложения Карасуйской впадины.

Нетрудно сообразить, что Карасуйский взброс маскирует здесь более древние и более крупные разрывные нарушения, появившиеся и в ранние, и в поздние фазы складчатости. По этим разрывам, являющимся, как нам представляется, продолжением Южно-Ферганского глубинного разлома, при позднегерцинских движениях было поднято, и, вероятно, взброшено к востоку западное крыло. Поэтому мы не

имеем продолжения келематинских структур в горах Босбутау. Верхнепалеозойские образования будут отличаться в этих горах неполнотой разреза и могут рассматриваться в качестве отложений окраинной (западной) части прогиба. Они образуют в общем довольно простую синклиналь, ориентированную в северо-западном направлении и осложненную субширотными перегибами. Весьма вероятно непосредственное соединение верхнепалеозойских толщ Келематы и Зилдана на западном погружении Алашско-Баубашатинской антиклинали, сильно нарушенной Шайданским правым сдвигом.

Замечательно, что все перечисленные отрицательные структуры обладают несомненными чертами сходства форм и слагающих их формаций, и это вряд ли может быть случайным.

Расположенный севернее Турдукский синклиниорий как позднегерцинская структура отличается несколько изогнутыми, выпуклыми к северу простираниями сжатых складок и заметным преобладанием южного движения масс. Возможно, что эти черты вызваны общим разворотом зоны Южно-Ферганского разлома к востоку и продольным уже по отношению к ней положением турдукских складок.

Турдукский синклиниорий отделен от Келематинского относительно приподнятой по разрывам в позднегерцинской структуре Акджольской антиклиналью, в пределах которой верхний палеозой почти полностью размыт, в результате чего обнажился раннегерцинокий фундамент, сложенный метаморфизованными толщами майлисуйской серии. Эти же толщи залегают в основании Pz_3 Турдукского синклинория, кроме самой северной его части, где верхний палеозой налегает на карбонатные разрезы среднего палеозоя срединотяньшаньского типа.

Сохско-Баубашатинская зона позднепалеозойских поднятий на этапе поздних фаз складчатости может рассматриваться как зона антиклинорных структур. В нее войдут Сох-Исфайрамский, Сюреньтюбинский и Баубашатинский антиклинории. Восстановить складчатые позднегерцинские формы в их пределах очень трудно. Существует мнение, что они вообще отсутствуют, так как дислокации здесь были только глыбовыми. Однако некоторые факты заставляют допускать возможность и складчатых дислокаций.

Так, например, отложения позднего палеозоя, встречающиеся местами в пределах Сох-Исфайрамского антиклинория, бывают смяты, и порой довольно сложно. Опрокинутую к югу складку в этих толщах можно видеть в горах Джилянды, опрокинутую к северу — в хр. Кичик-Алай. Складчатые, хотя и более простые, дислокации испытали породы $S_3 - P_1$ в районе пер. Упным и в горах Акташ (бассейн Оксу). Следует учесть также, что направления опрокидывания складчатых структур, в которых участвуют поверхности пластовых раннегерцинских надвигов, часто не соответствуют направлениям движения надвиговых покровов, вследствие чего трудно отнести их к одной фазе складчатости. Этот факт отметил Л. Н. Кугураков на междуречье Сох — Исфара. Такие, опрокинутые к северу, складки широко распространены вдоль южного борта «впадины 40-й параллели». Создается впечатление, что складчатые структуры первых фаз были перестроены (наклонены к северу) на более поздних этапах дислокаций, возможно уже в нижней перми. Глыбовые движения развились здесь, вероятно, еще позже, на завершающих стадиях орогенического этапа.

Общую позднегерцинскую структуру Сох-Исфайрамского поднятия можно оценить как «двугорбый» антиклинорий, разделенный на востоке Кирпызатинско-Талдынской синклиналию, опрокинутой к северу. В Сюреньтюбинском антиклинории уже не улавливается это синклинальное осложнение. Неясной остается также связь Сюреньтюбинского

антиклинория с Сох-Исфайрамским. Вероятно, они разделены участками поперечного погружения западнее Намаздека.

Сурметашская зона позднегерцинской складчатости отличается односторонностью и значительной сложностью форм тектонических структур. Среди них наблюдаются чешуи, крупные надвиги, сильно сжатые линейные складки. Вероятно, эти особенности связаны с тем, что позднегерцинские проявления складчатости были здесь по существу первыми фазами складчатости.

Сурметашская зона, имеющая в Алае широтное простирание, в верховьях Гульчи разворачивается к северу в направлении долины Тара, где с востока к ней примыкают также позднегерцинские структуры Яссинского прогиба, а с запада — Талдыкского прогиба, в результате чего общая ширина зоны достигает здесь 60 км. Верхнепалеозойские толщи бассейна Кугарта приобретают вновь субширотное простирание. Крупная сигмоида осложняется дугообразным ответвлением, отходящим от зоны к востоку, в сторону впадины Алайку и долины р. Савоярды, и уходящим далее на территорию КНР вдоль западного обрамления Сулутерекского массива.

В структурных особенностях Сурметашской зоны отражается тот факт, что позднегерцинская складчатая зона развилась в пределах Алая из двойного прогиба, разделенного порогом среднепалеозойских известняков. На западе Алая это будут сравнительно мелкий Агульский прогиб на севере зоны и относительно глубокий Ходжаачканский на юге. В Вост. Алае, напротив, более глубокий Гульчинский прогиб будет располагаться севернее относительно мелкого Калмакаусуйского. Соответственно преобладающим «движением масс», особенно на ранних стадиях образования структур, когда формировались надвиги, будет на западе южное, на востоке северное, направленное в сторону более глубокого прогиба. В пределах зоны выделяются следующие позднегерцинские структурные единицы (подзоны): 1) Агульская подзона покровных структур, 2) Ходжаачканский синклиорий, 3) Гульчинский синклиорий, 4) Кульгеджелинский антиклинорий, 5) Калмакаусуйская синклинальная подзона чешуйчатых структур, 6) Кипчальминский антиклинорий (Ясоинская подзона), 7) Савоярдинский синклиорий.

Агульская подзона покровных структур прослеживается от низовьев Урта-Чашмы до р. Агул. К западу от Урта-Чашмы в связи с воздыманием шарниров структур покровные образования уходят «в воздух» и остается только сравнительно узкая зона выходов автохтонных флишоидных толщ S_{2+3} , внутреннее строение которых по существу еще не расшифровано. С двух сторон на них взброшены известняки среднего палеозоя. Интересно, что к западу от Саркентского массива щелочных пород, двигаясь почти по простиранию, мы встречаем (по данным Г. С. Бискэ, 1965) Расраутскую структуру, по форме соответствующую уже синвергентному антиклинорию.

В собственно Агульской подзоне на известняково-сланцевые разрезы среднего палеозоя сокращенной мощности налегают флишоидные толщи S_{2+3} , перекрытые разрозненными обрывками известняков Агульского покрова и более мощными толщами доломитов Сарычашминского покрова (см. рис. 50—52).

Характерно несколько диагональное, северо-восточное, простирание складок 2—3-го порядка по отношению к общему широтному простиранию подзоны. В результате такие структуры, как Джилтыкская антиклиналь, Сарычашминская синклиналь, Кошкарчинская антиклиналь, располагаются по отношению друг к другу кулисообразно. Строение их довольно сложно, особенно в нижнем покрове, распадающемся иногда на отдельные глыбы, и в автохтоне. Мульда Сарычашминской синклинали

з свод Кошкарчинской антиклинали и в верхнем покрове представляются структурами простыми и пологими.

К востоку от р. Аугул Кошкарчинская антиклиналь погружается, и в горах Ходжаачкан широко развиты поэтому известняково-доломитовые девонские толщи верхнего покрова, в структурном отношении слабоизученные. Сколь далеко под ними простираются автохтонные толщи — трудно сказать. По мнению В. И. Котельникова, сокращенный тип разрезов Pz_2 , характерный для автохтона Аугульской подзоны, выступает из-под живецких доломитов в районе пер. Гаумыш. Вдоль всей южной окраины Аугульской подзоны протягиваются известняки Pz_2 , отделяя ее от Ходжаачканской. Они могут быть прослежены вдоль высокогорной части Алайского хребта от Зардалекского ущелья (или даже от р. Джиптык) до р. Дамджайляу, образуя далее северное крыло Кульджежинского антиклинория. Во всей этой подзоне чаще всего доломиты алайской серии надвинуты с севера на известняковые разрезы среднего палеозоя, содержащие в верхней части среднекарбоневые образования, а известняковые толщи, в свою очередь, взброшены к югу на верхний палеозой ходжаачканских или калмакаусуьских структур. Следует помнить, что между полными разрезами известнякового и доломитового типов возможно появление чешуй, сложенных сокращенными разрезами среднего палеозоя.

В верховьях Шахимардана, в восточной части Аугульской подзоны, можно наблюдать в доломитах алайской серии широтную опрокинутую к северу синклиналиную складку, хорошо видную в низовьях р. Арлабаши, и расположенную южнее антиклиналь, значительная часть которой поглощена Караказыским массивом гранодиоритов.

Наблюдающаяся на междуречье Сох — Исфайрам антивергентность структур Аугульской подзоны представляется неоднозначной для южной и северной ее частей. Южное движение масс фиксируется в основном позднекарбоневыми надвиговыми структурами. Северное движение запечатлено в складчатых структурах и имеет, по-видимому, более поздний возраст (нижняя пермь). Структура подзоны в целом определяется нарушениями, развитыми на фоне общего северного падения (южное крыло Даудинского и Гульчинского синклинориев).

Ходжаачканский синклинорий сложен мощными терригенными толщами S_2 — P_1 , лежащими на западном замыкании структуры (бассейн Калай-Махмуда) на сокращенные, преимущественно терригенные, толщи, а на восточном воздымании (район ледн. Абрамова) на известняковый массив среднего палеозоя. В структурном отношении в Ходжаачканской подзоне намечается крупная синклиналь, осложненная в центральной части довольно пологой Лойсуйской брахиантиклиналью, а на крыльях сравнительно крутыми складчатыми нарушениями с опрокидыванием складок преимущественно в южном направлении. Резкое воздымание шарнира синклинория к востоку создает в долине Янги-Тавана почти меридиональные простираения крутоставленных пластов. На западном и восточном замыканиях от синклинория остаются узкие асимметричные синклиналиные складки, осложненные разрывами, или иешуи. С севера на Ходжаачканский синклинорий взброшены известняки среднего палеозоя. Южная граница почти не изучена.

Гульчинский синклинорий — самая крупная структура Сурметашской зоны. Он начинается близ правого водораздела р. Курбанкуль и может быть прослежен, хотя и с перерывами, до бассейна Курарта.

Верхнепалеозойские толщи Гульчинской подзоны в западной ее части налегают на известняково-доломитовые (алайские) толщи среднего палеозоя, но восточнее подстилаются, по-видимому, средним палеозоем сокращенного типа (бассейн р. Гульча).

К западу от Исфайрама Гульчинский синклиниорий начинается довольно простой Сурметашской брахисинклиналью северо-западного простираения. Она наклонена к северо-востоку и оборвана с юга широтным взбросом. Восточнее, в долине западного Кичик-Алая, это тоже довольно простая сундучного типа синклиналиальная складка с плоским дном и слегка запрокинутыми внутрь крыльями. Еще восточнее, в верховьях Сарык-Могола северного, в средней части складки появляется антиклинальный перегиб. В верховьях Кальтабоза в ядре этого (?) перегиба, выходящего здесь к северной границе зоны, появляются известняки Pz_2 , образующие ядро опрокинутой и взброшенной к северу Тюякурдюкской антиклинальной складки.

Расположенная южнее синклинали, осевая линия которой проходит через пер. Джиштык, также резко опрокинута к северу. В верховьях Талдыка южного от нее ответвляется почти поперечная, наклоненная к востоку синклинали, что создает на этом участке сложный структурный узел. Но главная синклинали тянется вдоль левого водораздела Гульчи и только в бассейне Мурдаши утыкается в разлом, ограничивающий зону с севера. На южном крыле этой синклинали в бассейне Гульчи развивается целая серия дополнительных резких складок. В ядре одной из них близ устья Терека и севернее появляются выходы известняков и сланцев среднего палеозоя.

Небольшие выходы пород Гульчинской подзоны в восточной части массива Алдыяр изучены В. Б. Горяновым и Л. В. Фомченко. Здесь складчатые структуры имеют близкие к меридиональным простираения. С запада на восток в пределах подзоны выделяются: а) узкая сжатая Тугертонская синклинали, б) узкая моноклиналино падающая к востоку чешуя силурийских сланцев, в) Восточно-Алдыярская синклинали, погружающаяся к северо-северо-западу и осложненная серией мелких складок.

Более северные выходы верхнепалеозойских толщ, лежащие на продолжении Гульчинской подзоны, расположены восточнее гор Сюренъгюбе. Здесь, по данным А. Е. Довжикова (1950 г.) и Н. В. Иванова (1958 г.), образованные ими структуры имеют северо-северо-восточные простираения. В ядрах антиклиналей, осложненных продольными взбросами, обнажаются известняки виле — намюра. Таких структур здесь по крайней мере три. Вся подзона взброшена на юго-восток.

В долине Кугарта наблюдается резкий разворот этих структур к востоку, сопровождаемый субширотными сдвиговыми левосторонними смещениями, и в правых притоках Кугарта грубофлишеидные толщи S_{2+3} , соответствующие, по-видимому, Гульчинской подзоне, образуют сравнительно узкую полосу субширотных чешуй и складок, опрокинутых к югу.

Ядро Кульгеджелинского антиклинория отчетливо прослеживается на участке между пер. Талдык и г. Чаканташ в виде узкой антиклинали, сложенной мраморизованными известняками девона — карбона (см. рис. 31). В массивах Кульгеджеде и Чаканташ шарнир складки занимает наиболее высокое положение, плавно погружаясь от этих пунктов в обе стороны. Крылья антиклинали имеют чешуйчатое строение с движением масс к ее осевой линии. Антиклиналь делит Сурметашскую зону на две части: сравнительно глубокий Гульчинский синклиниорий и относительно мелкую синклиналиную Калмакасуйскую подзону чешуйчатых структур.

Западное продолжение антиклинория может быть намечено лишь приблизительно через антиклинали низовий Талдыка южного и верховий Каракавака к верховьям Кызыл-Эшме и далее либо к западу, вдоль южного края Аугульской подзоны, или же к юго-западу, навстречу Зеравшанскому антиклинорию. Структурная связь с последним пока

не может быть представлена ясно из-за слабой изученности верховий Ходжаачкана и Джаргиталья и из-за некоторого несоответствия между простираниями ранне- и позднегерцинских дислокаций. Можно предполагать, что Зеравшанско-Кульгеджелинская антиклинорная структура была заложена еще в среднем или начале позднего карбона, причем проявления этой складчатости, весьма значительные на западе, в восточной части структуры вместе с ее погружением становились слабыми или локальными. Это подтверждается сравнительно резкими несогласиями в среднем карбоне и перми (?), которые можно видеть на левобережье Текелика, ослаблением и почти полным исчезновением несогласий при прослеживании их по простиранию к востоку, в районе Сарыташа. Позднепалеозойский Ходжаачканско-Калмакасуийский прогиб и развитие на его основе складчатые структуры на участке между Дамджайляу и Ходжаачканом перебрались с южного крыла антиклинория (район Сарыташа) на его осевую зону (Дамджайляу — Коксу), а затем и на северное крыло Зеравшанского раннегерцинского антиклинория. Такое несоответствие крупных элементов структуры и одновременная унаследованность более мелких, а также значительные проявления альпийской тектоники создают сложную картину сочетания ходжаачканских структур с калмакасуийскими, зеравшанских с кульгеджелинскими.

На участке Тенгизбай — Дамджайляу можно видеть только северное крыло антиклинория, сложенное вздвоенным разрезом круто падающих к северу известняков среднего палеозоя. Признаки ядерной части антиклинориальной структуры видны здесь лишь местами в зоне молодого разлома, по которому известняки подняты и взброшены к югу. Яснее эта антиклиналь (Каракавакская) выражена между г. Ак-Зоу и р. Каракавак, где ее свод с несогласием перекрыт терригенными толщами верхней части среднего карбона, а шарнир резко погружается к северо-востоку. Восточнее, между Каракаваком и Талдыком, южное крыло антиклинория опущено и погребено под верхнепалеозойскими толщами, но в низовьях Талдыка южного в связи с воздыманием шарниров вновь появляется его ядерная часть. В низовьях Талдыка и в самом массиве Кульгеджеле можно видеть, что известняковые массивы (в основном девонские) перекрыты по надвигам тентакулитовыми сланцами сокращенных разрезов Pz_2 , включающих местами и граптолитовые сланцы силура. Ниже устья Шарта вдоль правого берега Гульчи кульгеджелинские мраморы образуют узкую цепочку массивов, ограниченных разрывами. Антиклинориальное строение можно разглядеть в них далеко не везде.

В районе Чаканташа Кульгеджелинский антиклинорий описывает резкую выпуклую к северу дугу и погружается к долине Капчигая. По данным А. В. Яговкина, антиклинориальная складка, наблюдающаяся при впадении Кулуна в Капчигай, соответствует осевой зоне рассматриваемого антиклинория. Общее движение масс направлено здесь к внешней стороне дуги.

Дальнейшее продолжение антиклинория к востоку неясно. А. В. Яговкин предполагает, что на правобережье Капчигая его осевая линия делает двойной изгиб и следует далее на восток по правобережью Тасрыкая. Возможно, что ее продолжением является антиклинориальная структура бассейна р. Туюз-Кайнды или же антиклинали северо-западного обрамления Сулутерекского массива.

Калмакасуийская синклиналильная подзона характеризуется сокращенным разрезом Pz_2 и относительно небольшими мощностями верхнепалеозойских толщ. Угловые несогласия в ее разрезах обычно отсутствуют или проявляются лишь в краевых частях, усиливаясь в западном направлении (бассейн Текелика).

В западной части подзоны (верховья Дараута — Джиптык) среднепалеозойские отложения почти не обнажаются, а в верхнем палеозое наблюдаются сжатые опрокинутые к югу складки разного порядка, осложненные разрывами. К востоку от Джиптыка южного в связи с поднятием в этом направлении шарниров складок среднепалеозойские отложения получают большее распространение и вместе с тем возрастает роль чешуйчатых структур, взброшенных уже в северном или северо-западном направлении, что хорошо видно близ южного обрамления Кульгеджелинского массива (см. рис. 31).

Наиболее крупными складками этого района являются Талдыкская антиклиналь и Калмакасульская синклиналь. Обе погружаются к юго-западу, но первая опрокинута к юго-востоку, а вторая — к северо-западу. В осевой части Алая здесь иногда присутствуют чешуи, сложенные не сланцевыми, как обычно, а известняковыми разрезами среднего палеозоя (г. Кой-Джулы, например) и поднятыми по разрывам известняками основного, Кульгеджелинского, массива (район пер. Итульмес), образующими небольшие тектонические окна.

Проследившая подзону далее на северо-восток и север, на участке Шарт — Блеули можем отметить общее восточное падение крутостоящих и довольно сильно измененных пород, в которых намечаются изоклинальные складки и чешуи. Последние становятся господствующей формой дислокаций в бассейне Акбогуса и в низовьях Казыков, причем здесь весьма характерны дугообразные изогнутости в плане чешуйчатых структур, взброшенных друг на друга в северном направлении. Близкий к пластовому характер взбросовых нарушений затрудняет их выявление, и неудивительно, что первые исследователи этих районов выделяли мощнейшие толщи силурийских отложений там, где теперь установлено многократное повторение сокращенных разрезов палеозоя.

Однообразие узких сланцевых чешуй этого района нарушает крупная известняковая чешуя-линза массива г. Кара-Тума. Ее позиция среди сокращенных разрезов палеозоя аналогична позиции внешних известняковых массивов вулканогенных синклиналиев охиноко-талдыкского типа.

В качестве восточного продолжения рассматриваемой подзоны можно назвать Таркольскую синклиналь, воздымающуюся к юго-юго-западу и слегка опрокинутую к востоку. Возможно, что разрезы сокращенного типа присутствуют и в долине Каинды-Булака. Тогда сложнопомятые известняки Туюз-Каинды будут аналогичны каратуминским.

Общая позиция Калмакасульской подзоны определяется ее положением между Кульгеджелинским антиклинорием и Восточноалайским позднегерцинским поднятием. Характерно, что породы этой подзоны надвинуты на кульгеджелинские известняки и, в свою очередь, частично перекрыты взброшенными на них известняковыми или терригенно-вулканогенными толщами Терекдаванского синклинория.

Кипчальминский антиклинорий является весьма своеобразной позднегерцинской структурой. По данным В. И. Тихонова, Е. И. Зубцова, А. Е. Довжилова, В. Н. Огнева, Н. В. Иванова, он представляет крупную слегка вытянутую в северо-западном направлении брахиантиклиналь, ограниченную с северо-востока Таласо-Ферганским разломом и в значительной части закрытую мощными толщами юры. Среднепалеозойские породы, слагающие ядро этой структуры, существенно метаморфизованы и сильно перемяты, образуют пережатые складки и чешуи, обнаруживающие общее движение масс, направленное к своду брахиантиклинали. Расшифровать эти структуры трудно. Наиболее крупной из них является Кугартская антиклиналь, вытянутая субширотной, опрокинутая и взброшенная к югу.

Периферические части антиклинория образованы мощной, преимущественно песчаниковой, толщей, которую, по данным Н. В. Иванова, следует относить к нижней перми. Поскольку угловые несогласия в основании этой толщи отсутствуют, Кипчальминская структура представляется сооружением одноярусным, позднегерцинским. Пермские песчаники, облекающие Кипчальминский брахиантиклинорий с севера и запада, слагают крупную дугообразно изогнутую моноклинал, в строении которой намечаются крупные чешуи и подчиненные им складки. Эти породы падают под верхний палеозой северного продолжения Гультчинского синклинория.

С юга Кипчальминский брахиантиклинорий, по данным Г. Л. Бельговского, ограничен верхнепалеозойскими толщами, в которых присутствует средний и верхний карбон, что плохо вяжется с представлениями Н. В. Иванова. Г. Л. Бельговский и Л. Б. Вонгаз отмечают вместе с тем значительное сходство разрезов Кипчальминского антиклинория и Сулутерекского массива. В нижнем палеозое(?) этого массива они усматривают аналогии разреза среднего палеозоя Кипчальмы и ставят под сомнение возраст последнего.

Структурная связь Сулутерека и Кипчальмы вполне возможна, но, нам кажется, естественнее было бы пересмотреть нижнепалеозойский возраст хлоритовых сланцев Сулутерека, не получивший палеонтологического обоснования. По данным В. А. Фараджева, на этих сланцах с несогласием залегают породы верхнего палеозоя, возраст которых опять-таки не документирован фаунистически. Пермские сланцы и песчаники охарактеризованы фаунистически только в бассейне р. Та-та, где по степени дислоцированности их трудно отличить от тентакулитовых сланцев девона и где под ними с тем же углом падения лежат девонские известняки г. Сийдам.

Следовательно, между Сулутерекским массивом и верховьями р. Савоярды располагаются позднегерцинские структуры, среди которых намечаются (с юго-востока на северо-запад): небольшая нарушенная разрывом Учташская синклинал, крупная Арыкторыкская антиклиналь, сложенная породами верхнего (?) палеозоя, и Сийдамская моноклинал, в которой на девонские известняки налегают сланцы нижней перми. Все структуры свидетельствуют о движении масс к юго-востоку. В долине р. Савоярды эти структуры почти примыкают к Таркольской верхнепалеозойской синклинали (Кульгеджелинская подзона?), образуя вместе с ней сложный позднегерцинский синклинорий (Савоярдинский). Значительная мощность тентакулитовой толщи, заметно повышенный ее метаморфизм и присутствие согласно дислоцированных нижнепермских сланцев и песчаников делают этот район особенно близким к Яссиинской подзоне. Обращает внимание сильная дислоцированность отложений нижней перми в истоках Савоярды. Очевидно, позднегерцинская складчатость отличалась здесь значительной интенсивностью.

Зеравшано-Восточноалайская зона позднепалеозойских поднятий на завершающих фазах складчатости претерпела не только разрывные, но и некоторые складчатые дислокации, хотя в основном ее структура была создана еще в нижнем(?) — среднем карбоне. В этом можно убедиться, наблюдая резкое угловое несогласие в основании верхнего палеозоя в районе Дараута (см. рис. 28), Текелика, на левобережье Зеравшана и довольно сложные складчатые структуры в пределах самих верхнепалеозойских толщ. Так, например, в районе Дараут — Текелик в верхнем палеозое прослеживается цепочка опрокинутых к югу синклиналиных складок. Отсутствие верхнепалеозойских пород не позволяет выявить эти дислокации на больших площадях Каратегина и Зеравшано-Гиссара. Еще менее известно нам о роли

позднегерцинских дислокаций в восточноалайской части поднятия, так как породы моложе низов среднего карбона здесь отсутствуют полностью.

Складчатая структура позднепалеозойских толщ Южно-Гиссарской зоны формировалась, по данным С. К. Овчинникова (1959), М. М. Кухтикова (1969) и др., в результате неоднократных тектонических движений. Главная фаза складкообразования приурочена к концу карбона, последующие (раннепермская и раннетриасовая) были сравнительно слабыми.

В результате была создана субширотная или слегка выпуклая к северу Туполанг-Варзобская синклипторная асимметричная (наклоненная к югу) структура, от которой вследствие внедрения значительных масс гранитоидов и сильных проявлений разрывной тектоники сохранились лишь отдельные фрагменты. Структура многоярусна с заметным упрощением форм от нижнего к верхним ярусам, площади распространения которых последовательно убывают. Красноцветы верхней (ханакинской) свиты дислоцированы слабо.

В. Н. Огнев (1959) включает в Южно-Гиссарскую позднегерцинскую зону также и Сулутерекский массив. Наличие глубоко метаморфизованного основания, отсутствие или локальность маломощных среднепалеозойских отложений, а также сходное структурное положение действительно делают такое сопоставление весьма вероятным. Характер позднепалеозойских дислокаций массива практически неизвестен. Вероятнее всего, это было куполовидное или полукуполовидное поднятие.

Изложенные данные о структурах поздних фаз складчатости позволяют видеть, что интенсивность поздних дислокаций в синклипторных структурах, сложенных верхним палеозоем, возрастает с севера на юг — от Кураминской зоны к Карачатырской и Сурметашской. Южнее она вновь, по-видимому, ослабевает. Изометричные многоярусные структуры Курамы сменяются в Карачатырской зоне овальными или гребневидными структурами, а в Сурметашской зоне — линейными, сжатыми или опрокинутыми складками. В Южно-Гиссарской зоне завершающие фазы опять проявляются слабыми брахиформными или глыбовыми нарушениями.

Естественнее всего поставить эти изменения в связь со степенью консолидации фундамента зоны, вызванной предшествовавшими фазами складчатости: неоднократными (каледонскими и раннегерцинскими) в Кураминской и Южно-Гиссарской зонах, однократными (раннегерцинскими) в Карачатырской и отсутствовавшими в Сурметашской. Давно установленная закономерность находит здесь довольно ясное выражение.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РАЗРЫВЫ

Разрывные дислокации чрезвычайно широко распространены в Алайском хребте и смежных районах. Среди них внимание исследователей особенно привлекали такие крупные уникальные формы, как Таласо-Ферганский разлом (Огнев, 1939; Сеницын, 1960; Буртман и др., 1963), Вахшский надвиг (Марковский, 1936б; Вялов, 1943; Губин, 1960; Сеницын, 1960), Южно-Ферганский разлом (Попов, 1938; Пейве, 1945; Резвой, 1958, 1959) и Западно-Тяньшаньский глубинный шов (Резвой, 1962; Петров, 1963). Широкою известность приобрела дискуссия В. Н. Огнева и Н. М. Сеницына о наличии или отсутствии сдвиговых перемещений по Таласо-Ферганскому разлому. В острой форме протекала дискуссия сторонников крупных горизонтальных перемещений по Вахшскому надвигу (И. Е. Губин, О. С. Вялов и др.) и геологов, отрицавших первостепенное значение этой линии (А. П. Марков-

ский, Н. М. Сииницын). Очевидно, что в этой борьбе существенную роль играли теоретические взгляды исследователей на возможность значительных горизонтальных перемещений блоков земной коры.

В связи с изучением оруденения детально исследовались мелкие разрывы и трещиноватость на отдельных месторождениях (Смирнов, 1947; Невский, 1949; Никифоров, 1959; Федорчук, 1964).

Менее известны «рядовые» региональные разрывы, которые рассматривались обычно попутно и описаны главным образом в отчетах по геологическим съемкам. Из опубликованных работ материалы по региональным разрывам нашего района содержатся в сводках В. Н. Вебера (1934), А. П. Марковского (1936а), Д. П. Резвого (1959), Н. М. Сииницына (1960), в статьях Г. С. Поршнякова (1960, 1962, 1969), Г. А. Ярушевского и др. (1961), Т. С. Замалетдинова и др. (1968), В. С. Буртмана (1968) и др.

Уже в первых из этих работ было намечено выделение возрастных групп разрывов. В. Н. Вебер и А. П. Марковский расчленили их на альпийские и герцинские, а Н. М. Сииницын (1949, 1960) впервые предложил деление герцинских разрывов на две группы: предверхнекарбонные надвиги и пермские «надвиги разлома», отметив, кроме того, «краевые разломы», определяющие формы ряда внутригеосинклинальных прогибов. Предлагаемая ниже схема классификации региональных разрывов Алая, хотелось бы думать, может явиться развитием схемы Н. М. Сииницына, хотя мы и не разделяем стремления нашего учителя обходиться без сколь-нибудь значительных горизонтальных тектонических движений.

Региональные тектонические разрывы, как показывают материалы по геологии палеозоя Юж. Тянь-Шаня, возникают во время заложения внутригеосинклинальных прогибов и особенно во время образования складок и поднятий, завершающих развитие данных прогибов. При этом в Алае устанавливается интересный факт возникновения пластовых или близких к пластовым надвигов в породах, еще не испытавших или только вступающих в первые фазы складчатости, тогда как в конце той же фазы удается фиксировать возникновение уже секущих надвигов и более крутых разрывов. Таким образом, в истории формирования каждого структурного яруса можно наметить до четырех этапов развообразования:

1. Возникновение разрывов заложения прогибов.
2. Возникновение относительно пологих пластовых надвигов в начале складкообразования.
3. Возникновение секущих надвигов, сопровождающих складкообразование.
4. Появление крутопадающих разрывов, сопровождающих и завершающих складчатость.

Выделяемые таким образом группы разрывов не будут чисто возрастными, ибо складчатость охватывает не всю территорию области одновременно. Это, скорее, генетические группы, отличающиеся не только геометрическими чертами, но и магматизмом и минерализацией. Так, например, с первым из указанных типов могут быть связаны проявления эффузивного магматизма, для последнего более характерен магматизм интрузивный. Для юга Киргизии можно наметить такую последовательность образования региональных тектонических разрывов:

1. Разрывы собственно геосинклинального этапа развития — раннегерцинские:
 - а) гипотетические разрывы заложения и развития ранних внутригеосинклинальных прогибов;
 - б) пластовые складчатые надвиги и шарьяжи начала первых фаз складчатости;

в) секущие надвиги, сопровождающие первые фазы складчатости;
г) крутопадающие разрывы, сопровождающие и завершающие первые фазы складчатости.

2. Разрывы орогенического этапа развития района и этапа поздних гранитоидов — позднегерцинские:

а) гипотетические разрывы заложения и развития поздних геосинклинальных (орогенических) прогибов;

б) пластовые и близкие к пластовым надвиги и шарьяжи начала поздних фаз складчатости;

в) секущие надвиги поздних фаз герцинской складчатости;

г) крутопадающие разрывы этапа поздних гранитоидов и гидротермального оруденения.

3. Разрывы эпохи подвижно-платформенного развития и новейшей активизации (киммерийские и альпийские):

а) разломы заложения и развития мезо-кайнозойских прогибов;

б) надвиги и шарьяжи в складчатых зонах, взбросы и надвиги в областях активизации эпигерцинской платформы;

в) крутопадающие разрывы, слабо выраженные в альпийских структурах.

В настоящее время трудно дать более полную классификацию разрывов Алая. Необходимость ее особенно чувствуется для крутопадающих разрывов этапа поздних гранитоидов, в которые объединены разрывы разного характера (взбросы, сдвиги, раздвиги и сбросы), формировавшиеся в несколько приемов за время от ранней перми до начала триаса. Не нашли полного отражения в приведенной схеме также и так называемые долгоживущие разломы, ибо случаи «оживления» конкретных среднепалеозойских разрывов в позднем палеозое или даже кайнозое представляются редкими, проблематичными и на рассматриваемой площади надежно не фиксируются.

Вместе с тем в приведенной классификации намечаются пути для выделения более общих групп (формаций) разрывов и для выявления естественной цикличности в разрывообразовании.

Разрывы раннегерцинские

Гипотетические разрывы заложения и развития ранних внутригеосинклинальных прогибов. Сравнительно четко среди разрывов данной группы фиксируются разрывы заложения ранних вулканогенных прогибов. Они проявляются в виде узких зон развития вулканогенных фаций верхнего силура, девона и нижнего карбона, прослеживающихся с небольшими перерывами на многие сотни километров вдоль осевых линий синклинирных структур. Карбонатный или терригенный состав отложений этого же возраста вне контуров упомянутых зон указывает на приуроченность раннего основного вулканизма только к этим линиям, являвшимся зонами глубоких разломов и трещинных излияний. Эти зоны можно считать наилучшими кандидатами на звание «долгоживущих», но не следует забывать, что это зоны, а не конкретные разрывы. Сопоставление мощностей разновозрастных образований говорит о том, что они соответствовали, по-видимому, осевым частям прогибов, в которых накапливались толщи до 2—3 км, сложенные довольно однообразными породами: диабазами, диабазовыми порфиритами и их туфами, включающими небольшие пачки терригенных, кремнистых или карбонатных пород. Местами породы осевых зон вулканогенных синклинириев представлены зелеными сланцами.

В пределах рассматриваемого района намечается несколько зон разрывов заложения вулканогенных прогибов: Канская, Араванская,

Зинданская, Майлисуйская, Охнинско-Талдыкская, Даудинско-Кальтабозская, Терекдаванская.

Наиболее изученной является Охнинско-Талдыкская зона, которую можно проследить свыше чем на 250 км из района Шодымира через вулканогенные толщи Баткента к южному подножию хр. Катранбаши и далее на восток через небольшие выходы вулканогенных пород в районах Охны, Томаши, Пума к сплошной зоне развития основных эффузивов, тянущейся от р. Яш к Талдыку, где она резко разворачивается к северу. Следует иметь в виду, что существуют сомнения в автохтонности охнинско-талдыкских эффузивов.

Очень близкими чертами обладает Араванская зона вулканогенных разрезов Pz_2 . Поперечный разрез этой зоны можно наблюдать в долине р. Араван, а отдельные фрагменты — в восточном Карачатыре и на р. Акбуре в 10 км южнее г. Ош. По данным аэромагнитной съемки эта зона прослеживается на восток до Памирского тракта, а в западном направлении раздваивается на две ветви.

Южная ветвь разворачивается, очерчивая западное погружение Копурбашинской антиклинали, и, вероятно, соединяется с эффузивными толщами Кызыл-Кунгея, составляющими восточную часть Канской зоны вулканогенных фаций девона. Последняя по отдельным фрагментам может быть протянута далеко на запад, в район северных склонов северного Нуратау (Южно-Ферганский глубинный разлом А. В. Пейве (1947 г.)).

Северная ветвь вулканогенных толщ Араванской зоны, ограниченная известняковыми фациями девона (горы Чиль-Устун), надо полагать, разворачивается в районе Мархамата к северо-востоку согласно изгибу простирающихся известняковых массивов Чиль-Устун — Монак и протягивается в Аламышик, где присутствие палеозойских основных эффузивов подтверждено бурением (Рыжков, Халматов, 1956), а далее в южное крыло Зинданского синклинория согласно с простирающимися породами в горах Караултау и Сюреньтубе. В пределах Майлисуйского и Турдукского синклинориев вулканогенные фации девона менее четко обособлены, но и здесь они образуют закономерно расположенную между метаморфизованными и карбонатными толщами зону, сложно изгибающуюся в соответствии с общим западным погружением структур. На северном крыле Кызкурганской антиклинали эти толщи подходят к Таласо-Ферганскому разлому.

Даудинская зона раннего основного магматизма, свидетельствующего о появлении глубоких расколов в силуре — девоне, отличается присутствием маломощных пачек эффузивных пород при довольно значительных послонных внедрениях габбро-диабазов. Характерна общая приуроченность синклинорной структуры к зоне этих проявлений и местами повышенный метаморфизм пород. Значительно восточнее в простирающихся с Даудинским синклинорием располагаются кальтабозские вулканогенные толщи девона — нижнего карбона, слабо изученные.

Самостоятельная зона раннего основного вулканизма намечается в Вост. Алае (бассейны Коксу восточной и Чон-Казыка). Здесь нет узкой локализации эффузивных толщ в одной линейной зоне. Они встречаются в довольно широкой полосе, захватывающей как осевую часть Терекдаванского синклинория, так и его юго-восточное крыло. В качестве западного продолжения этой зоны можно рассматривать эффузивные проявления Карамыкского и, может быть, даже Чимтаргинского синклинориев. Проявления метаморфизма фации хлоритовых сланцев сопровождают и эту зону разрывов заложения ранних вулканогенных прогибов.

Приведенный выше краткий обзор главнейших зон распространения проявлений раннего основного магматизма позволяет сделать следующие выводы:

1. Основной магматизм силура — девона приурочен к линейно вытянутым зонам, которые могут быть прослежены на многие сотни километров.

2. Указанные зоны ограничены чисто осадочными, обычно карбонатными, отложениями того же возраста. Постепенные переходы между вулканогенными и карбонатными разрезами наблюдаются редко.

3. Значительные мощности осадочно-вулканогенных толщ в этих зонах, симметричное расположение фаций на их крыльях позволяют рассматривать зоны в качестве ранних внутригеосинклинальных прогибов.

4. Время заложения ранних разломов относится к позднему (редко раннему) силуру или раннему девону. Активный вулканизм, связанный с ними, продолжался особенно сильно в среднем девоне, а местами захватывал D_3 или даже C_1 .

5. Закономерная связь вулканогенных прогибов с синклиноридными структурами и зонами повышенного метаморфизма позволяет считать их фактором, оказавшим существенное влияние на последующую тектоническую историю района.

Наиболее протяженная зона ранних разломов может быть составлена из Северо-Нуратинско — Южно-Ферганских, Араванско-Зинданских, Майлисуйских и Атбашинско-Балыктинских зон. Эта зона ограничивается с севера структуры Юж. Тянь-Шаня. На всем протяжении она маркируется зелеными хлоритово-сланцевыми толщами, сочетающимися с вулканогенными фациями силура — девона. Интересны очертания этой зоны (местами гипотетической) в плане: почти широтная и прямолинейная между Сев. Нуратау и Кызыл-Кунгеем, она приобретает характер довольно сложно извилистой и в общем почти меридиональной зоны на участке Кызыл-Кунгей — Атойнак (см. рис. 53). За Таласо-Ферганским разломом аналогичная линия приобретает опять почти широтное простирание и прямолинейные очертания. Естественным было бы предположение о горизонтальных дислокациях, нарушивших в Вост. Фергане первоначально более простую и прямолинейную зону разломов.

Охнинско-Талдыкская зона ранних разломов может рассматриваться как сопровождающая Южно-Ферганскую и сближающаяся с ней в районе Мадыгена. Даудинская и Кальтабозская зоны образуют следующую к югу слабовыраженную зону ранних разломов. Восточно-алайско-Чимтаргинская намечает южный окраинный прогиб Юж. Тянь-Шаня, также с относительно слабыми проявлениями вулканизма.

Геометрические черты гипотетических разломов заложения ранних вулканогенных (эвгеосинклинальных) прогибов неизвестны, ибо мы лишены возможности видеть их. Наблюдаемые ныне контакты вулканогенных разрезов с карбонатными являются более поздними надвигами. Можно лишь предполагать их связь с более ранними разломами. Тем не менее, судя по прямолинейности рассматриваемых зон, симметричному расположению фациальных разновидностей пород, отсутствию или слабому развитию переходных разрезов и общим соображениям, можно думать, что это были крутопадающие глубокие расколы, связанные, по-видимому, с явлениями местного растяжения (?) данных участков земной коры и формирования грабенообразных структур. Карбонатные толщи на относительно поднятых крыльях разрезов могли бы тогда играть роль, аналогичную рифовым образованиям, описанным В. Е. Хаиным в связи с глубинными разрывами.

Нельзя, по-видимому, исключить полностью возможность существования разломов заложения также и по границам зон распространения сокращенных и карбонатных разрезов среднего палеозоя, но это предположение будет еще более проблематичным. Хотя здесь часто соприкасаются вплотную резко различные разрезы, этого недостаточно для установления конседиментационного разрыва, тем более что современные контакты разных типов разрезов среднего палеозоя обычно являются надвиговыми и имеют более поздний, среднекарбонный, возраст. Наиболее «подозрительным» в отношении конседиментационности является северный контакт известняков Ярунтуза, где местами не установлены более поздние разрывы, а изменения разрезов чрезвычайно резки. Допущение более широкого распространения разрывов этого типа не дает ответа на целый ряд вопросов. Почему, например, в известняках нет даже следов продуктов размыва непосредственно соприкасающейся с ними области, где породы этого возраста отсутствуют? Почему контакты различных разрезов срезают иногда простирания развитых в них тектонических спруктур? Почему что этим разрывам нет проявлений вулканизма, достаточно интенсивного в соседних разломах? и т. д.

Пластовые складчатые надвиги и шарьяжи начала первых фаз складчатости. Разрывы, начинающие первые фазы складчатости, широко распространены в описываемом районе и играют первостепенную роль в строении нижнего (среднепалеозойского) структурного яруса (см. рис. 14, 15, 18, 25, 48, 56). Нелегко представить механизм возникновения подобных разрывов, но факт их широкого распространения в Алае и смежных районах уже нельзя поставить под сомнение. Целый ряд общих признаков, выдерживающихся на большой площади, позволяет уверенно выделять их на карте. Перечислим главнейшие из этих признаков.

1. Разрывы начала первых фаз складчатости относятся к группе взбросов, надвигов или тектонических покровов.

2. Поверхности этих разрывов смяты в складки, подобные складкам окружающих пород.

3. Под поверхностью скольжения лежат самые молодые породы нижнего структурного яруса. Явления срезания поверхностью скольжения нижележащих пластов имеют ограниченное значение.

4. В основании надвинутых толщ обычно залегают граптолитовые сланцы силура, реже песчаники, сланцы или доломиты девона или нижнего палеозоя. Мелкие деформации в них местами более сложны, чем деформации поверхности скольжения и нижележащих пород.

5. Поверхности скольжения не сопровождаются мощными зонами милонитизации. Мощности растертых сланцев вдоль них редко превышают первые метры, часто почти отсутствуют.

6. Последующие нарушения, в том числе пермские минерализованные разрывы, смещают поверхности разрывов начала первых фаз складчатости.

7. Раннепермские интрузии гранитоидов прорывают поверхности надвигов.

8. Стратиграфические разрезы среднего палеозоя, лежащие под надвигами, часто резко отличаются от разрезов надвинутых толщ. По надвигам обычно соприкасаются различные типы разрезов Pz_2 .

9. Общее падение поверхностей надвигов направлено в сторону осевых частей вулканогенных синклинирных структур.

Среди надвигов, начинающих первые фазы складчатости, можно выделить структуры трех порядков, имеющие различное геологическое значение: 1) надвиги и шарьяжи, по которым соприкасаются разрезы различных внутригеосинклинальных прогибов или прогибов и разделяющих их «отмелей»; 2) надвиги, разделяющие формационные типы

разрезов одного прогиба; 3) надвиги, вдавливающие разрез одного формационного типа.

При этом разрывы 1-го порядка ограничивают обычно ядерные части антиклинорных структур и отличаются максимальными амплитудами перекрытий; надвиги 2-го порядка, особенно широко развитые, располагаются на крыльях синклинорных структур.

Надвиги 1-го порядка установлены в зоне Высоких предгорий Алая, где они перекрывают ядерную часть Каузанского антиклинория и ограничивают с севера антиклинорий Андыгенско-Кичикалайский. К структурам этого же порядка можно отнести Сарычашминский позднегерцинский покров.

На крыльях Каузанского антиклинория сокращенные разрезы среднего палеозоя (чаувайские) надвинуты на мощные известняково-доломитовые разрезы алайского типа. Последние венчаются толубайской свитой (C_2m_{1-2}), в силу чего в зоне надвига соприкасаются разновозрастные песчано-сланцевые толщи: граптолитовые сланцы силура или нижнедевонские траувакки джидалинской свиты налегают на известковистые песчаники свиты толубайской. Замечательно, что между ними часто залегают линзообразные или пластообразные тела массивных «зузановских» известняков (рис. 33). Геологическая позиция этих извест-

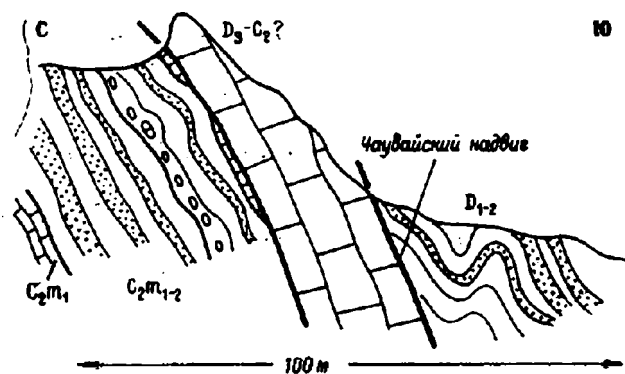


Рис. 33. Тектоническая позиция «зузановских» известняков в южном крыле Каузанского антиклинория. Правый борт р. Чаувай.

няков окончательно не выяснена. Либо они являются самым верхним членом разреза толубайской свиты, либо же представляют собой самостоятельную тектоническую чешую. Последнее кажется нам более вероятным (Поршняков, 1968).

Чаувайский надвиг, ограничивающий с юга ядерную часть Каузанского антиклинория, хорошо прослежен от Кадамджа до Абшира (см. рис. 11, 14, 16, 18). В Кадамдже антиклинальная складка акташских известняков погружается к западу под углом около 20° под сланцево-песчаниковые толщи силура и девона. При этом на известняки среднего карбона или на замещающие их джаспероиды налегают сланцы джидалинской свиты с мшанками и растительными остатками нижнего — среднего девона. Они образуют самостоятельный (Джидалинский) покров небольшой мощности, в свою очередь, перекрытый тектонически мощной серией граптолитовых сланцев силура. Со следами размыва граптолитовая серия перекрывается песчаниками и конгломератами нижнего девона и позднедевонскими конгломератами алькакаринских толщ. Иными словами, известняковые разрезы Акташа перекрыты в Ка-

дамджае по двойному надвигу терригенными разрезами среднего палеозоя (см. рис. 14, 15, а). Следует отметить, что следы скольжения в основании Джидалинского покрова местами практически отсутствуют и это ставит иногда под сомнение возраст нижней части темных сланцев. Дислоцированность надвинутых терригенных толщ в общем более сложная и в деталях не зависящая от форм залегания подстилающих известняков, по очертания их границ на карте обнаруживают подобие. В Кадамжас подземное продолжение карбонных известняков прослежено под надвинутыми толщами девона и силура буровыми скважинами на протяжении более 1,5 км к западу от места их погружения. Буровые скважины, заложенные на венлокских песчаниках, проходят лландоверийские сланцы, девонские (джидалинские) песчаники и достигают джасперондов и известняков карбона.

На правобережье Шахимардана Чаувайский надвиг очерчивает контур южной Акташской антиклинали, осложненной посленадвиговым разломом. Здесь в кровле известнякового массива появляется пачка среднекаменноугольных песчаников до 10—15 м мощностью, перекрытая пластом массивного доломита около 5—8 м мощностью. Следы скольжения можно видеть как в подошве, так и в кровле доломитового пласта, перекрытого по надвигу темными джидалинскими сланцами. Севернее, близ вершины г. Акташ, уже граптолитовые сланцы и песчаники, залегающие в ядре синклипальной структуры, налегают то на джидалинский покров, то на известняки нижнего — среднего карбона, то на песчаники среднего карбона. Восточнее, в пределах ур. Сартала, поверхность надвига падает к югу под углом порядка 45°, а по геофизическим данным — еще более полого. Далее на восток она продолжается на южном склоне «хребтика трех арчей», где вместе с погружением структуры уходит под землю и вновь появляется в тектоническом окне Кораллового ущелья.

В горах Карабия можно видеть, что акташские известняки, в свою очередь, взброшены или надвинуты на известняки S_{1-2} и толубайские песчаники и сланцы S_2 разрезов алайского типа (Карабийская и Каранглинская антиклинали), существенно отличающихся от разрезов Акташа. Если верно наше предположение о связи акташских известняков с породами «хребтика трех арчей», Кораллового ущелья и «зузановскими» известняками Чаувая, то эти породы надо рассматривать в качестве самостоятельной тектонической чешуи или покрова с резко переменными мощностями, являющегося самым нижним покровом зоны Чаувайского надвига. В пользу этого сопоставления говорит фауна мелких фораминифер в «зузановских» известняках или даже силур-девонских брахиопод в известняках, занимающих аналогичную позицию в устье Бель-Сохте-сая. В таком случае «сводную колонку» Каузанского антиклинория составят (снизу вверх) следующие тектонические единицы: 1) автохтонные массивы среднего палеозоя алайского типа; 2) нижняя (Акташско-Зузановская) чешуя доломитово-известняковых разрезов сокращенной мощности; 3) средняя (Джидалинская) чешуя терригенных пород девона; 4) верхний (собственно Чаувайский) покров терригенных разрезов сокращенного типа.

В этой «стратиграфии» покровов наименее обоснованной является Акташская чешуя, ранее рассматривавшаяся в качестве верхнего горизонта автохтона. С позиции «тройного покрова» строение Чаувайской зоны надвигов показано на схеме строения Карабийской кульминации Каузанского антиклинория (см. рис. 14). Проверка этой гипотезы может иметь и практический интерес, ибо предполагает нахождение алайского, часто рудовмещающего, типа разрезов среднего палеозоя под Акташем, Коралловым ущельем и т. д. Подкупает в этой гипотезе почти полная аналогия с Хайдарканской структурой, где массивы гор Вост. и Юж.

Плавиковой могут играть роль, аналогичную Акташско-Зузановской чешуе.

В бассейне Каранглы-сая (см. рис. 14) граптолитовые сланцы силура занимают ядерную часть погружающейся к юго-востоку и опрокинутой к северу Карабийской синклинали. Они перекрывают, иногда частично срезая, доломиты и сланцы, отнесенные нами к Акташской чешуе, под которой залегают уже толубайские песчаники кровли автохтона. Явление срезания Чаувайским надвигом пластов нижележащих пород наблюдается также (см. рис. 15, б) в пределах тектонического окна района Кораллового ущелья (Поршняков, 1961; Ярушевский и др., 1961).

Здесь в ядре простой антиклинальной складки выступают известняки S_{2-1} , перекрытые пачкой песчаников с нижнемосковскими фузулинидами. Выше залегают довольно мощная толща темных алевролитов, песчаников и конгломератов, в которой Г. А. Ярушевский в 1954 г. находил остатки девонских растений. Эта толща, образующая покров, аналогичный Джидалинскому, налегает на средний карбон почти согласно. Но перекрывающие ее граптолитовые сланцы силура в своде складки резко срезают пласты девонских песчаников, и этот надвиг (главный Чаувайский) выражен на местности очень четко (см. рис. 14, 15, б). Почти согласное положение первых надвигов по отношению к подстилающим породам и срезание свода складки завершающим надвигом позволяют думать, что складка отсутствовала при надвигании первых тонких чешуй и уже была в какой-то степени выражена при надвигании главных масс Чаувайского покрова. Антиклинально изогнутая поверхность последнего говорит, что рост складки продолжался и после его образования.

Восточнее поверхности надвигов погружены и проглядывают только в небольшом тектоническом окне на правобережье Сасыка (см. рис. 16, б), но в низовьях Актерека и на Чаувае вновь можно наблюдать налегание «зузановских» известняков с ясными следами тектонического скольжения на толубайскую свиту (S_2) и перекрытие этих известняков силурийскими или раннедевонскими сланцами и песчаниками (см. рис. 33). О том, что каменноугольные толщи продолжают к югу от р. Чаувай под надвинутыми на них более древними толщами, можно судить не только по поверхностным их соотношениям, но и по данным буровых скважин (участок Толубай), а также по геофизическим материалам, указывающим, что известняки под сланцами можно проследить на 2—3 км к югу, т. е. почти до подножия хр. Яурунтуз — Сандаля. Если учесть, кроме того, нахождение надвинутых сланцевых толщ на «плече» северного склона хр. Боорды, то цифру горизонтального перекрытия по Чаувайскому надвигу придется увеличить до 5—6 км. Поверхность надвига в долине Чаувая имеет южное падение порядка 45—60°, но по восставию (судя по району вершины Каузан) и падению (судя по геофизическим данным) выполаживается. Ее изгибы в плане соответствуют изгибам простираций известняков хр. Боорды. Диагональные сдвиги и продольные крутопадающие разрывы секут и смещают эту поверхность. Главный надвиг на Чаувае срезает иногда (в Дуванташе, например, или севернее вершины Каузан) и «зузановский» известняк, и толубайскую, а иногда и пыркафскую свиту.

Аналоги Джидалинской чешуи появляются только в верховьях Чаувая (рис. 34). На восточном замыкании Каузанской антиклинали мощнасть Джидалинской, равно как и Зузановской, чешуи заметно возрастает. Чаувайский разрыв здесь опять имеет характер двойного или даже тройного надвига. В бассейне Шаран-сая граувакковые толщи Джидалинской чешуи, сохраняя антиклинальную структуру, погружаются на восток под сплошное поле силурийских сланцев, в которых так-

же намечается антиклинальная складка. Структурная связь чаувайских сланцев с терригенными толщами верховьев Ак-сая и Абширмазара неясна, хотя и представляется вероятной, ибо здесь развит тот же сокращенный тип разрезов Pz_2 , что и на Чаувае, и соотношения их с известняками Каузана также почти те же.

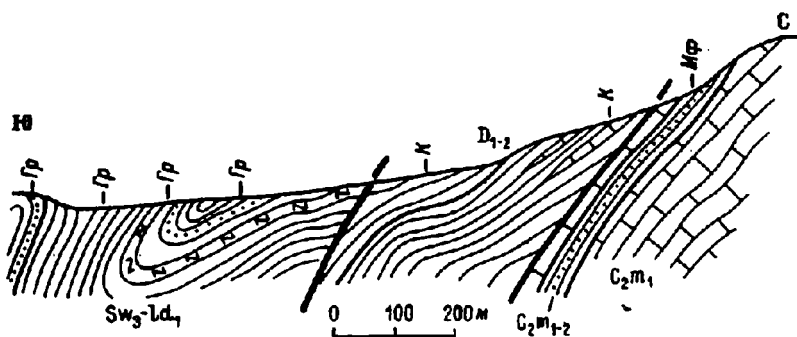


Рис. 34. Двойной Чаувайский надвиг на водоразделе Исфайрам—Абшир.
 МФ — место сбора фораминифер среднего карбона; К — места сборов кораллов
 D₁₋₂; Гр — места сборов граптолитов силура.

В качестве продолжения Чаувайского надвига можно рассматривать надвиги, развитые на южном крыле Наукатской кульминации Каузанского антиклинория. Каменноугольные известняки образуют здесь двойную антиклинальную складку, погружающуюся к западу на левобережье р. Чиле и к востоку на правобережье р. Чачме. Как в ядре осложняющей эту структуру синклинали складки, так и на переклиналях залегают граптолитовые сланцы силура сокращенного типа разрезов Pz_2 (см. рис. 17). При этом на левобережье Чиле и в бассейне Кичик-Яша можно наблюдать двойной надвиг: на толубайскую свиту налегают сначала песчаники и сланцы джидалинокой овиты, а уже на последние надвинуты граптолитовые сланцы силура. Тектоническое окно в бассейне р. Кичик-Яш и общие очертания надвига показывают, что перекрытие превышало 3—4 км и что Наукатская кульминация была, по-видимому, полностью перекрыта сокращенным разрезом среднего палеозоя. Двойной характер надвига был установлен В. Л. Клишевичем также и на восточном погружении Чачминской антиклинали. Надвиги Наукатской кульминации, следовательно, аналогичны чаувайским и, вероятно, представляют общую структуру. Для проверки этой гипотезы необходимы более детальные, в том числе геофизические исследования междуречья Абшир—Кичик-Яш, где возможно залегание карбонатных толщ алайского типа под терригенным покровом сокращенных разрезов.

На северном крыле Каузанского антиклинория надвиг 1-го порядка (Кичикарпалыкский) имеет те же черты, что и Чаувайский, но вследствие более крутого положения этого крыла антиклинория надвиговые поверхности располагаются круто, иногда почти вертикально. Фрагменты Кичикарпалыкского надвига можно видеть у северного подножия гор Карабий, а также на правобережье Каранглы-сая при его выходе из ущелья. Надвиг здесь почти вертикален или даже запрокинут к северу, так что толубайская свита, при крутом южном падении, налегает на «зузановские» известняки, а эти последние в опрокинутом виде — на сланцы и песчаники силура. Восточнее небольшой клин силурийских песчаников, являющихся остатком рассматриваемого надвига, сохранился на правом борту р. Дангурек-Данге при ее выходе из ущелья. Здесь эти песчаники налегают то на толубайскую свиту, то на известняки карбона.

Значительно лучше характер рассматриваемого надвига можно наблюдать в районе хребтика Кичик-Арпалык (см. рис. 15, б), где узкая антиклинальная складка, осложняющая северное крыло Каузанского антиклинория, полого погружается к западу под граптолитовые сланцы силура. В ядре складки обнажаются толубайские песчаники (C_2), на них налегает непостоянная, раздувающаяся в ороде складки чешуя (?) «зузановского» известняка. Перекрывающие его по надвигу сланцы силура восточнее хребтика Кичик-Арпалык срезают «зузановский» известняк и ложатся прямо на толубайскую свиту. Наблюдаемое горизонтальное перекрытие по Кичикарпалыкскому надвигу достигает здесь 1 км. В районе кишл. Алыш надвиг становится крутым в соответствии с крутым залеганием песчаников C_2 .

Дальнейшее продолжение надвига к востоку можно видеть на северном крыле Караташской антиклинали. Здесь надвиг двойной: над толубайской свитой лежит сначала чешуя джидалинских песчаников (D_1), а потом уже граптолитовые сланцы силура. Крутые посленадвиговые разрывы разбивают рассматриваемую структуру на отдельные блоки, из которых южный протягивается до р. Абшир. Намечается структурная связь северного блока с тектоническим окном Кичик-Яша. В бассейне Абшира, как и на Кадамджае, теряются границы между Чаувайским и Кичикарпалыкским надвигами и вполне допустимым представляется предположение, что это один покров, нацело перекрывающий ядро Каузанского антиклинория, которое будет в таком случае выглядеть как крупное тектоническое окно-антиклиналоид. Если же надвигание на карбонатные массивы Каузанской структуры было двусторонним, то следует продолжать попытки отыскания шва, по которому соприкасаются силур-девонские толщи, надвинутые с юга и с севера.

Ляйлякско-Тегермачский, или Андыгенско-Кичикалайский, надвиг-покров 1-го порядка прослеживается вдоль северного крыла Андыгенско-Кичикалайского антиклинория на протяжении около 250 км.

На левобережье Ляйляка выше кишл. Узгуруш надвиг почти вертикален или даже опрокинут, так что при крутом южном падении на силур в перевернутом виде ложится толубайская свита (C_2), на нее — известняки среднего и, наконец, нижнего карбона. В западном направлении эта структура прослеживается в верховья Баула. Близ кишл. Узгуруш поверхность надвига делает в плане двойной перегиб, смещаясь к северу и очерчивая контуры погружающихся к западу складок — Гуратинской синклинали и Андыгенской антиклинали. Картина осложняется последующими разрывами и появлением у поверхности надвига чешуи г. Карасан, сложенной в основном известняками нижнего — среднего девона. Ее можно отнести к числу чешуй-глыб, являющихся «предвестниками» главных покровов. На западном продолжении Андыгенской антиклинали, по данным Г. С. Бискэ, известняки автохтона (газская свита, $C_{1п} - C_{2b}$) еще раз выходят на поверхность из-под терригенных толщ сокращенного разреза, образуя тектоническое окно.

На северном крыле Андыгенской антиклинали граптолитовые сланцы силура, как и обычно, налегают на толубайскую свиту (C_2) при очень крутой, иногда опрокинутой, поверхности надвига. Сокращенный терригенно-кремнистый тип разрезов среднего палеозоя здесь облекает известняково-доломитовые массивы автохтона, но восточнее р. Ляйляк между ними появляется крупная линза — массив акташских известняков ($S_2 - C_2$), а сокращенный разрез, в котором намюр налегает прямо на силур, выклинивается или перекрывается более высоким покровом известняков актурского подтипа.

Восточнее, в бассейне Исфары (район Ворух — Матчай), последний сильно осложнен позднейшими дислокациями, но в общем может

быть расшифрован как не совсем согласный надвиг (мощность толубайской свиты сильно варьирует) известняковых разрезов на известняково-доломитовые с дальнейшим формированием двух погружающихся к северо-западу крупных складок (Ворухская синклиналь и Булакбашинская антиклиналь — см. рис. 25, б). В верхах толубайской свиты при этом появляется много глыб более древних известняков, описанных И. Н. Черенковым (1964). Вероятно, это гравитационные предшественники надвигов. На погружении Булакбашинской антиклинали надвинутые массивы известняков образуют подобную ей складку (антиклиналь Сухумтау), облекая автохтонные массы. Поверхность надвига здесь делает в плане, как и у Узгуруша, двойной перегиб, отступая к северу, но на северном крыле антиклинали Булак-Баши можно видеть опять довольно обычную картину широтного ее простираия и почти согласного налегания сланцев силура на толубайскую свиту (C_2). Поверхность надвига, равно как и пласты толубайской свиты, имеет здесь крутые северные падения. В бассейне Карабулака (см. рис. 25, в) между автохтоном и надвинутым известняковым разрезом Pz_2 вновь появляется узкая чешуя сокращенного разреза, включающая силурийские сланцы и налегающую на них шаланскую ($C_{1п}$) свиту (данные В. И. Котельникова по работам 1961 г.).

Восточнее прослеживаемый надвиг скрывается под галечниками Хайдарканской впадины и вновь появляется только на правобережье р. Шивали восточная, где А. И. Гончаровым в 1959 г. выявлен сокращенный разрез среднего палеозоя, налегающий на толубайскую свиту кровли алайского типа разрезов. Хотя последующие мелкие дислокации сильно осложняют картину, довольно хорошо намечается общее северное падение поверхности надвига (см. рис. 26, б). Здесь на узком участке (2—3 км вкост простираия) зажаты обрывки трех тектонических покровов, сложенных различными типами разрезов среднего палеозоя, круто падающими к северу и чередующимися в обычной последовательности: нижний — сокращенный, средний — известняковый, верхний (северный) — вулканогенный. Все три чешуи срезаются в районе курорта Шахимардан крутым позднегерцинским разломом (Шивалинским), проходящим вдоль южного подножия хр. Кара-Даван.

По этому разлому высоко подняты автохтонные массивы северного крыла Андыгенско-Кичикалайского антиклинория, образующие Хайдарканскую структуру. Значительное сходство в разрезах тектонических чешуй северного склона хр. Кара-Даван и бассейна р. Шивали восточная, та же их последовательность и соотношения, а также данные электроразведки, фиксирующей под Хайдарканской впадиной кровлю автохтонных известняков (см. рис. 26, б), позволяют думать, что на Шивали мы имеем сохранившиеся части раннегерцинских покровов и что в качестве продолжения Ляйлякско-Тегермачского надвига следует рассматривать надвиг северного крыла Хайдарканской структуры. В таком случае амплитуда горизонтального перекрытия в бассейне Карабулака будет превышать 7 км.

На левобережном участке Карабулака Хайдарканская структура представляется падающей к северу моноклиналию, верхним членом которой являются песчаники и сланцы толубайской свиты. На них почти согласно налегают граптолитовые сланцы силура, принадлежащие разрезу, близкому к известняковым. На правобережье Соха структура приобретает свой обычный вид с почти согласным налеганием граптолитовых сланцев или сланцев нижнего девона, принадлежащих сокращенным разрезам Pz_2 , на толубайскую свиту автохтонных массивов.

В районе Хайдаркана и на Богашине описываемый надвиг осложняется появлением непостоянного покрова известняков типа известняков г. Юж. Плавиковая (рис. 35) между толубайской свитой и надвину-

тым сокращенным разрезом. В этом покрове зафиксированы известняки виле, непостоянный горизонт пятнистых башкирских (?) известняков и нижнемосковские известняки. Структурное положение покрова Юж. Плавиковой в точности отвечает положению «зузановских» известняков Чауая. Сходство усиливается обычно и составом пород. Нам кажется, можно включить их в число относительно тонких и непостоянных чешуй или покровов-предшественников. На Хайдаркане наблюдается общее соответствие дислокаций автохтона и покрова-предшественника, вместе образующих Южную антиклиналь. В Северной антиклинали этот покров, по-видимому, отсутствует, что позволяет думать о его изо-

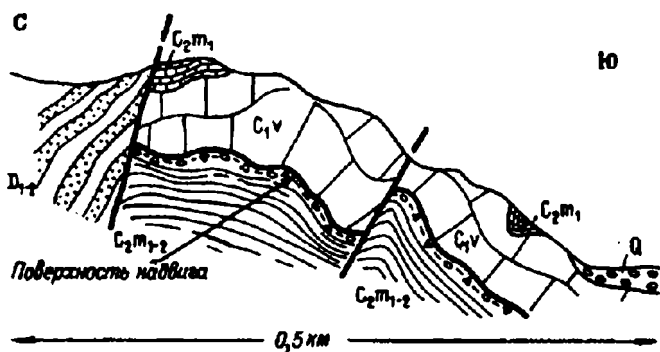


Рис. 35. Схематизированный разрез г. Юж. Плавиковая (по А. Д. Миклухо-Маклаю, 1952 г.).

лированном, оторванном от корней положении. Данные буровых работ и геологического картирования документируют на Хайдаркане зону тектонического перекрытия, превышающую 1,5 км по ширине. С юга она оборвана молодым разрывом, к северу от Медной горы поверхность надвига круто погружается к северу (см. рис. 26, а).

Восточнее, на северном склоне хр. Кара-Даван, поверхность надвига также круто падает к северу или даже запрокидывается вместе с подстилающей ее толубайской свитой и известняками автохтона (C₂) до обратного, южного, падения. В перекрывающих сланцевых толщах А. И. Гончаровым установлен обычный разрез сокращенного типа: на граптолитовые сланцы налегают маломощные джидалинские песчаники (D₁), иногда присутствует шаланская свита (C_{1п}).

Еще восточнее, на междуречье Шахимардан — Исфайрам, альпийские взбросы и широко распространенные в южной части ур. Томаша кайнозойские отложения маскируют прослеживаемый надвиг, но его присутствие выдают экзотические массивы силурийских сланцев, расположенные на среднем карбоне в пределах южного склона хр. Бель-Мазар. Для объяснения появления силурийских сланцев на водоразделе Исфайрам — Бант потребуется горизонтальное перекрытие не менее 7 км, если принимать за корни надвига силурийские толщи района кишл. Майдан, перекрывающие крутое северное крыло Акташской антиклинали. Надвиговая природа этого контакта наглядно выражена близ юго-восточной окраины Майдана, где в ядре погружающейся к востоку антиклинали из-под силурийских толщ выступают известняки и песчаники верхней части автохтонного разреза алайского типа.

Прослеживая надвиг далее на восток, находим, что на северном крыле Оджалъвесской антиклинали он круто поставлен и осложнен последующими разрывами. Здесь появляются известняки «зузановского» типа, представляющие, возможно, отдельную тонкую тектоническую чешую. Эти известняки присутствуют и на восточном погружении Оджалъ-

веской антиклинали на правобережье Абшира, где они лежат на толубайской свите (C_2) и перекрываются граптолитовыми толщами, занимающими почти все междуречье Абшир—Чиле. Для этих известняков характерна фауна мелких примитивных фораминифер D_3 — C_1 и только в верхней части — фузулинид C_{2m1} .

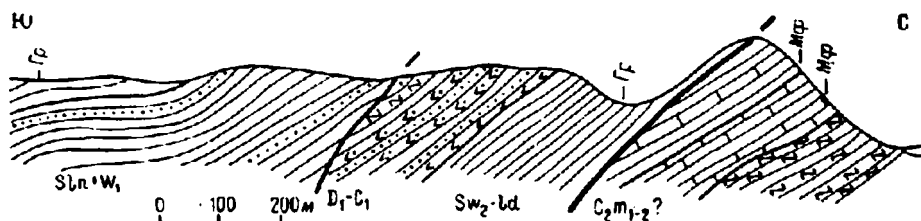


Рис. 36. Налегание сланцев силура на известняки и сланцы среднего карбона в южном крыле Оджалъвесской антиклинали (левобережье р. Абшир).

Мф — места находок фораминифер карбона; Гр — места сборов граптолитов силура.

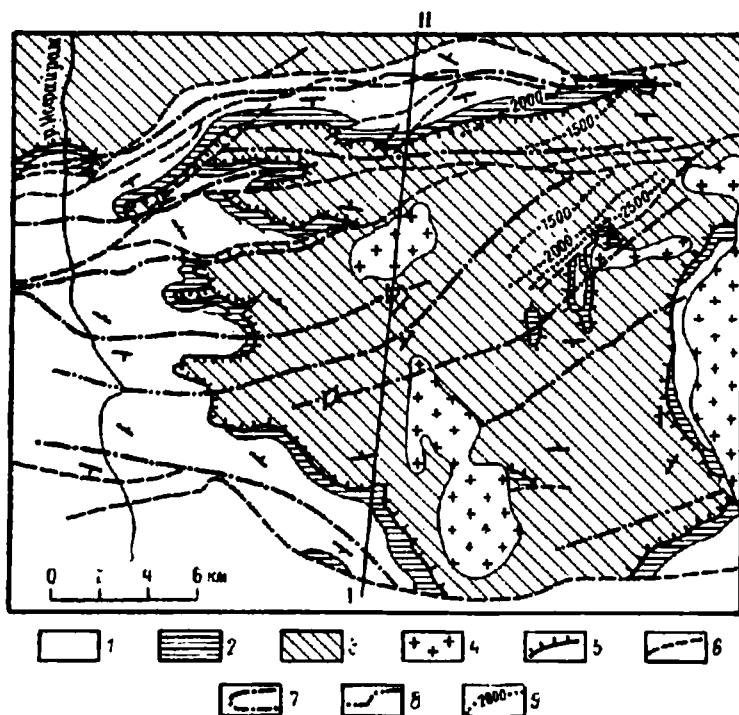


Рис. 37. Структурная схема района Тегермачского покрова (составили Т. С. Замалетдинов, В. Л. Клишевнич, А. В. Яговкин, 1967 г.).

1—2 — автохтон, алайский тип разрезов: 1 — карбонатные толщи D_{3y} — C_{2m} , 2 — терригенная толубайская свита (C_{2m1-2}); 3 — аллохтон, преимущественно терригенные толщи S_1 — C_2 ; 4 — гранодиориты раннепермские; 5 — поверхность Тегермачского шарьяжа; 6 — послекладовые крутопадающие разрывы; 7 — осевые линии антиклинальных складок; 8 — осевые линии синклинальных складок; 9 — стратоклизины кровли автохтонных известняков по данным ВЭЗ.

Переходя вдоль «зузановских» известняков на южное крыло Оджалъвесской антиклинали (рис. 36), мы вступаем в очень интересный район Тегермачского покрова, где местное погружение и выполаживание герцинских структур создали условия для сохранения от эрозии крупного массива силурийских терригенных пород, перекрывающих

почти согласно известняково-доломитовые толщи среднего палеозоя, венчаемые, как и обычно, толубайской свитой.

Тегермачский покров занимает площадь примерно 17×17 км на междуречье Исфайрам — Гезарт (рис. 37). Почти согласное налегание песчаников и сланцев на известняки среднего палеозоя послужило

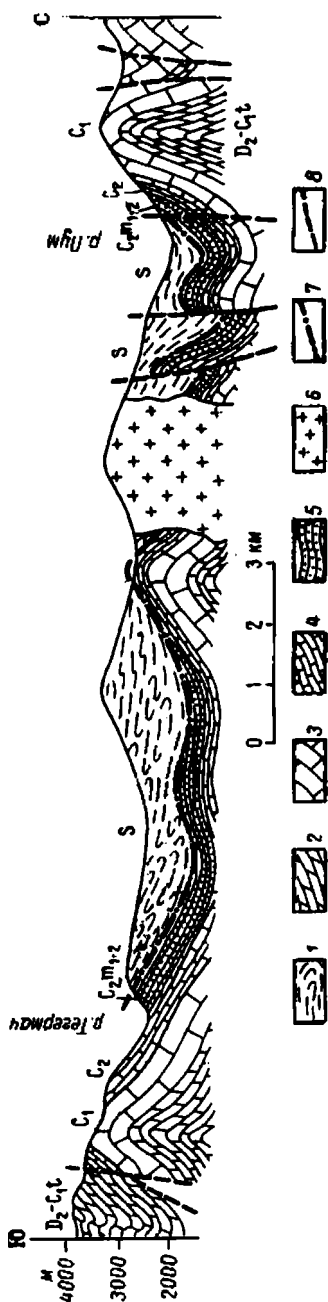


Рис. 38. Геологический разрез Тегермачского покрова по правобережью р. Исфайрам (см. рис. 37, разрез I—II).
1 — аллохтон, песчаники и сланцы силура; 2—5 — автохтон: 2 — известняки и доломиты алайской серии (D₂g—C₁t), 3 — известняки нижнего карбона, 4 — известняки и сланцы толубайской свиты (C₂m—M); 6 — гранодиориты; 7 — поверхность Тегермачского надвига; 8 — последнедевонские разломы.

в свое время причиной отнесения их при среднемасштабных съемках к верхнему палеозою (работы Б. Н. Красильникова 1948 г.), и только в 1956 г. находки граптолитов позволили окончательно установить их силурийский возраст и налегание по надвигу на маломощную пачку конгломератов и песчаников верхней части среднего карбона — толубайскую свиту (рис. 38). Тот факт, что надвиг проходит не по контакту известняков с перекрывающими терригенными толщами, а несколько выше, особенно затруднил отыскание поверхности скольжения, положение которой было установлено только после сближения пунктов сборов фузулинид и граптолитов. При этом выяснилось, что мощных зон милонитизации у контакта обычно нет, зона растертых сланцев часто не превышает по мощности первые дециметры, но внутри сланцевой толщи силура, близ ее подошвы, встречаются дополнительные плоскости скольжения, примерно параллельные поверхности главного надвига. Поверхность надвига смята в крупные складки вместе с породами автохтона, надвинутые же массы местами осложнены еще и мелкой складчатостью, но в бассейне Капчигая или Гезарта их залегание полого и в точности соответствует залеганию расположенных ниже автохтонных известняков. Крутопадающие разрывы смещают поверхность надвига и апофизы Кичикалайского батолита прорывают ее.

Породы, перекрывающие силур Тегермачского покрова, можно видеть в г. Ходжакелян и г. Ак-Чоко, где они представлены известняками лудлова и нижнего девона (актурский известняковый подтип разреза).

Вместе с тем при слиянии Гезарта и Акарта в аллохтоне установлен типичный сокращенный (терригенный) разрез, включающий, кроме силура, конгломераты и сланцы джидалинской свиты (D₁₋₂) и известняки шаланской свиты (C₁n). Покров, следовательно, неоднороден. Вероят-

ю, значительная его часть принадлежит карбонатному типу разрезов, перекрывающему полностью сокращенный.

Контур Тегермачского покрова очерчивает в плане на междуречье Исфайрам — Гезарт сложную петлю, что связано с общей синклинальной структурой этого участка. Внутри петли из-под аллохтонных толщ силура в глубоких долинах обнажаются каменноугольные породы автохтона, образуя тектонические окна, исключая попытку предста-

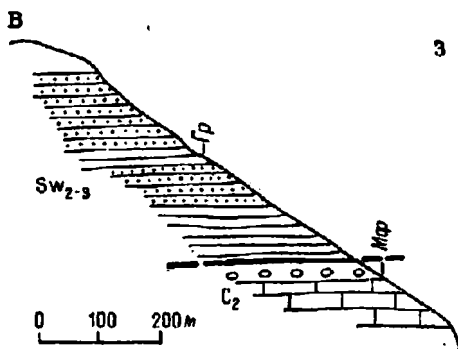


Рис. 39. Соотношения силурийских и каменноугольных пород на правом борту оврага Капчигай (по А. И. Гончарову, 1957 г.).

Мф — место находки фораминифер среднего карбона; Гр — место сбора граптолитов силура.



Рис. 40. Капчигайское тектоническое окно в верховьях р. Абшир (рисунок А. В. Яговкина).

C_{1-2} — мраморизованные известняки нижнего и среднего карбона; $C_{2п}$ — песчаники и конгломераты толубайской свиты; S_{1-2} — песчаники и граптолитовые сланцы Тегермачского покрова.

вить покров автохтонной структурой, надвинутой в разные стороны от ее центра*. Такие окна установлены в Булат-сае, Капчигай-сае, Кок-Девесае, у оз. Яшиль-Куль, в верховьях Аустана. Несмотря на сильную мраморизацию пород, А. И. Гончаров в 1956 г. доказал находками фораминифер среднекаменноугольный возраст пород Капчигайского окна (рис. 39, 40).

Детальная съемка Т. Замалетдинова и др. (1968) полностью подтвердила указанные выше соотношения. По данным электроразведки

* Именно такую попытку предпринял Д. П. Резвой уже после написания данной работы (1969), опираясь на формы складок волочения в покрове. Более детальное изучение этих складок, роверденное В. С. Буртманом и О. А. Шмидтом (1970), показало правильность концепции о надвигании с севера Тегермачского покрова.

погружающиеся к северу известняки Капчигайского окна прослежены до устья Кок-Деве-сая и почти соединены под землей с известняками Оджалъвесской структуры (см. рис. 37).

Горизонтальное перекрытие по Тегермачскому шарьяжу, если измерять его вкрест простирания структур от северного крыла Оджалъвесской антиклинали до верховьев Тегермача, составит 20 км.

К востоку от Тегермачского покрова, на междуречье Гезарт — Кичик-Алай, контур рассматриваемого надвига очерчивает крупную (30 ×

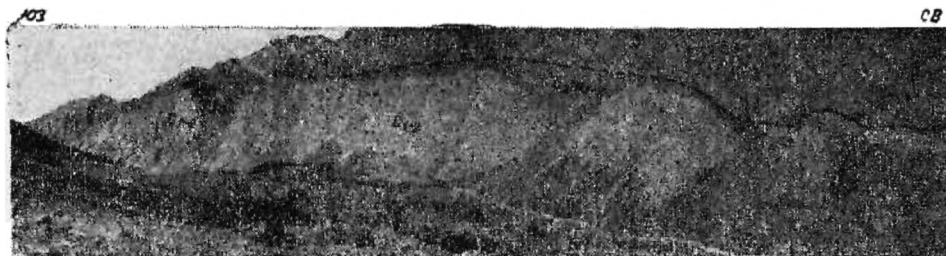


Рис. 41. Тегермачский покров на левобережье р. Гезарт (фото В. Л. Клишевича).
 S_{1-3} — известняки верхней части карбонатных массивов алайского типа разрезов, автохтон; S_2 — песчаники и сланцы толубайской свиты, автохтон; S — песчаники и граптолитовые сланцы, аллохтон.

×17 км) куполовидную структуру, ядро которой занято Кичикалайским батолитом, прорывающим известняки алайского типа разрезов. На крыльях этого купола развиты надвинутые на известняки или на перекрывающую их толубайскую свиту терригенные толщи низов сокращенного или известнякового типа разрезов среднего палеозоя. Поверхность надвига обычно падает от батолита и в общем субпараллельна пластам обрамляющих его известняков и песчаников S_2 . На западной периклинали купола (р. Гезарт) породы и автохтона, и аллохтона лежат довольно полого, без дополнительных осложнений (рис. 41). На северном крыле их залегание крутое, иногда даже вертикальное. Общее северное падение нарушается в бассейне р. Ак-Тюбе двойным диагональным перегибом пород и надвиговой поверхности. К востоку от Ак-Тюбе надвиг, по видимому, осложнен крутым последующим разломом, но уже в бассейне Акчичек-сая и восточнее джидалинская свита, как и обычно в рассматриваемых структурах, налегает на маломощную толубайскую.

Восточная периклинали Кичикалайского купола изучена слабо, но и здесь терригенные породы S_2 падают обычно под граптолитовые сланцы сокращенного типа разрезов среднего палеозоя. Только в истоках Кыз-Курган-сая в области надвига появляется известняковый массив девона, структурное положение которого неясно. На южном крыле купола наблюдаются обычные соотношения, т. е. граптолитовые сланцы налегают на известняково-сланцевый средний карбон при южном падении пород. К западу от р. Зак-Кашкасу надвиг не наблюдался, так как здесь развиты более молодые породы.

Итак, мы проследили надвиги 1-го порядка в зоне Высоких предгорий Алая. Геологическая карта, данные геофизики и, местами, буровых работ достаточно убедительно свидетельствуют о реальности этих структур. Нам не приходилось еще видеть геолога, который, осмотрев район Тегермачского покрова, не согласился бы с покровной трактовкой строения этого участка*.

* Даже Д. П. Резвой (1970), наиболее активный противник покровов в Алае, вынужден признать тектонические перекрытия до 15 км в районе Тегермачского покрова.

Как следует из приведенного выше описания, надвиги, обрамляющие Каузанский антиклинорий, и Ляйлякско-Тегермачский надвиг на огромном протяжении сохраняют свой характер и сходны друг с другом зачастую до деталей. Невольно возникает вопрос: не представляют ли они не только разновозрастные и однотипные надвиги, но и единую в прямом смысле этого слова структуру (см. рис. 49), соединяясь на глубине под покровами Охинско-Талдыкского синклинория? Амплитуды горизонтальных перекрытий в этом варианте должны были бы превышать местами 30—40 км. Прямых данных для решения этого вопроса пока нет. Можно говорить только о том, что местами амплитуды горизонтального перекрытия достигают 20 км.

Время образования надвигов 1-го порядка определяется в зоне Высоких предгорий Алая появлением верхнемосковской фауны в толубайской свите и наличием верхнемосковских конгломератов в основании несогласно лежащихся, вероятно посленадвиговых, толщ верхнего палеозоя (алдыкинская свита).

Надвиги 2-го порядка представляют в Юж. Тянь-Шане наиболее распространенный тип региональных разрывных структур. Чаще всего по этим разрывам вулканогенно-осадочные разрезы среднего палеозоя надвигаются на известняковые массивы того же возраста, на карбонатные толщ надвигаются сокращенные разрезы среднего палеозоя или на вулканогенные разрезы по надвигам налегают метаморфические сланцы.

Надвиги 2-го порядка характерны для крыльев вулканогенных прогибов — синклинориев и занимают в них закономерное положение, падая в сторону осевых частей этих структур, обычно под крутыми углами. Складчатые деформации поверхностей этих надвигов встречаются редко, что соответствует моноклинальным структурам лежащих под ними толщ. Повсеместно наблюдаются почти согласные соотношения между положением поверхностей скольжения и залеганием нижележащих пород, тогда как структура надвинутых толщ бывает более сложной.

В Охинско-Талдыкском синклинории на каждом из его крыльев фиксируется до трех расположенных друг над другом и образующих крупные чешуи согласных надвигов 2-го порядка. Наиболее высокое структурное положение занимают надвиги зеленых сланцев канской серии на вулканогенные толщ восточной части синклинория. Некоторыми геологами (Л. П. Кобаевичем, К. Я. Михайловым и др.) этот контакт принимался за нормальное налегание, но фаунистические материалы, а также резкость контакта и наличие следов скольжения делают все более вероятным предположение о надвиговых соотношениях пород. Наблюдать этот контакт можно на правом водоразделе р. Киргиз-Ата, в истоках Шанкола, Хошчана, в среднем течении Акбуры, на левобережье Джайлису. Особенно интересен участок правого водораздела р. Киргиз-Ата, где в результате резкого воздымания шарнира синклинория к западу канские зеленые сланцы «уходят в воздух».

Значительно отчетливее выявляется надвиговая природа контакта вулканогенных толщ с подстилающими их известняковыми массивами. Южно-Гупуканский надвиг фиксируется почти согласным налеганием граптолитовых сланцев и песчаников силура на терригенно-карбонатную пачку шютской свиты (С_{1п}—С_{2в}). На левобережье Акбуры (рис. 42) и те и другие породы круто (под углом 50—70°) падают к югу. На правом же борту можно наблюдать складчатые дислокации этого контакта, осложненного двойным перегибом, в котором участвуют также и подстилающие шютскую свиту известняки виле.

На северном склоне хр. Актур из-за более поздних разрывов сохранились лишь фрагменты раннегерцинского надвига (правобережье Джайлансу, район г. Аирташ и др.). Здесь граптолитовые сланцы силура налегают на песчаники шютской ($C_{1n} - C_{2b}$) или маляранской (C_{2m1}) свиты. Поверхность надвига падает к северу круто и участвует вместе со всеми породами среднего палеозоя в довольно резких изгибах прогибов Актурской моноклинали.

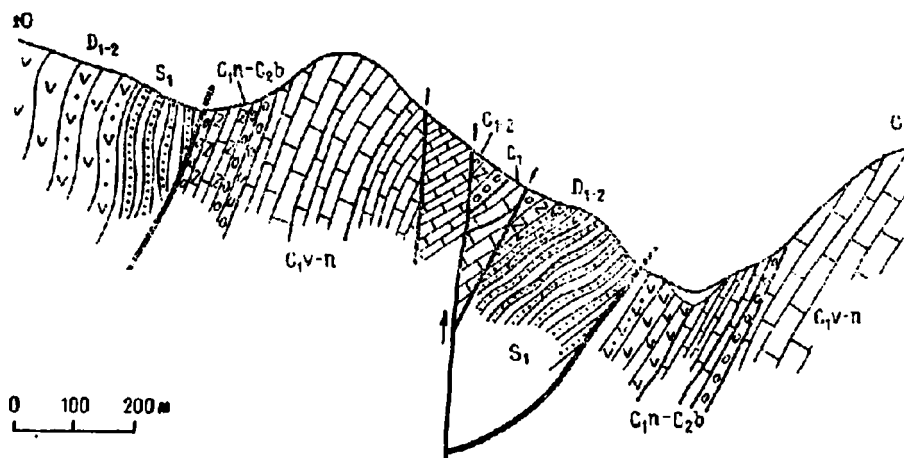


Рис. 42. Надвиг вулканогенных разрезов Pz_2 на известняковые на левом борту р. Акбура, у южного подножия г. Алтын-Казык. Граптолитовые сланцы и песчаники S_1 налегают на конгломераты и туфы шютской свиты ($C_{1n} - C_{2b}$).

Западнее, особенно на участках Киргиз-Ата — Абшир, рассматриваемые надвиги срезаны последующими разрывами. Только близ устья Малярана можно вновь видеть налегание граптолитовых сланцев на песчаники среднего карбона. Еще западнее в качестве фрагмента надвига, аналогичного Северо-Актурскому, можно рассматривать разрыв на северном склоне г. Ак-Куль. В районе Охнинской впадины видно, что под вулканогенно-осадочные толщи Pz_2 , имеющие сложную синклиналиную структуру, с севера круто падают известняки хр. Катранбаши, перекрытые шютской свитой C_{1-2} , а с юга — известняки гор Тамчи — Ишме-Тау, также венчаемые известняково-сланцевой пачкой C_{1-2} . Хотя поверхность рассматриваемых надвигов здесь почти не облажена, соотношения пород весьма характерны. Подтверждением надвиговой природы этих соотношений может служить экзотический массив силурийских пород Кремневой горы, налегающий, как это установил в 1963 г. В. Б. Горянов, на массивные известняки визе. Данные электроразведки, показавшей, что известняки Тамчи тянутся под Охнинской впадиной почти до Катрана (см. рис. 19), также свидетельствуют в пользу покровного строения Охнинского синклинория.

Западнее, на левобережье Соха, В. И. Котельников в 1964 г. обнаружил выход среднекаменноугольных известняков (рис. 43), на которые по надвигу налегают граптолитовые сланцы силура, перекрытые вулканогенными толщами девона (?). Еще западнее, в районе Шодымира и Мадыгена, осадочно-вулканогенные толщи, подстилаемые силуром или нижним палеозоем, надвинуты с севера на известняки сулюктинских массивов. Здесь можно видеть фрагменты надвиговых структур южного крыла рассматриваемого синклинория.

Итак, вулканогенные разрезы среднего палеозоя осевой зоны Охинско-Талдыкского синклинория обрамляются падающими под них известняковыми разрезами того же возраста. Переходных разрезов практически не зафиксировано. Там, где контакт этих разрезов открыт, он носит надвиговый характер. Вулканогенные толщи как бы надвинуты в обе стороны от оси синклинория. Местами (в Охне, например) можно предполагать нацело аллохтонное положение вулканогенных толщ.

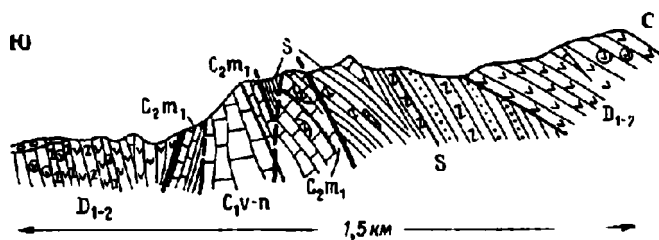


Рис. 43. Надвиг вулканогенных разрезов Pz₂ на известняки карбона между поселками Сох и Баткент (по В. И. Котельникову, 1964 г.).

Кроме рассмотренных выше надвигов вулканогенных разрезов на внутренние известняковые массивы, на северном крыле Охинско-Талдыкского синклинория располагаются внешние известняковые массивы (Катрап-Яурунтузский, Ляглянский), на которые с юга надвинуты разрезы сокращенного типа. Вдоль южного подножия хр. Катрап—Яурунтуз при крутом южном падении пород фиксируется налегание граптолитовых сланцев на песчаники и сланцы маляранской свиты (C₂m₁). Маляранская свита при этом прослеживается почти непрерывно от Охины до г. Оджалъвес, что говорит о согласном, пластовом характере надвига. В районе Охины Б. В. Поярковым установлено налегание гониатитовых известняков намюра на надвинутый силур, что доказывает его принадлежность к сокращенному типу разрезов. Возможно, что местами (Калькаман) надвинутые толщи относятся и к вулканогенным разрезам. Иногда в зоне надвига залегают линзы известняков, принадлежащие, вероятно, тонким тектоническим чешуям — предвестницам основного надвига.

Того же характера надвиг фиксируется и вдоль южного контакта ляглянских известняков (см. рис. 18, а). Против кишл. Бидана этот надвиг вертикален, хотя совершенно согласен с окружающими породами, но в разрезе по Кырк-Кичику угол его наклона к югу составляет всего 15—20°. Как и в Охне, граптолитовые сланцы вместе с налегающей на них шаланской свитой надвинуты здесь на песчаники и конгломераты C₂, под которыми залегают известняки визе, девона и лудлова. Продолжение этого надвига можно видеть у русла р. Куршаб в Алдыяре.

В южном крыле Охинско-Талдыкского синклинория к внешним известняковым массивам относятся известняки правобережья Мурдаши и Серкебайский массив, вдоль западного склона которого наблюдается почти вертикальный пластовый надвиг граптолитовых сланцев сокращенного разреза на гониатитовые известняки и сланцы шотской свиты, венчающие разрез известняков Серкебая. Роль внешних массивов играют также известняки Тамчи — Ишме-Тау, отделенные от охинских сокращенным разрезом. За Сохом, внешние и внутренние массивы соприкасаются и надвиги 2-го порядка выражаются налеганием разновидностей карбонатных разрезов друг на друга. Внутренние массивы, сложенные катрапбашинским подтипом разрезов, как это показал Л. Н. Кугураков, в районе Карабулака перекрывают известняковые

толщи актурского подтипа. Свидетелями указанных перекрытий являются экзотические массивы левобережья Ташбулака и г. Тике, отстоящие на 3—6 км от гор Байтак, от которых они продвигались к югу (рис. 44).

Проследивая структуры этих гор по простиранию, в известняковых массивах, расположенных близ Сулюкты, опять встретимся с признаками вздвояния разрезов по складчатым надвигам. В синклиналиной структуре района пер. Кызыл-Тус на песчаники и сланцы среднего карбона, венчающие мощный известняковый разрез среднего палеозоя, почти «согласно» ложатся, как это установили Г. С. Бискэ и Д. А. Старшинин (1965), граптолитовые песчаники силура с глыбами кембрийских известняков, перекрытые известняками лудлова и девона (рис. 45).

К западу от Соха присутствует еще один разрыв, по которому известняковые массивы Чемендык — Сухумтау (внешние массивы) надвинуты к югу на сокращенные разрезы среднего палеозоя, а на участке между оврагом Карамуйнак и Матчаем — прямо на известняково-доломитовые толщи Андыгенского антиклинория. Этот надвиг частично срезает пласты авто- и аллохтона, но вместе с тем участвует в крупных складчатых структурах (Ворухская синклиналь, Булакбашинская антиклиналь), занимая как бы промежуточное место между пластовыми и секущими надвигами. Оценить истинную его амплитуду очень трудно, ибо мы не знаем, как быстро будут выклиниваться под землей толщи известняково-доломитовых или сокращенных разрезов. Признаки уменьшения мощностей известняково-доломитовых толщ в северном направлении установлены пока только на северном склоне хр. Андыген (данные А. М. Лященко и П. В. Зайда, 1965 г.).

Возраст надвигов 2-го порядка в Охинско-Талдыкском синклинии оценивался как среднекарбонный. Интересную мысль о более раннем возрасте внутренних надвигов по сравнению с внешними высказал в 1963 г. Л. Н. Кугураков, обративший внимание на постепенное наращивание стратиграфической колонки при переходе от внутренних (верхних) чешуй к внешним покровам, что позволяет думать о последовательном образовании этих структур начиная с конца нижнего карбона и до конца среднего.

В Араванском синклинии можно найти те же надвиги 2-го порядка, что и в Охинско-Талдыкском. Здесь также дискутировался вопрос о контакте сланцев каночкой серии, занимающих ядерную часть синклинии, с подстилающими их эффузивами. Внешне этот контакт выглядит согласным, его поверхность участвует в попружающейся к западу Копурбашинской антиклинали. Но в верхней части эффузивных толщ В. Л. Клишевич находил на Акбуре фораминиферы S_1 , а близ Ходжаганра гониатиты D_3 — S_1 , тогда как в породах, перекрывающих зеленые сланцы, присутствует живетская, а возможно, и более древняя фауна. Только гипотеза надвиговых соотношений может объяснить эти факты.

Разломы, ограничивающие вулканогенные разрезы с внешней по отношению к ядру Араванского синклинии стороны, обнажены слабо. Северный из них, Южно-Чильустунский, закрыт, но по соотношению моноклинали известняков Чиль-Устун с развитыми южнее сланцами силура можно думать, что сланцы взброшены с юга на известняки S_1 . Южный разлом, Улугтауский, круто падает к северу, но местами опрокидывается до обратного падения. В плане он образует довольно извилистую зону, по которой силурийские или даже нижнепалеозойские породы взброшены к югу на известняки Улугтауской гряды. Последующие подвижки и минерализация довольно сильно осложнили надвиговую природу этого контакта. Известняки Улуг-Тау юго-западнее Чон-Коя выклиниваются, и вулканогенные толщи надвигаются прямо на сокращенные разрезы ядерной части Копурбашинской антиклинали. Общая картина погружения к западу серии перекрывающих друг друга антиклинально изогнутых

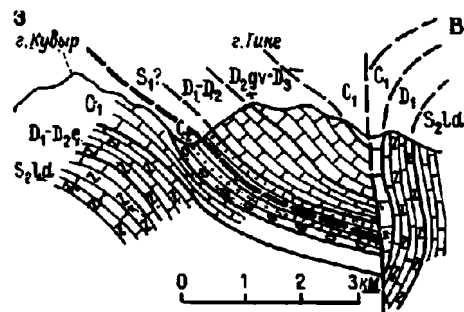


Рис. 44. Разрез экзотического массива г. Тике (по Г. С. Бискэ, 1966 г.).
Толща катранбашинского подтипа разрезов лежит на толще актурского подтипа.

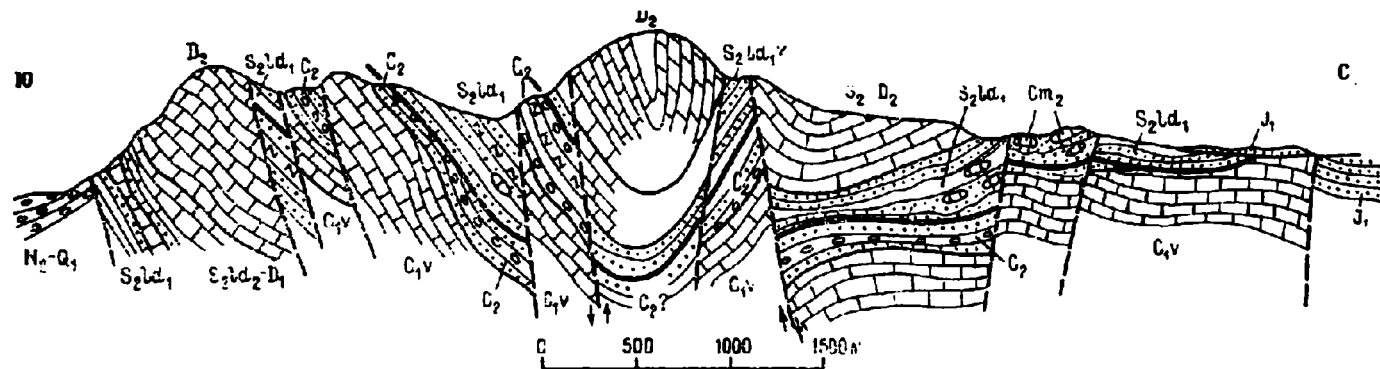


Рис. 45. Схематический разрез через южную гряду Сулюктинских гор, западнее пер. Кызыл-Тус (по Г. С. Бискэ, 1965 г.).

покровов намечается здесь все отчетливее и уже может быть прочтена на картах, составленных М. Г. Жариковым в 1963 г. Аналогом Улугтауского разлома в пределах Канской структуры можно считать надвиг вулканогенных толщ Учкургана с севера на известняки Ходжа — Алматы, в кровле которых установлено присутствие каменноугольных пород.

В Араванском синклинории, как и в Охнинско-Талдыкском, на крыльях присутствуют местами два ряда известняковых моноклиналей, разделенных сокращенным разрезом, надвинутым на внешние известняковые массивы. К последним принадлежит Чиль-Майрам на северном и Ялгиз-Арча на южном крыле. По Чильмайрамскому надвигу ташатинские граптолитовые сланцы налегают с юга на визейские известняки почти согласно. Плоскость разрыва падает к югу так же круто, как и пласты известняков, и вместе с ними претерпевает последующие дислокации. Разрыв северного склона Ялгиз-Арчи (рис. 46)

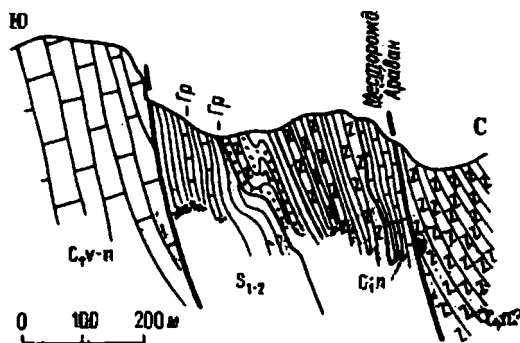


Рис. 46. Соотношения известнякового и сокращенного типов разрезов Pz_2 на северном склоне хр. Ялгиз-Арча (правобережье р. Араван).

Гр — места сборов граптолитов силура.

крут, практически вертикален, но так же круто поставлены и слои силурийских сланцев, контактирующих с известняками визе — намюра. В качестве восточного продолжения Ялгизарчинского разлома можно рассматривать разрыв, вдвигавший разрез Катарского массива на Акбуре.

Геологический возраст надвигов Араванского синклинория в общем определяется присутствием нижнекарбонных известняков под поверхностями скольжения и наличием башкирских гравелитов в основании трансгрессивно лежащей толще верхнего палеозоя, т. е. может быть оценен как позднеамурский или предбашкирский. Не исключено, что внутренние надвиги, т. е. надвиги хлоритовых сланцев на эффузивы, формировались несколько раньше.

В южном крыле Зиндянского синклинория, в правых притоках Кургарта, можно видеть согласные надвиги сокращенных разрезов Pz_2 на известняковые внешние массивы Акташа и Суганташа. Как и в Алае, граптолитовые сланцы при этом перекрывают намюрско-башкирскую терригенную пачку, венчающую разрезы массивов. В верховьях Куровеса, кроме того, присутствуют надвиги вулканогенно-осадочных толщ Pz_2 на внутренние известняковые разрезы Pz_2 (окджатпесские известняки). Строение этого района еще слабо изучено, но уже сейчас ясно, что здесь круто поставленные чешуйчатые структуры претерпели значительные складчатые и разрывные горизонтальные дислокации. В остальном же эти надвиги аналогичны описанным выше.

Вопрос о надвиговых структурах в расположенном севернее Майлисуйском синклинории тесно связан с вопросом о возрасте зеленых слан-

цев майлисейской свиты и терригенно-вулканогенных толщ, перекрывающих известняковые массивы Баубашаты — Кызкурмана. Майлисейские сланцы из-за сравнительно высокого метаморфизма В. Н. Огневым и А. Е. Довжиковым принимались за древние, нижнепалеозойские или даже докембрийские, толщи. Позднее, в 1959 г., Л. И. Турбин, наблюдая их почти согласное налегание на силур сересуйской свиты, относил их к верхнему лудлову. Теперь мы знаем, что они часто лежат даже на нижнем карбоне (Чат, Майлису). Устранить указанное противоречие может концепция надвиговых соотношений этих пород, т. е. перекрытия по надвигам зелеными сланцами осадочно-вулканогенных или карбонатных толщ (Майлисейский и Чатский надвиг).

Терригенно-вулканогенные толщи, облекающие известняковые массивы Баубашаты — Кызкурмана, относились В. Н. Огневом к силуру — девону, но из-за налегания на известняки нижнего карбона и несогласного перекрытия средним карбоном были объединены Л. И. Турбиным в каракольскую свиту, отнесенную им к шамюру. Ошибка — типичная для геолога с фиксированным образом мышления. В 1962 г. В. Л. Клишевич, а позднее Г. С. Бискэ и Ю. А. Талашманов (1970) обнаружили граптолиты силура в каракольской свите Турбина и откартировали пластовый складчатый надвиг (Сересуйский), по которому граптолитовые сланцы сокращенного типа разрезов почти «согласно» перекрывают известняки нижнего карбона и налегающую на них мало мощную пачку песчаников и сланцев башкирского яруса (см. рис. 13). Линия этого надвига образует на карте сложную кривую, очерчивающую погружающуюся к западу антиклиналь Баубашаты и Керейскую синклинали. Подобные же соотношения выявлены для Карасуйской синклинали и Кызкурманской антиклинали.

Структуру всего района северо-западной части Ферганского хребта можно представить в виде по крайней мере трижды повторенного по ранним надвигам разреза, смятого затем в погружающиеся к западу складки. Вероятно, движение по ранним надвигам было направлено к юго-востоку или востоку, амплитуды же перекрытий неизвестны, и оценка их пока не может быть однозначной. Ближайший путь исследования — прослеживание автохтонных известняков под надвинутыми на них сланцами Керейской синклинали геофизическими методами с целью решения вопроса о полной или только частичной аллохтонности залегания сланцев сересуйской серии. Та же проблема возникает и при рассмотрении позиции надвинутых сланцевых толщ бассейна Тохтобека и всей периферии Кызкурманской антиклинали. Наличие Ойалминского тектонического окна заставляет думать о значительных амплитудах имеющихся здесь тектонических перекрытий.

Весьма отчетливо складчатый надвиг, аналогичный Майлисейскому, наблюдается в левых притоках Карасу западной (Чат — Акджол и др.). Здесь хлоритовые сланцы майлисейской серии надвинуты к юго-западу на известняки девона — нижнего карбона. В результате зона Майлисейского глубинного разлома приобретает антивергентное строение.

В Терекдаванском синклинории расположение складчатых пластовых надвигов в принципе аналогично их расположению в описанных выше структурах. Ядерная часть синклинория сложена мощной вулканогенно-терригенной толщей. Она настолько согласно налегает на известняковые массивы Арчалтура, Кульдамы, Чолок-сая, что многие геологи считали их контакт нормальным стратиграфическим. Более детальное изучение района показало, что на известняках Арчалтура, содержащих в кровле микрофауну D_3 , нормально стратиграфически лежит то пачка известняков и сланцев с микрофауной D_3-C_1 (айляминская свита), то сланцы C_{1-2} , на которые уже налегают надвинутые

терригенно-вулканогенные толщи ядерной части синклинория.* В бассейне Айлямы их простираание не совпадает с простираанием поверхности надвига, в результате чего нижние горизонты надвинутых масс постепенно срезаются надвигом. Айляминский надвиг (см. рис. 31) круто падает к осевой части синклинория, очерчивая его замыкание при воздымании структуры к северо-востоку. В восточном крыле синклинория подобные же соотношения вулканогенно-терригенных и карбонатных разрезов среднего палеозоя можно наблюдать близ Иркештама и в бассейне Дунгурамы. Весьма интересны находки девонской фауны в верхних частях терригенных толщ, слагающих ядерные части синклиналей в верховьях Ой-Балы, Урта-Казыка, Кичик-Казыка, тогда как в нижних горизонтах этих толщ присутствуют породы нижнего карбона. Вероятность наличия здесь экзотических массивов очень велика.

Региональное распространение складчатых пластовых надвигов в Алае и смежных районах стало уже неоспоримым фактом. Поражает однотипность этих структур, выдержанная на всем протяжении Юж. Тянь-Шаня. Среднекаменноугольные известняки и песчаники, как правило, перекрываются здесь силурийскими, часто граптолитовыми, сланцами. При этом расположение поверхностей скольжения не на контакте карбонатных пород с терригенными, а внутри последних, на некотором расстоянии от контакта, весьма характерно для ранних надвигов. Это сильно затрудняет отыскание поверхностей надвигов и часто вводит геологов в заблуждение. Крупные ошибки в геологии Алая, связанные с незнанием этой закономерности и общими фиксистскими представлениями (Резвой, 1959), в основном уже выявлены. Но в других районах процесс расшифровки складчатых надвигов еще только начинается. Нам представляется, что ожесточенные споры, которые ведутся в настоящее время таджикскими геологами по поводу возраста зеленых сланцев Зеравшанского хребта и северного склона Гиссара, вызваны именно этим обстоятельством. Можно думать, что нижняя часть их пушневатской свиты является аналогом айляминской свиты Вост. Алая, тогда как вся верхняя, «зеленая», часть пушневата принадлежит другому разрезу и требует самостоятельного изучения.

Довольно поучительна с этой точки зрения история изучения Джангджирского синклинория, расположенного на восточном продолжении хр. Атбаши. На старых геологических картах терригенные и вулканогенные толщи этого района относились к силурийским, а частично к еще более древним отложениям. Позднее, в пятидесятых годах, А. Е. Довжиковым и другими геологами было установлено, что эти толщи образуют мульду крупной синклинальной структуры и почти согласно налегают на карбонатные массивы, верхняя часть которых принадлежит нижнему карбону. На картах появились мощные толщи верхнего палеозоя, разделенные на ряд свит. Но в 1963 г. Г. Л. Бельговский и Л. А. Эктова обнаружили, что в нижней части этих толщ присутствуют остатки силурийских граптолитов, а выше — силур-девонских кораллов. Находка А. Е. Довжиковым фораминифер S_1 относится, по-видимому, к еще более высоким горизонтам этого вулканогенно-терригенного разреза. Джангджирский синклинорий приобрел облик уже знакомого нам вулканогенного синклинория с пластовыми надвигами на крыльях (рис. 47). Сходство с синклиноридными структурами Ферганы усиливается наличием в ядре структуры, над вулканогенными толща-

* В последние годы А. В. Яговкин расшифровал в зоне этого контакта самостоятельную тонкую тектоническую чешую, в которую вошла верхняя часть айляминской свиты. Им же установлено перекрытие каменноугольных известняков граптолитовыми сланцами в верховьях Кожсу и на Андакуле, что говорит о удвоении разрезов известнякового типа.

ми метаморфизованных сланцев, напоминающих канскую серию и занимающих аналогичную структурную позицию.

Довольно распространенная, как следует из вышеизложенного, «надвигобоязнь» приводит в Юж. Тянь-Шане к систематически повторяющимся ошибкам. Такие ошибки начали выявляться в последние годы и на западном фланге Юж. Тянь-Шаня. Так, например, в горах Тамдытау (центральные Кызылжумы) ядерная часть синклинирной структуры сложена сланцами лудлова и перекрывающими их эффузивами силур — девона. В северном крыле этой структуры под лудловскими сланцами залегают известняки Актау, которые на основании структурных соотношений считались нижнесилурийскими (венлокскими).

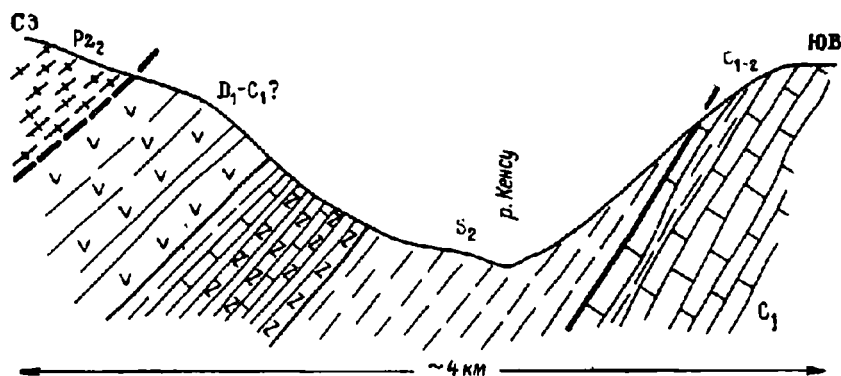


Рис. 47. Схематический разрез через долину р. Кенсу в юго-восточном крыле Джангджирского синклиория (по Г. Л. Бельговскому и Л. А. Эктовой, 1963 г.).

Только в 1965 г. узбекским геологам удалось обнаружить в этих известняках сравнительно полный разрез среднего палеозоя — от венлока до среднего карбона — и выявить пластовый надвиг, по которому вулканогенные толщи перекрывают карбонатные горы Актау. Синклинирий Тамдытау приобрел таким образом обычный вид антивергентного вулканогенного синклиория. С подобного же типа ошибками связаны попытки отнесения к карбону зеленых сланцев маджерумской свиты (Сев. Нуратау).

Надвиги 3-го порядка вздваивают разрезы одного формационного типа. Таких надвигов немного, и они не прослеживаются на значительные расстояния. Но в отдельных зонах чешуйчатых структур и они приобретают существенное развитие. Приведем характерные примеры надвигов 3-го порядка.

В хр. Актур к югу от пер. Каинды в известняковых разрезах наблюдается чешуйчатая структура, в которой участвуют и подстилающие известняки сланцы. Характерно, что взбросо-надвиги, создающие пачку чешуй, сами вовлечены в синклинальный перегиб пластов, в результате чего чешуй приобрели в плане серповидные формы. К этой же группе разрывов надо отнести надвиг, вздваивающий верхнюю часть актурского разреза над рудопроявлением Мурдаши. Подобный же сравнительно небольшой надвиг, участвующий в складчатой деформации пород, наблюдается и у западного окончания хр. Актур на правом борту р. Ходжакелян.

В хр. Андыген, на северном его склоне, имеется надвиг, по которому на верхние горизонты алайского типа разрезов среднего палеозоя с севера налегают низкие горизонты того же типа разрезов, отличающиеся лишь относительно уменьшенными мощностями. Поверхность

этого разрыва образует в плане выпуклую к северу дугу, соответствующую изогнутым складчатым структурам. Согласно надвиги-взбросы, вздваивающие разрезы карбонатных толщ, имеются также в сулюктинских массивах, в горах Кокчетау, в известняках осевой части Алая близ пер. Каук и в других местах. Близ осевой части Туркестанского хребта (бассейны рек Янги-Арык и Оксу) они создают целую зону чешуйчатых структур с «движением масс» в сторону Расраутского антиклинория.

Очень широко распространены надвиги рассматриваемого типа в Зеравшано-Гиссарской области, чешуйчатое строение которой было расшифровано В. Р. Мартышевым (1956). Пластовый характер этих разрывов длительное время затруднял их выявление, создавая впечатление крупных моноклиналей, и только фаунистические сборы доказали многократные повторения разреза. По данным В. Р. Мартышева, для этой области характерно многократное надвигание известняков силура на сланцы пушневатской свиты (D_2-C_1t), причем поверхности разрывов, так же как и пласты пород, круто падают в сторону осевой зоны синклинали структуры гор Чимтарга. Интересно, что на замыканиях этой синклинали рассматриваемые надвиги почти полностью очерчивают ее контуры, изгибаясь вместе с пластами окружающих пород.

«Движение масс» от крупных синклиналильных структур в сторону крупных антиклиналильных — весьма характерная черта всех надвигов 3-го порядка, как и вообще надвигов начала первых фаз складчатости.

Приведенный выше обзор надвигов начала первых фаз складчатости подтверждает первостепенную их роль в строении среднепалеозойского структурного яруса Юж. Тянь-Шаня. Он обнаруживает вместе с тем, что всем этим разрывам присущ целый ряд признаков, указывающих на общность условий их образования.

Следует иметь в виду почти полное отсутствие проявлений магматизма, связанных с пластовыми надвигами. По отношению к гидротермальной минерализации эти надвиги являются более ранними, дорудными. Будучи уже сложившимися структурами, они оказывали существенное влияние на последующую циркуляцию минерализующих растворов. Достаточно заметить, что непосредственно под надвигами или лишь в десятках метров ниже поверхности скольжения располагаются главные рудные тела Кадамжая, Чаувая, Хайдаркана, Абшира и ряда рудопроявлений Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса.

Секущие надвиги первых фаз складчатости. В эту группу включены секущие разрывы, ограничивающие с внешней (по отношению к ядру синклиналильных структур) стороны карбонатные массивы Pz_2 . Возможно, что ими не исчерпываются все секущие надвиги первых фаз складчатости, но выявить эти надвиги трудно, ибо они могут иметь тесные связи и переходы с пластовыми надвигами первых фаз складчатости.

Секущие надвиги и взбросы на внешних контактах известняковых массивов — явление довольно обычное, особенно в зоне Высоких предгорий Алая. Часто крутые залегания пластов известняковых массивов, налегающих на терригенные толщи, не соответствуют сравнительно пологому положению поверхности их контакта. Известняковые массивы лежат в таких случаях полностью или частично «без корней». Надвиговый или взбросовый характер этого контакта устанавливается особенно отчетливо, когда в сланцевых толщах обнаруживаются более молодые породы, чем налегающие известняки. Иногда надвиговая поверхность имеет секущий характер не только с перекрывающими породами, но и с породами лежащего крыла. Такие геометрические соотношения позволяют думать, что поверхность разрывов возникла, когда складчатые структуры были в какой-то степени уже сформированы, т. е. что эти разрывы должны относиться к более поздним проявлениям пер-

вых фаз складчатости, нежели пластовые складчатые надвиги. Секущие надвиги отличаются от пластовых также и относительно слабыми складчатыми деформациями, которым подверглись их поверхности скольжения. Наблюдать эти поверхности удастся редко, ибо обычно они погребены под известняковыми осыпями, покрывающими подножия скальных массивов. Может быть поэтому рассматриваемые контакты часто трактуются как стратиграфические.

Приведем характерные примеры секущих надвигов. В северной части хр. Серкебай круто поставленные известняки девона и нижнего карбона подсечены пологой поверхностью. Залегание нижележащих толщ, относящихся к сокращенному типу разрезов среднего палеозоя, хотя и менее крутое, также срезается поверхностью надвига. В процессе разведочных работ Е. А. Митрофанову удалось местами вскрыть пологую подошву Серкебайского массива.

В самых верховьях Чалкуйрюка причудливые контуры южного контакта актурских известняков, налегающих на сланцевые толщи сокращенного типа разрезов Pz_2 , вряд ли могут быть поняты без допущения пологой поверхности, подсекающей крупные и крутые складки известняков и приводящей к контакту то визейские, то девонские породы. Возможно, что этот надвиг связан с правым сдвигом, рассекающим пластовый надвиг г. Аирташ, но не затронувшим контакта Чалкильдакского массива гранодиоритов. Несогласным надвигом можно, нам кажется, объяснить также появление небольшого известнякового массива на левом водоразделе Карагура, где известняки $D_1—C_1$ ложатся на сокращенный разрез среднего палеозоя.

Известняки г. Чалка, хотя и имеют очертания линзовидного тела, вырублены секущими разломами и заклинены между сокращенным и вулканогенным разрезами так, что в восточном конце этой линзы присутствуют девонские, а в западном — среднекарбоновые известняки и простираения их диагональны по отношению к простираению линзы.

Западнее секущий надвиг, по которому известняки матчайской свиты надвинуты разными горизонтами на разные горизонты сокращенного разреза, можно видеть в среднем течении Зархара (западный конец массива Ишме-Тау) и, вероятно, у восточного окончания гор Тамчи (см. рис. 25, д).

Отчетливый секущий надвиг первых фаз складчатости можно видеть у пер. Шалан. Раньше он трактовался как стратиграфический контакт области замыкания седиментационной мульды. Находка гонититов намюра под известняками девона убеждает нас в том, что известняки г. Сандааль надвинуты здесь на расположенные южнее терригенные толщи сокращенных разрезов. Новые находки намюра (шаланская свита), лежащего на сланцах силура со всех сторон от массивов охинских известняков (В. Б. Горянов, материалы 1962 г.), ставят под сомнение, как нам представляется, стратиграфический характер контакта известняков с подстилающими их сланцами на всем междуречье Шахмардан — Пешкаут и даже на правобережье Кызыл-Булака. Следы тектонического скольжения в основании известняковых массивов, довольно резкое утыкание известняков девона в пологую поверхность, ограничивающую их снизу, и, главное, нахождение намюрских слоистых известняков на дне оврага Кен-Джилга, прорезающего известняковое плато (см. рис. 20), заставляют серьезно ставить вопрос о возможности несогласного надвига известняковых массивов на преимущественно сланцевые толщи сокращенного типа разрезов Pz_2 . Известняковый массив Кантрабаш также, вероятно, обрзан с севера разрывом, срезающим пласты девонских известняков по простираению, а возможно и по падению, о чем говорят данные электропрофилирования.

Интересный пример секущего надвига описан М. М. Кухтиковым (1963) в районе Сулюкты. Круто падающие к северу известняки подсекаются здесь пологой поверхностью, по которой они налегают то на среднекарбовые сланцы, то на согласно надвинутые на S_2 песчаники силура. Последние были обнаружены Г. С. Бискэ и Д. А. Старшининым (1965). Очевидно, что секущий надвиг здесь формировался после пластового.

Кроме приведенных выше, секущие надвиги и взбросы первых фаз складчатости фиксируются вдоль северного контакта известняков Гупукана, в основании известняков Кокбельского плато, на северном склоне Яурунтуза, на северо-восточном контакте известняков Чиль-Устун; их присутствие можно предполагать в основании массивов Ичкаль, Акташ — Урумбаш, Баубашата и др.

Геологический возраст секущих надвигов определяется тем, что они смещают все породы доскладчатого комплекса, местами секут пластовые надвиги и складки первых фаз, смещаются позднегерцинскими разрывами, не нарушают контактов гранитоидных интрузий. По ориентировке они соответствуют движениям ранних фаз складчатости («движение масс» из синклинирных структур), сами испытывают сравнительно слабые складчатые деформации, но местами переходят в складчатые надвиги. Все это делает весьма вероятным их образование в течение и в конце первых фаз складчатости.

Крутопадающие разрывы первых фаз складчатости. Крутопадающие разрывы, отмеченные местами внедрениями серпентинитов, приурочены к осевым зонам или крыльям вулканогенных синклинирных структур. Они располагаются в пределах площадей развития метаморфизованных сланцев, вулканогенных и терригенных (сокращенных) типов разрезов среднего палеозоя.

Так, с разломами в зеленых сланцах и приконтактных их зонах связаны гипербазиты Капа, Майлису, Турдука, мелкие серпентинитовые тела осевых частей Араванского и Терекдаванского синклинириев. По периферии вулканогенных толщ располагаются интрузии Зархара — Надира, Яша, Киргиз-Аты, Улуг-Тау — Аравана. К периферическим частям сокращенных разрезов приурочены серпентиниты Кызыл-Дауге, Абшира, Карагура. Интересно, что терригенные толщи сокращенных разрезов в районах проявления гипербазитового интрузивного магматизма иногда содержат основные эффузивы. Очень редко мелкие тела серпентинитов можно встретить и в известняках (район оз. Чалкуйрюк, Ошские горки), но интрузивная природа их здесь маловероятна.

Большинство внедрений гипербазитов приурочено к разломам, расположенным вблизи контактов различных типов разрезов Pz_2 , и связано с крутыми продольными, секущими, иногда близкими к пластовым, разрывами типа взброс или надвиг. По данным М. Г. Жарикова (материалы 1963 г.), некоторые из разломов, отмеченных цепочками серпентинитовых тел, претерпели складчатые дислокации. Так, например, Чонкойский и Южный разломы в восточном Карачатыре имеют на карте сложную изогнутые контуры, соответствующие дислокациям окружающих пород. Они напоминают по форме пластовые надвиги, и природа располагающихся здесь серпентинитов неясна.

Об условиях образования раннегерцинских разрывов. Приведенный выше обзор разрывов показывает, что они возникали на всех стадиях развития ранних геосинклинальных прогибов, но при формировании структуры среднепалеозойского яруса главную роль сыграли надвиги начала первых фаз складчатости.

Выше подчеркивалась гипотетичность разрывов заложения ранних внутригеосинклинальных прогибов. Наиболее реальными среди них представляются разломы заложения линейных зон вулканогенных фа-

ций среднего палеозоя. Об условиях образования этих разрывов мы почти ничего не знаем, ибо нам не удавалось видеть их непосредственно, но следует иметь в виду, что появлению вулканогенных толщ в конце силура — начале девона местами предшествовало возникновение поднятий, о чем говорят локальные, но довольно резкие угловые несогласия в основании вулканогенных толщ в долине р. Кирлиз-Ата, между Сохом и Баткентом и в других районах. Заложение предполагаемых грабенообразных структур в конце силура — начале девона произошло, следовательно, по крайней мере местами, в сводах локальных кратковременных поднятий и вряд ли может свидетельствовать в пользу общего растяжения земной коры.

Следует отметить большую протяженность этих разрывов, определивших в дальнейшем весь план структурного развития Юж. Тянь-Шаня и уходящих, вероятно, на Урал. Именно они больше всего приближаются к понятию глубинных разломов.

Д. П. Резвой (1959) и Г. А. Каледа (1960), рассматривая ранний вулканизм Алайско-Туркестанской горной системы, были склонны выделять здесь две провинции: западную и восточную — с границей, проходящей поперек структур восточнее Исфайрама. Они отмечали более интенсивные проявления вулканизма в восточной провинции и относительно слабые в западной. Нам представляется такое деление неудачным, ибо действительно наблюдаемое уменьшение в западном направлении площадей развития вулканогенных пород вызвано различными причинами. Среди них надо назвать перекрытие девонских вулканогенных толщ верхним палеозоем и более молодыми породами в Юж. и Юго-Зап. Фергане, воздымание шарнира Охнинско-Талдыкского синклинория к западу от Чиле, переход от поверхностных излияний на востоке к послойным внедрениям на западе и т. д. Все это создает видимость сильных различий в интенсивности раннего магматизма на востоке и западе.

Нелегко восстановить условия образования надвиговых структур. Еще труднее представить процесс движения тектонического покрова, на 10—15 км перекрывающего разновозрастные отложения. Именно эти трудности заставляют некоторых геологов отрицать сам факт существования покровных структур, привлекая для объяснения наблюдаемых соотношений либо различные способы переотложения фауны, либо же довольно замысловатые комбинации краевых или глубинных разрывов. Надо сказать, что ни тот, ни другой способ «борьбы» с надвиговыми структурами в Алае успеха не имеет. Породы этого района отличаются обилием остатков организмов, тесно связанных с фациальным составом вмещающих пород (граптолиты, тентакулиты, фузулиниды). Этот район хорошо обнажен и обладает глубоким эрозионным врезом; этот район на значительных площадях детально заснят, на отдельных участках изучен геофизическими методами и разбурен.

Если нормальный палеонтологически охарактеризованный разрез Pz_2 , имеющий в основании толщу граптолитовых сланцев, ложится почти согласно на другой разрез среднего палеозоя, также палеонтологически документированный и венчаемый фузулиновыми известняками и песчаниками среднего карбона; если согласный характер их контакта прослежен детальным картированием в обнаженном и расчлененном районе; если к тому же поверхность фузулиновых известняков прослеживается геофизическими методами на значительные расстояния под граптолитовыми сланцами и, наконец, если эти соотношения на отдельных участках подтверждены массовым разбуриванием, — то что же еще необходимо для установления структур, которые принято называть надвигами или покровами? Можно ли в такой обстановке отвергать факт их существования только на основании отсутствия удовлетворительных

объяснении процесса формирования этих структур? Ясно, что нельзя. Напротив, мы должны настойчиво искать эти объяснения без всякой боязни опорочить сам факт несостоятельностью предлагаемых гипотез. Проверка самих структур должна лежать совсем в другой области — в области конкретной проверки правильности оценки возраста пород, их соотношений, правильности геологических карт, интерпретаций геофизических материалов, документации скважин и т. п.

Только сделав эти замечания, мы можем предпринять попытку реставрации условий образования ранних надвигов Алая. Далеко не все в этой области гипотетично. Мы довольно хорошо знаем время образования надвигов, которые формировались хотя и не одновременно, но в основном в пределах нижнего — среднего (главным образом среднего) карбона. Их возраст определяется возрастом самых молодых пород, лежащих под поверхностью надвига (нижний предел возраста), и возрастом базальных слоев несогласно лежащего верхнепалеозойского послескладчатого комплекса (верхний предел). При этом в сечении одного синклиория от ядра структуры к периферии намечается повышение нижнего предела возраста пластовых надвигов от начала раннего до конца среднего карбона. Отсюда становится весьма вероятным предположение о том, что процесс образования надвигов начинался от «верхних» надвигов, расположенных ближе к ядру синклиория, и распространялся затем на структуры его крыльев.

Достаточно ясно выявляются соотношения времени надвиго- и складкообразования. Из пластового характера этих структур, из того факта, что поверхности надвигов сами смяты в складки, так же или почти так же как и подстилающие породы, непосредственно вытекает вывод, что они образовывались перед складчатостью или на ранних этапах складкообразования. В Алае почти нигде не наблюдается связи надвигов с развитием опрокинутых складок. Единственным известным нам примером, где эту связь можно видеть, является надвиг, вздвигавший алайский разрез на северном склоне хр. Андыген. Чаще можно наблюдать обратную связь — появление мелких опрокинутых складок в надвигнутых массах в связи с процессом надвигания. Несколько позже образовывались секущие надвиги, нарушавшие уже сформированные складчатые структуры.

Пластовый характер большинства надвигов и тот факт, что под их поверхностями согласно располагаются самые молодые породы данного структурного яруса, позволяют думать, что поверхность скольжения практически совпадала с аккумулятивной поверхностью, сложенной осадками предскладчатой свиты, т. е. что скольжение шло по поверхности равнинной суши или, еще вероятнее, по дну бассейна при незначительной роли явлений срезания надвигом нижележащих осадков. Нахождение местами в верхней части поднадвиговых толщ отдельных глыб надвигавшихся пород можно принять за свидетельство именно того случая, когда движение покрова происходило по дну бассейна.

Довольно ясно устанавливается также позиция надвигов по отношению к синклиорным и антиклиорным структурам (рис. 48). Поверхности надвигов падают к осевым зонам вулканогенных (преимущественно) синклиориев, разделяя различные формационные типы разрезов среднего палеозоя. К сожалению, мы не можем уверенно оценить природу этой связи. Возможны по крайней мере два ее толкования (рис. 49):

1. Надвиги и взбросы формируются на крыльях синклиориев, имеющих характер антивергентных структур.

2. Односторонние надвиги-покровы предшествовали образованию крупных синклинальных структур, в которых участвуют уже вздвоенные или несколько раз повторенные разрезы среднего палеозоя.

В первом варианте висячие крылья надвигов выдавливались в обе стороны от осевой зоны синклиория и истинные амплитуды горизонтальных перемещений могут быть ограничены цифрой 20 км, составляя обычно 3—5 км. Во втором варианте предполагается одностороннее движение покровов и амплитуды перекрытий должны быть по крайней мере удвоены. Если бы мы могли точно знать, соединяются ли под Охиинской долиной известняки Каузанского и Андыгенского антиклинориев, известняки Катрана и гор Тамчи, соединяются ли под вулканогенными толщами Талдыка известняки Ляйляка — Гулукана и Актура, или же все они выклиниваются по падению, образуя изолированные чешуи, если бы могли все это знать, то выбор одного из предложенных вариантов (см. рис. 49) не составлял бы труда. Вопросы эти неоднократно ставились перед геофизиками, но уверенные ответы пока не получены. Попробуем же взвесить все возможные «за» и «против» предложенных вариантов глубинного строения синклинорийных структур.

Правила структурной геологии рекомендуют для выяснения строения погруженных частей складок смотреть на их формы, обнажающиеся по направлению восстания шарниров данных структур. С этой точки зрения особый интерес должны вызывать районы воздымания шарниров синклинориев, такие, как Охиинская впадина, междуречье Абшир — Киргиз-Ата, верховья Кожсу восточной, восточные части Керейской и Тохтобекской синклиналей, восточное и западное замыкания чимтаргинских массивов и т. д. В варианте односторонних покровов здесь нужно ждать сплошного центриклинального соединения

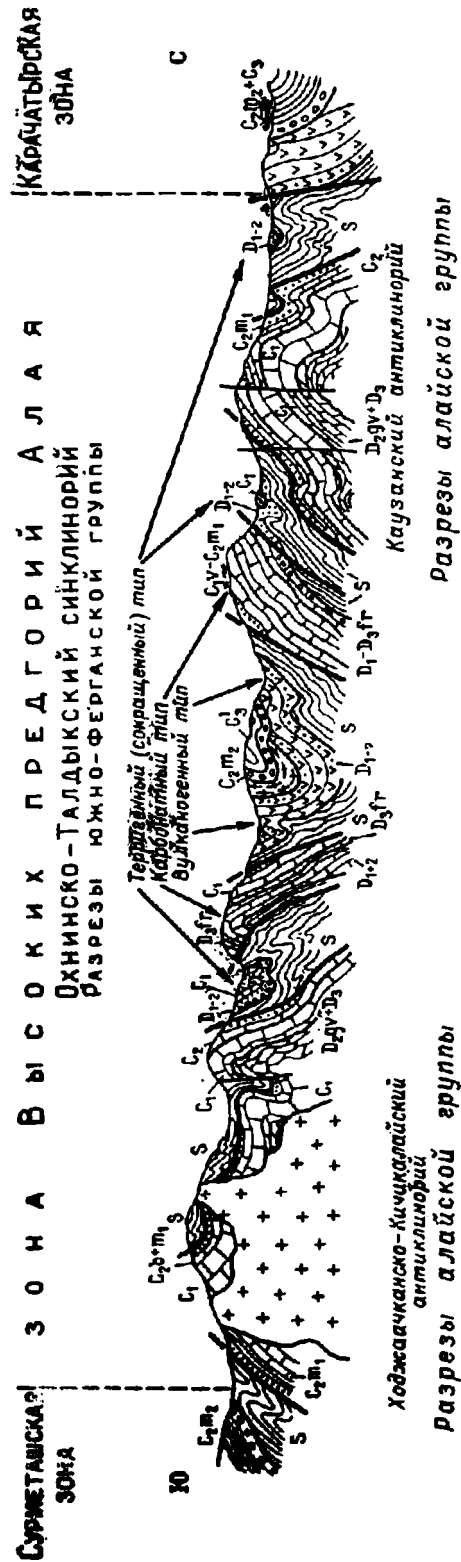


Рис. 48. Схематизированный сводный разрез зоны Высоких предгорий Алая (междуречье Исфайрам—Актура).

однотипных разрезов, принадлежащих различным крыльям синклиория, и последовательного появления на поверхности все более низких покровов по направлению восстания шарнира структуры с сохранением надвиговых соотношений между ними. В варианте двусторонних надвигов здесь было бы естественнее видеть нормальные, первичные переходы одного типа разреза в другой по простиранию либо же выходы пород более древних, нежели участвующие в надвиговых структурах.

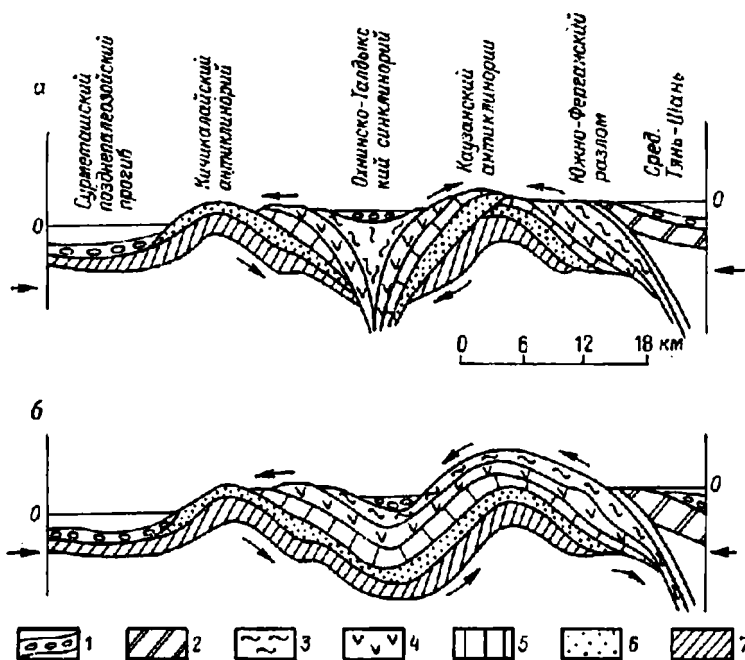


Рис. 49. Два варианта реконструкции глубинного строения крупных структур, созданных первыми фазами герцинской складчатости (к началу позднего карбона) на междуречье Исфайрам — Акбура.

a — вариант двустороннего «выжимания» чешуй-покровов из синклиорных структур (зона впачивания, глубинных разломов); *b* — вариант односторонних покровов с севера, из зоны Южно-Ферганского разлома. 1 — верхнепалеозойские молассово-флишеидные толщи; 2 — среднепалеозойские терригенно-известняково-доломитовые толщи Среднего Тянь-Шаня; 3—7 — формационные типы разрезов Рз₂ Юж. Тянь-Шаня, образующие отдельные чешуи или покровы: 3 — метаморфизованные, 4 — вулканогенные, 5 — известняковые, 6 — терригенные (неполные), 7 — известково-доломитовые.

Следует признать, что фактически наблюдаемые в указанных районах соотношения свидетельствуют в пользу скорее покровного строения синклиорных структур, нежели двусторонних взбросов и надвигов. В районе Охны, хотя и недостаточно обнаженном, видно, что синклиналиальная структура охинских (катранбашинских) известняков погружается в западном направлении. При этом на визейских известняках сохранился экзотический массивчик силурийских пород Кремневой горы, а западнее появляются силур-девонские вулканогенные толщи Надира. Геофизическими исследованиями М. А. Байдакова (работы 1962 г.) намечено продолжение известняков гор Тамчи под Охинской впадиной почти до южного подножия Катрана (см. рис. 19).

В верховьях Кожу восточной (бассейн р. Бель-Аули) арчалтурские известняки образуют нацело замкнутую центриклиналь, сохраняя разрывной контакт с перекрывающими их терригенно-вулканогенными толщами. При восточном замыкании Керейской синклинали известняки Баубашаты смыкаются с известняками Каракольского гребня и разде-

тены лишь небольшим разломом. На замыканиях Чимтаргинского синклинория поверхности надвигов и чешуи разных крыльев почти нацело смыкаются. Ту же картину можно наблюдать на восточном замыкании Джангджирского синклинория и ряда других подобных структур.

Весьма интересны для обсуждения рассматриваемой проблемы районы погружения антиклинорных структур. В варианте односторонних покровов надвинутые толщи должны полностью облекать погружающиеся структуры, образуя сплошные периклиналы, тогда как в случае двусторонних надвигов на продолжении погружающейся антиклинали автохтона следует ждать зону встречных надвигов или шов, указывающий на перекрытие одного надвига другим.

Хотя разобраться во внутренней структуре надвинутых преимущественно терригенных толщ девона и силура бывает нелегко, следует сказать, что общая картина периклиналей в Кадамджае, на Абшире, Кичик-Яше, Кичик-Алае, Баубашате соответствует скорее одностороннему перекрытию, нежели двустороннему надвиганию. К такому выводу пришли, например, В. Б. Горянов и Г. А. Ярушевский, детально картировавшие структуры Каузанского антиклинория (1964 г.). Нам также нигде не удавалось обнаружить швы встречных надвигов на погружениях антиклинальных структур.

В пользу покровного строения синклинорных структур, в частности наиболее изученного Охинско-Талдыкского синклинория, говорит также поразительное, порой даже в деталях, сходство однотипных стратиграфических разрезов, располагающихся симметрично в разных его крыльях. Особенно это касается известняково-доломитового (алайского) и терригенных (сокращенных) типов разрезов. Стратиграфические колонки их в разных крыльях синклинория почти в точности совпадают. Совпадает положение и длительность перерывов осадкообразования, совпадают все литологические особенности свит, мало меняются их мощности. Действительно, как можно представить себе существование сравнительно небольших, шириной 5—10 км, а иногда и менее, блоков или зон земной коры, живущих геологически совершенно одинаково в течение всего среднего палеозоя, несмотря на то, что они разделены другими блоками или зонами с резко отличным тектоническим режимом? Какими нитями должны быть связаны эти блоки, чтобы природа не запуталась, приподнимая и опуская одновременно в течение нескольких периодов одни и те же пары или даже целые серии «клавиш» фациальных зон? Почему между соседними формационными типами разрезов нет или почти нет взаимопереходов? Почему они почти согласны лежат друг на друге даже на замыканиях крупных структур? На все эти вопросы можно было бы дать один ответ: потому, что это отдельные тектонические покровы, сформировавшиеся на ранних этапах складчатости. Подкупающая простота ответа заставляет нас исследовать, в качестве рабочей гипотезы, покровный вариант строения Охинско-Талдыкского синклинория и попытаться с этих позиций представить себе условия образования покровов.

Прежде всего возникает новый вопрос: с какой стороны двигались покровы, где следует искать их корни? Естественно, взоры исследователя прежде всего обращаются к югу, ибо крупные тектонические структуры в Алае часто наклонены к северу, как бы указывая на преобладающее «движение масс». Но более детальное знакомство с геологией высокогорного Алая довольно быстро убедит нас в отсутствии здесь сколь-нибудь заметных признаков корневой вулканогенных разрезов или даже падающих к югу моноклиналей, которые можно было бы принять за корневые части толщ, выполняющих интересующий нас синклинорий. Нет здесь также и площадей, на которых отсутствовал бы средний палеозой и которые можно было бы «подозревать» в том, что

с них соскользнули тектонические покровы. Похоже, что и преобладающее опрокидывание складок к северу — результат более поздних движений, захватывающих и верхний палеозой. Нет, к югу от Охнинско-Талдыкского синклинория в Алае мы не найдем структур, которые могли бы дать заполняющие синклинорий покровы. Сколь ни заманчиво было бы, убрав на юг разрезы вулканогенных синклинориев Юж. Ферганы, соединить известняково-доломитовые разрезы Алая с родственными им разрезами Срединного Тянь-Шаня, чувство реального заставляет отказаться от этой возможности.

Другой вариант движения охнинско-талдыкских покровов, вариант перемещения их с севера, из Юж. Ферганы, оказывается менее безнадёжным. Вдоль южной и восточной окраин Ферганской впадины прослеживается зона зеленых хлоритовых сланцев, обрамленная с юга и востока вулканогенными, а затем непостоянными карбонатными толщами среднего палеозоя, надвинутыми друг на друга точно так же, как в Охнинско-Талдыкском синклинории. Зона эта, проходящая почти широтно через Кан — Кызыл-Кию — Кызыл-Кунгей, далее образует серию изгибов (см. рис. 53), уходя на север в район Майлису — Турдука. Допуская вторичность резких изгибов указанной зоны, можно рассматривать ее как зону раннегерципского Южно-Ферганско — Ташкумырского разлома, из которой были выжаты тектонические покровы, распространившиеся в южном и восточном направлениях. К сожалению, мы почти ничего не знаем о северном или северо-западном крыле этой зоны. Можно думать, что она является резко асимметричной, с покровами, выдавливающимися только в одну сторону — к югу или востоку. На эту мысль наводит падающая к северу моноклинал известняков и доломитов Курган-Таша, принадлежащая окраинной части Срединного Тянь-Шаня. Об этом же говорит и отсутствие восточных или северо-восточных падений пород в горах Босбугау. Левобережье Карасу западной не исключает двустороннего выжимания зеленых сланцев майлисуиской серии из предполагаемой зоны корней покровов, но севернее, в бассейне Джуректаша, нам кажется, движения направлены от Срединного Тянь-Шаня.

Гипотеза выдавливания тектонических покровов из зоны разрывов, разделяющей Срединный и Южный Тянь-Шань, должна быть рассмотрена в качестве одного из возможных вариантов образования покровных структур юга Киргизии (см. рис. 30). Следует иметь в виду при этом, что явления гравитационных смещений покровов могут быть привлечены здесь только как второстепенные. Первично гравитационный срыв пород сопровождался бы появлением значительных выходов досилурийских или даже еще более древних толщ, что не соответствует наблюдаемой картине. В сводах антиклинальных структур и поднятий мы имеем все те же среднепалеозойские образования.

При попытках восстановления процесса образования тектонических покровов следует учесть также их разновозрастность. Процесс этот начинался с надвигания зеленых сланцев на вулканогенные толщи, затем вулканогенные толщи надвигались на известняковые, те — на сокращенные и позже всех сокращенные разрезы надвигались на известняково-доломитовые. Это видно по появлению все более молодых пород под плоскостью каждого последующего из перечисленных надвигов. Вместе с тем довольно ясно фиксируется более ранний возраст всей серии надвигов Южно-Ферганского синклинория по сравнению с надвигами Охнинско-Талдыкского. Если принимать первые за корневые зоны вторых, то можно уловить, что покровы постепенно надвигались с севера на юг. Так, например, в основании вулканогенного покрова в Папанском горсте залегают визейские известняки; южнее, на южных склонах гор Гулукаш, в основании тех же надвинутых толщ

лежат сланцы шютской свиты с намюрскими и, вероятно, башкирскими гониатитами; еще южнее, на северных склонах хр. Актур, под силуром вулканогенных разрезов можно встретить уже нижнемосковские фузулиевые песчаники. Покров вулканогенных толщ, можно думать, начав свое движение из зоны Южно-Ферганского разлома в намюре, только в нижнемосковское время достиг актурских известняков, пройдя не менее 40 км. Средняя скорость продвижения покрова может быть оценена в таком случае величинами порядка 4—6 мм в год. Самый последний, самый южный и самый нижний покров Охинско-Талдыкского синклинория формировался уже в позднемосковское время. Полученные в последние годы данные о более молодом (конец среднего—начало верхнего карбона) возрасте подстилающей этот покров толубайской свиты в андыгенских структурах (материалы В. Б. Аверьянова) можно толковать как следствие еще более медленного продвижения его на юг. Тенденция омоложения надвигов с севера на юг становится еще более заметной, если мы учтем уже позднекарбонный возраст покровных структур Аузула — Урта-Чашмы (см. ниже). Однако истинная картина продвижения покровов, вероятно, не столь проста, ибо иногда намечается постепенное развитие этих структур не только с севера на юг, но и по простиранию, в западном направлении.

Поскольку движение пластовых надвигов первых фаз складчатости совершалось по поверхности земли, попытаемся представить географическую обстановку этого времени с позиций гипотезы односторонних покровов. Замечательно, что для рассматриваемого района в целом осадкообразование в конце нижнего и в среднем карбоне не прерывалось или почти не прерывалось, в то время как в каждой отдельной структуре появление покровов вызывало перерыв в накоплении осадков.

Так, в конце девона и начале раннего карбона перерыв в осадкообразовании захватил довольно большие площади, за исключением известняково-доломитового (алайского) типа разрезов среднего палеозоя и частично терригенных разрезов, располагавшихся тогда севернее алайских. В это же время в зоне Южно-Ферганского разлома, вероятно, формировался надвиг зеленых сланцев на вулканогенные толщи. Надвиг прервал осадконакопление в вулканогенных зонах и создал небольшие положительные формы рельефа, следы разрушения которых видны в алькакаринской свите. В конце намюра — начале башкирского века тыловые части этого, несколько размытого, покрова были уже заняты морским бассейном, в котором отложились гравелиты и гониатитовые известняки Шурана и Кук-Сарая.

В башкирском веке и начале нижнемосковского под вулканогенные толщи с юга поддвигались известняковые разрезы внутренних массивов. С надвигающихся масс обломочный материал поступал главным образом в тыловой Карачатырский бассейн, но частично и во фронтальный бассейн, где отлагались шютская и малярская свиты. Башкирские поднятия временами распространялись южнее, захватывая северную часть алайских разрезов (туюкдангинская свита). Главной зоной погружения и «впячивания» в это время была зона, примыкающая к Южно-Ферганскому разлому, но некоторое погружение было и перед фронтом надвига.

В нижнемосковском веке, а местами и ранее известняки внешних массивов поддвигались под сокращенные (терригенные) разрезы. В конце нижнемосковского века — начале позднемосковского началось поддвижение с юга алайских разрезов под сокращенные, а может быть, и некоторое гравитационное оползание тройных, местами четверенных, покровов к югу, в сторону Сурметашского прогиба, не говоря уже об оползании отдельных глыб с фронтальной части надвига в передовой бассейн.

Продолжающееся боковое давление вызвало образование складчатых структур: Каузанского антиклиналоида, Охнинско-Талдыкского синклинория и Андыгенско-Кичикалайского антиклинория. В их строении участвуют все сформированные ранее покровы. В это же время образуются и секущие надвиги. В конце S_{2m2} формы рельефа в зоне покровов были довольно энергичные, о чем говорят кунякульские и шанкольские конгломераты, причем максимальные высоты были заняты верхним, вулканогенным, покровом. Но поскольку осадкообразование на верхних покровах в Талдыкской синклинали возобновилось сразу же или даже несколько ранее окончания формирования южных надвигов, следует думать, что поднятия не играли в этом процессе первоочередной роли. Главными факторами должны быть боковое сжатие и «впячивание» земной коры, допускающие неоднократное наложение 2—4-километровых толщ друг на друга без создания высокогорного рельефа.

Интересно было бы оценить энергию рельефа морского дна в передовом бассейне. Намечаются два крайних варианта решения этого вопроса. Поскольку движение всей толщи покровов, достигающей по мощности 5—6 км, а возможно и более, не вызывало возникновения высокогорного рельефа, можно предположить, что она соскальзывала во впадину, глубина которой была соизмерима с этими величинами. В таком случае толубайская свита, отлагающаяся перед фронтом надвига, должна была бы нести черты глубоководных осадков, а в движении пакета покровов можно предполагать существенное участие гравитационных сил. По другому варианту решения «впячивание» и погружение автотона идут одновременно с надвиганием аллохтонных масс, как бы компенсируя увеличение мощностей земной коры. В этом случае главная роль в процессе надвигания должна принадлежать горизонтальному сжатию земной коры и допустима мелководность бассейна перед фронтом надвига. Состав толубайской свиты говорит скорее в пользу второго варианта решения затронутого вопроса, хотя наличие в ней крупных оползневых глыб (Черенков, 1964; Кухтиков, 1969) указывает на то, что уступы рельефа перед фронтом надвига местами были довольно значительны.

Гипотеза односторонних покровов с севера предполагает иное первичное расположение наблюдаемых ныне фациальных зон среднего палеозоя. С точки зрения этой гипотезы зона зеленых сланцев, расположенная вдоль Южно-Ферганского разлома, включала также и зеленые сланцы Талдыка—Киргиз-Аты, являвшиеся ее краевой, южной частью. К югу от этой зоны располагалась довольно широкая полоса развития вулканогенных толщ, южная часть которой находится ныне на южном крыле Охнинско-Талдыкского синклинория. Южнее протягивалась зона доломитово-известняковых разрезов, давших в современной структуре внутренние массивы. К югу от нее располагались сокращенные разрезы, а за ними зона известняковых осадков, образовавших современные внешние массивы. Еще южнее формировались снова сокращенные разрезы. Поле известняково-доломитовых толщ, включающее на севере Каузанский выступ, а на юге всю площадь Андыгенско-Кичикалайского антиклинория, ограничивало с юга область распространения южно-ферганских покровов.

Если принять указанное первичное расположение формационных типов разрезов среднего палеозоя, то вопрос о переходных разрезах следует решать в духе схемы, предложенной Арнольдом Геймом для гельветских покровов Альп. Разрезы южной части перекрывающего покрова надо сопоставлять с разрезами северной части покрова подстилающего. Так, например, вулканогенные толщи южного крыла Талдыкского синклинория следует сопоставлять не непосредственно с под-

стиляющими известняками Актур, а с тыловыми, северными частями покрова внутренних массивов, т. е. с разрезом известняков Улуг-Тау — Тайлибельташа. С точки зрения гипотезы односторонних покровов, пришедших с севера, бессмысленно искать переход известняков Гупукана в расположенные южнее эффузивы, так как эти эффузивы должны были залегать севернее.

Итак, мы рассмотрели процесс образования раннегерцинской структуры северных склонов Алая с позиций гипотезы односторонних покровов с севера. Мы убедились, что эта гипотеза находит подтверждение:

1) в структурных особенностях района и прежде всего в особенностях покровных структур в областях замыкания антиклинорий и синклинорий;

2) в геофизических материалах, указывающих на значительное распространение известняковых толщ под надвинутыми на них сланцами или эффузивами (Охна, Чаувай и др.);

3) в исключительном сходстве и симметричном расположении различных типов разрезов среднего палеозоя, развитых на крыльях структур 1-го порядка;

4) в возрастной последовательности формирования надвиговых структур;

5) в едва намечающихся признаках появления переходных разрезов, позволяющих сопоставлять их в духе гипотезы односторонних покровов.

Гипотеза рассмотрена на примере предгорий Алая, но легко убедиться, что она приложима и к северо-восточному обрамлению Юж. Ферганы. Раннегерцинскую структуру этого района проще всего представить, допустив доскладчатое надвигание с запада, от границы Юж. и Среднего Тянь-Шаня, на известняковые массивы Баубашаты — Кызкуртана по крайней мере двух покровов: вулканогенно-терригенного (сокращенного) Сересуйского и метаморфизованного Майлсуйского. Последующее смятие их в складки, резко погружающиеся к западу, создало основные черты современной структуры. Можно ожидать, что и карбонатные толщи Баубашаты надвинуты на восточнее расположенные сланцевые толщи, в которых по аналогии с Алаем должны присутствовать сокращенные разрезы среднего палеозоя. Подобную же картину можно видеть и в южном крыле Зинданского, также погружающегося к западу, синклинория. Своеобразие структур этих районов, выражающееся в резких горизонтальных(?) изгибах различных в формационном отношении чешуй-покровов, связано, вероятно, с движениями по Таласо-Ферганскому разлому. Двумя односторонними, движущимися с севера, от северной границы Юж. Тянь-Шаня, покровами можно объяснить также структуры Джангджирского и Тамдытауского синклинорий. Мы затрудняемся пока приложить гипотезу односторонних покровов к синклинорной зоне Чимтарги и Вост. Алая (Терекдаванский синклинорий), но замыкания и этих структур ей не противоречат.

Все вышеизложенное показывает жизнеспособность гипотезы односторонних покровов и возможность ее применения для объяснения особенностей строения ряда синклинорных структур, созданных первыми фазами складчатости. Какие же данные можно привести против этой гипотезы?

Надо сказать, что прямых фактов, совершенно не укладывающихся в эту концепцию, нет. Можно лишь подвергнуть сомнению некоторые материалы, положенные в ее основу. Например, соотношения охинских известняков с окружающими их сокращенными разрезами трактуются В. Б. Горняковым и ранее оценивались многими геологами как

естественные и осложненные лишь локальными взбросами. Но следует заметить, что и в случае автохтонности охнинских известняков концепция односторонних покровов не будет разрушена полностью.

Можно высказать сомнения в правильности расшифровки структур сланцевых толщ, облекающих погружающиеся антиклинали автохтона, но это будут только сомнения, а не факты. Можно указать на слишком крутые положения шарниров на замыканиях крупных складчатых структур, но это явление может получить различные объяснения. Можно и нужно продолжать поиски переходных разрезов между соприкасающимися покровами, но надежных данных о их существовании пока не получено. Можно спросить: почему почти все надвиги имеют чаще всего крутые ($45-60^\circ$ и круче) углы падения поверхностей скольжения, а пологие их залегания встречаются сравнительно редко? Но нетрудно заметить, что столь же редко встречаются пологие залегания пластов среднего палеозоя. Все, что было до складчатости горизонтальным, ныне занимает крутое положение, и поверхности предокладчатых надвигов не могут быть исключением и т. д.

Нет, современные фактические материалы не могут разрушить гипотезу односторонних покровов с севера. Ее могли бы разрушить только данные геофизики или глубокого бурения о наличии глубоких корней у эффузивов и гипербазитов осевой зоны Охнинско-Талдыкского синклинория, об отсутствии на глубине известняков в этой зоне.

Искать и развивать другие гипотезы заставляют общие соображения и трудности понимания механизма формирования односторонних покровов, перемещавшихся на большие расстояния. Действительно, сближение зоны Южно-Ферганского разлома и поля развития алайских разрезов в варианте односторонних покровов может быть оценено суммированием их амплитуд. На междуречье Чиле — Акбура амплитуда перемещения метаморфизованного (Канского) покрова составит не менее 25 км, вулканогенного (Киргизатипского) — 25 км, доломитово-известнякового (Гупуканского) — 15 км, сокращенного (Биданинского) — 10 км, известнякового (Актурского) — 25 км и сокращенного (Чаувайского) — 40—45 км. Это дает не менее 140 км общего сокращения земной коры в зоне южно-ферганских покровов, не считая последующей складчатости.

Особенно трудно представить, как поддвигающиеся под покров массы отслаивают и вталкивают в глубь земли бывшее естественное основание покрова, как затем они сами подсекаются следующим надвигом-поддвигом и их основание тоже оттесняется куда-то в глубь земли, причем это не сопровождается значительными поднятиями рельефа. Неизбежно напрашивается вывод о малой первичной мощности земной коры в зоне надвигов и о сравнительно незначительном поэтому ее утолщении, несмотря на сильное горизонтальное сокращение. Южно-Ферганский разлом вырисовывается с этой точки зрения не только как зона основного и ультраосновного магматизма, но и как зона «впячивания» горных пород на глубину и создания покровных структур на поверхности.

Но почему все-таки все синклинорные структуры в среднем палеозое Юж. Тянь-Шаня однитипны или по крайней мере имеют ряд общих черт: антивергентность, проявления основного и ультраосновного магматизма, наличие зеленых сланцев в осевой зоне? Далекое не у всех таких структур можно найти близко расположенную зону разломов, которую можно было бы принять за зону корней односторонних покровов. В Чимтаргинском синклинории в пределах крыльев широко развиты тонкие чешуйчатые структуры, нарушающие однитипный разрез. Похоже, что свойство антивергентности движений, направленных как бы от ядра синклинория, присуще самой этой структуре и не является

результатом ее формирования из серии покровов. Возникает вполне естественная мысль: надо искать корни надвигов ранних фаз складчатости не за пределами структуры, а в ней самой, в ее осевой зоне. Возникает, следовательно, необходимость рассмотреть условия образования этих разрывов с позиций гипотезы двусторонних надвигов. Необходимость эта диктуется также и тем обстоятельством, что мы не уверены в полной односторонности строения зоны Южно-Ферганского разлома.

Гипотеза двусторонних надвигов по крайней мере вдвое сокращает амплитуды перемещения по надвигам, и в этом, пожалуй, ее главное преимущество. По данной гипотезе все типы разрезов (за малыми исключениями) занимают сейчас то же положение относительно друг друга, что и при их образовании, хотя они и были сближены в процессе складчатости. Охинско-Талдыкский синклинорий в этом случае — длительно развивающаяся структура, намеченная еще в конце силура. Надвиги и покровы образовались на ее крыльях в результате сжатия и раздавливания раннего вулканогенного прогиба, имевшего симметричное (в первом приближении) чередование фациальных зон на крыльях. При отсутствии общего сжатия следовало бы ожидать явление растяжения пород в осевой зоне, но как раз здесь мы видим сильно сжатые породы или, во всяком случае, не видим никаких следов растяжения. Гравитационный механизм образования надвиговых структур на крыльях синклинория исключается как отсутствием площадей, с которых произошло сползание, так и довольно крутыми постоянными падениями поверхности надвигов к оси синклинория. Здесь можно допустить лишь второстепенную роль гравитации, облегчающей местами скольжение надвигающихся пакетов или их частей. Активными в такой обстановке могли быть только лежащие крылья разрывов, и надвиги предстают перед нами как поддвиговые структуры, у которых лежащие крылья погружаются, вдавливаются с обеих сторон под осевую зону синклинория.

Условия образования поддвигов в общем близки к условиям, рассмотренным выше с позиций гипотезы односторонних покровов. Но в данном случае можно думать, что географическая обстановка отвечала формированию центрального островного поднятия, возникающего в осевой зоне синклинория, и последующему его разрастанию за счет подпирающих поддвигов. В Охинско-Талдыкском синклинории процесс этот начался в D_3 — C_1 и продолжался до конца C_2 с некоторым запаздыванием формирования надвигов южного крыла по отношению к симметричным структурам северного. В позднемосковском веке восточная часть поднятия уже покрылась водами морского бассейна, тогда как в западной еще сохранялся положительный рельеф и завершалось формирование Андыгенского надвига. В Араванском синклинории и в зоне Южно-Ферганского разлома надвиги формировались раньше: краевые — в конце палеозоя, а центральные, может быть, еще раньше. Подобная же картина — завершение раннего надвигообразования на флангах структуры в основном в среднем карбоне при более раннем формировании приосевых разрывов — наблюдается в Келематинском, Терекдаванском, Чимтаргинском, Джангджирском синклинориях.

Гипотеза двусторонних надвигов подкупает относительно небольшими, обычно измеряющимися первыми километрами и редко достигающими 20 км, амплитудами горизонтальных перекрытий; подкупает закономерными связями осадкообразования, структурообразования, магматизма и метаморфизма. Но вместе с тем эта гипотеза наталкивается на ряд трудностей.

Так, например, в нее плохо укладывается покровное строение районов замыкания крупных структур. Создается впечатление, что здесь

присутствуют или односторонние покровы, или многосторонние, направленные не только вкрест, но и по простиранию надвигов. Придерживаясь гипотезы выжимания надвиговых пакетов из ядра синклинория, мы должны принять их движение во все стороны от этого ядра и надвигание на антиклинальные структуры также со всех сторон, в том числе и по простиранию. В условиях общего сжатия земной коры напряжения, направленные по простиранию структур, несомненно существуют, и такое объяснение может примирить рассматриваемую гипотезу со своеобразием структур на замыканиях. Плохо то, что «замыкания» структур на картах вызываются порой не столько погружением или воздыманием шарниров, сколько глубиной эрозионного вреза, формами рельефа, а черты покровной тектоники все же сохраняются.

Приверженцу гипотезы двусторонних надвигов приходится мириться с тем, что поддвигающиеся под ядро синклинория с обеих сторон сходные по типу разрезов массивы почти смыкаются близ его ядерной части. Так, между алайскими толщами Оджальвесской антиклинали и прослеженными геофизиками под чаувайскими сланцами карбонатными толщами Каузанской антиклинали остается всего 3—4 км и из этой зоны нужно «выжать» сланцевые толщи на 8 км к северу и почти на 20 км к югу. Трудны для объяснения с позиций двусторонних надвигов черты поразительного сходства разрезов, расположенных на разных крыльях синклинория, трудны бывают и палеогеографические построения.

Автор данной работы длительное время отдавал предпочтение гипотезе двусторонних надвигов (Поршняков, 1960, 1962), не считает ее и сейчас потерявшей свою силу, но вынужден признать, что все труднее становится защищать эту гипотезу от нападков сторонников покровного варианта.

Разрывы позднегерцинские

В данную группу объединены разрывы орогенического этапа и этапа поздних гранитоидов. Они затрагивают породы верхнепалеозойского структурного яруса (орогенический комплекс) и обычно не пересекают пород мезо-кайнозоя.

Гипотетические разрывы заложения и развития поздних геосинклинальных прогибов. Идея о конседиментационных разломах, ограничивающих формирующиеся позднепалеозойские прогибы Карачатыра и Сурметаша, была высказана Н. М. Синицыным (1960) и сопровождалась указанием на наличие также и трансгрессивных контактов верхнего палеозоя на границах этих прогибов.

Разрыв, проходящий по южной границе верхнепалеозойских толщ Карачатырской зоны, прослеживается на участке Исфара — Анаварсай. Восточнее, уже в районе рудопоявления Сарыташ, можно видеть трансгрессивное налегание конгломератов верхнего палеозоя на эффузивы, разлом уходит внутрь среднепалеозойских толщ. На всем протяжении этого (Северо-Катранского) разлома в его южном крыле обнажаются силурийские сланцы, а в северном — терригенные породы верхнего карбона. На участке Исфара — Баткент, по данным детальной съемки В. Н. Сергеева, проведенной в 1964 г., этот разрыв представляет собой пологий, секущий крутостоящие пласты надвиг верхнего карбона к югу на силур с амплитудой перекрытия (в пределах эрозионного вреза) около 1 км. Вряд ли ему можно приписывать свойства конседиментационного разрыва.

Восточнее, на междуречье Сох — Шаматалы, В. Б. Горяновым окартированы сложные контуры этого разрыва, показывающие, что клинья силурийских сланцев глубоко проникают в поле развития от-

ложений верхнего палеозоя, не считаясь с его структурой. Вполне возможно сохранение здесь надвигового характера разрыва, причем трансгрессивно лежащиеся породы мела на правобережье Сюгета показывают, что «возрождения» подвижек по этому разлому в альпийском цикле не было. К востоку от Шаматалы-сая рассматриваемый контакт крут и прямолинеен. Характер перемещения по этому разрыву точно не установлен, но похоже, что здесь, наоборот, силур взброшен на S_3 . Предполагаемого длительно живущего «разрыва заложения» установить не удается.

Не менее трудно обнаружить разломы заложения Сурметашского позднепалеозойского прогиба. Осадкообразование в этой зоне продолжалось со среднего палеозоя, и прогиб обособился в результате поднятий зоны Высоких предгорий Алая, Зеравшанской зоны и в меньшей степени Вост. Алая. Судя по фациям верхнепалеозойских отложений, северное ограничение прогиба, по крайней мере на участке Сурметаш—Гульча, было довольно резким и прогиб в целом представлялся структурой линейной, но какова роль конседиментационных разломов в его становлении, сказать трудно. Если мы начнем рассматривать конкретные разрывы, ограничивающие с севера верхний палеозой этой зоны, то убедимся только в более молодом их возрасте. Более древние смещения могут оцениваться лишь как вероятные по резкому различию мощностей и полноты разрезов верхнего палеозоя к северу и югу от северной границы зоны. Предположительно конседиментационный верхнепалеозойский разлом может быть намечен близ осевой линии Кульгеджелинского антиклинория, так как мощности и фация Pz_3 к северу и югу от нее резко различны. Но остается неясным, были ли во всех приведенных случаях это собственно разрывы или флексуры либо просто склоны поднятий.

Пластовые и близкие к пластовым надвиги и шарьяжи поздних фаз складчатости. Позднегерцинские пластовые надвиги и шарьяжи в Юж. Тянь-Шане — явление сравнительно редкое. К их числу относится, например, Сарычашминский покров, прослеженный от р. Урта-Чашма до р. Аугул (Сохский) на протяжении 70 км и уходящий далее на восток. Налегание доломитов живетского яруса на терригенные толщи верхнего палеозоя было обнаружено здесь еще в 1948 г. Тогда предлагались три варианта объяснения этой структуры: 1) антиклинальная складка, опрокинута на север (К. Я. Михайлов); 2) антиклинальная складка, опрокинута к югу (Д. П. Резвой); 3) двусторонний надвиг доломитов хр. Сары-Чашма на север и на юг (Г. С. Поршняков).

Материалы, полученные в шестидесятых годах Г. С. Бискэ для бассейна р. Каравшин (см. рис. 52), С. Н. Баногиным и Г. С. Поршняковым для бассейна Соха, позволяют отвергнуть варианты опрокинутого залегания пород и предложить идею двойного одностороннего покрова в качестве наиболее вероятного объяснения наблюдаемых соотношений.

Нижний, автохтонный (?), разрез палеозоя этой подзоны (рис. 50) содержит гентакулитовые сланцы девона, согласно перекрытые слонистыми маломощными известняками намюра — среднего карбона и мощной толщей терригенных пород среднего, а местами и верхнего карбона. В верхней части позднепалеозойской толщи, которая залегает, судя по ритмам и иероглифам, нормально, присутствуют обломки и глыбы известняков девона — нижнего карбона, захороненные во флишидно-молассовой толще.

Выше залегает Аугульский покров, образованный крупными линзовидными телами светлых известняков, очень сложно дислоцированных, а местами полностью выклинивающихся или распадающихся на серии глыб (Черенков, 1964). В основании покрова обычно заметна тонкая зона растертых сланцев. Вместе с тем поверхность основания часто

неровная, с резкими переломами, которые не удается связать с последующими подвижками по секущим разломам. К Аугульскому покрову относятся известняки, обнажающиеся в среднем течении р. Аугул, в Алтын-Джилге, на правом берегу Рауга, Нурлоу, розовые известняки Джиптыка. Крайним западным выходом их можно считать пласт светлых известняков в основании экзотического массивчика, сохранившие-

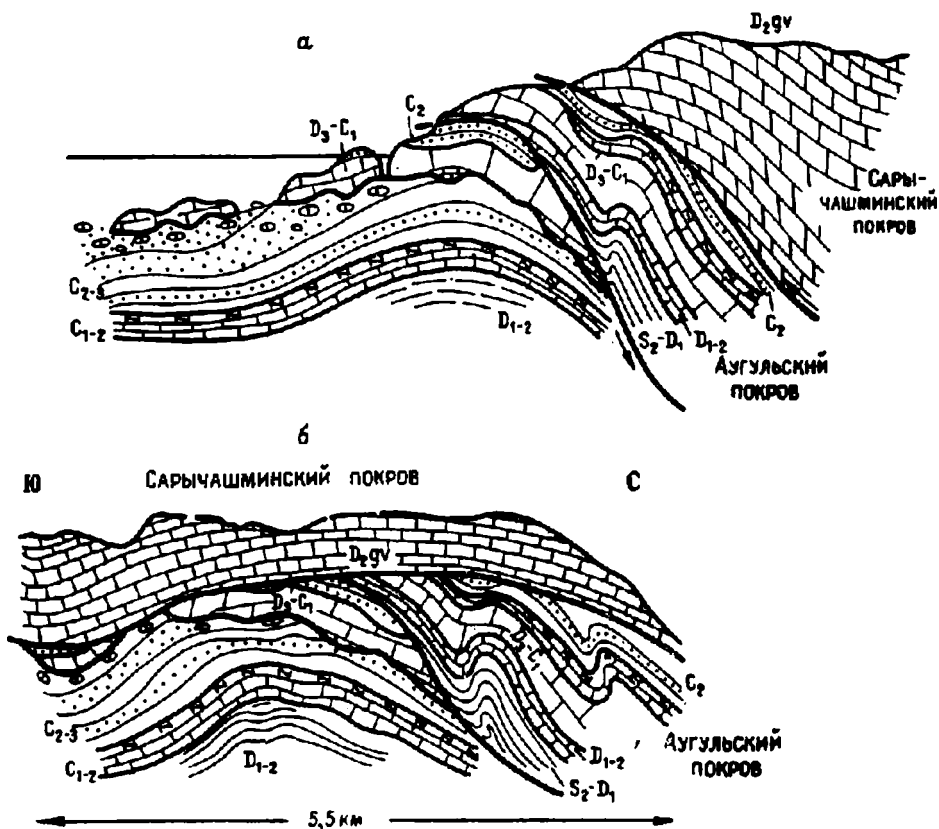


Рис. 50. Реставрация одной из начальных стадий формирования покровной структуры (а) и схематизированный разрез современной структуры междуречья Аугул—Кочкарчи (б).

гося на водоразделе Каравшин—Урта-Чашма (рис. 51). Обычно в этих известняках присутствует фауна нижнего карбона, но в наиболее полном разрезе по Аугулу установлен известняковый разрез сокращенного типа, включающий породы от нижнего девона до намюра включительно и терригенную пачку среднего карбона в кровле. Разрез этот непостоянен по причине несогласного налегания песчаников C_2 и довольно резкого местами притыкания пластов к подошве покрова. Общая его мощность меняется от 0 до 300 м. Представляется возможным относить Аугульский покров к типу тонких пластинчатых покровов, формирующихся при участии гравитационных сил.

На Аугульский покров, а иногда непосредственно на верхнепалеозойские толщи автохтона налегают серые слоистые доломиты живетского яруса до 1,5 км мощностью. Глубокие поперечные долины позволяют наблюдать аллохтонное положение доломитовых толщ, слагающих муьды синклинальных структур и сохранившихся иногда только в виде экзотических массивов на водораздельных гребнях. Поверхность

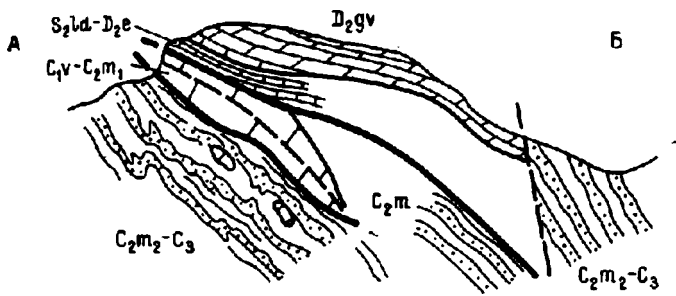
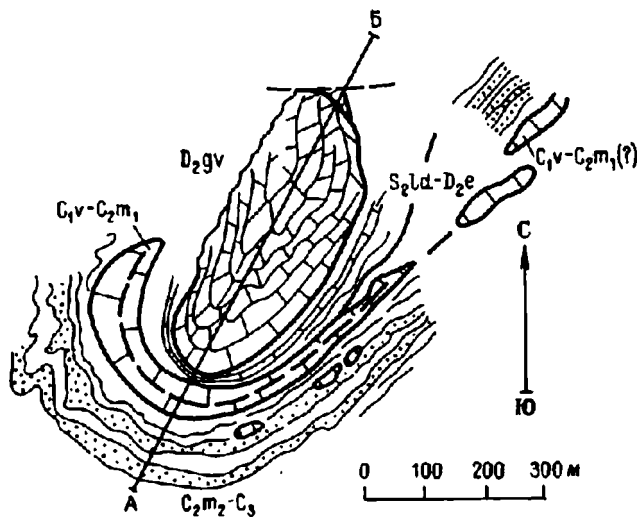


Рис. 51. Экзотический массив западного окончания Сарычашминского покрова на водоразделе Каравшин — Урта-Чашма (по Г. С. Бискэ, 1966 г.).

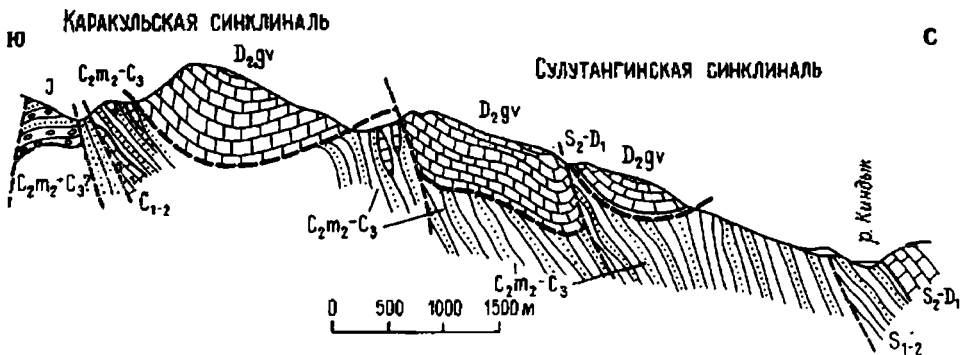


Рис. 52. Разрез Сарычашминского покрова на правом водоразделе р. Каравшин (по Г. С. Бискэ, 1966 г.).

надвига почти параллельна пластам окружающих пород или срезает их под острым углом. По наблюдениям Г. С. Бискэ, в основании живетских доломитов иногда присутствуют тентакулитовые сланцы нижнего девона (рис. 52), что свидетельствует в пользу нормального залегания надвинутых масс. Таким образом, палеозойский разрез Аугульской подзоны вздвоен или утроен, причем главный надвиг (Сарычашминский покров) сложен породами, тождественными алайскому типу разрезов зоны Высоких предгорий Алая. Ширина зоны перекрытия достигает 5—6 км, местами, возможно, больше.

Восточное продолжение южной границы Сарычашминского покрова можно видеть в верховьях Гаумыша, на Коксу, Тенгизбае и далее на восток вплоть до Джиптыжа южного. Судя по наличию к югу от этой линии среднего палеозоя иных типов, нежели сарычашминские, широкому развитию пород алайского типа севернее и преобладающему падению поверхности надвигов к северу, именно там, на севере, следует искать корни рассматриваемых покровов. Сарычашминский покров в этом случае будет как бы продолжать волну южно-ферганских надвигов.

Время образования надвигов Аугульской подзоны должно быть несколько более поздним, нежели надвигов зоны Высоких предгорий Алая, ибо в автохтонных толщах здесь местами присутствует верхний карбон (Сары-Бель, Урта-Чашма). Позднегерцинские надвиги Сурметашской зоны это по существу последние проявления надвигов первых фаз складчатости. Не следует смешивать Сарычашминский и Аугульский покровы с Ходжаачканским альпийским надвигом, которому Д. П. Резвой приписывал верхнепалеозойский возраст заложения.

К пластовым позднегерцинским надвигам следует, по-видимому, отнести Гузанский надвиг. В горах Гузан на верхнем палеозое Карачатурского прогиба почти согласно лежит изолированный массив темных слоистых живетско-верхнедевонских доломитов. Породы этого массива на восточном его замыкании образуют ядро пологой синклинали (геометрически) складки и подстилаются линзовидным телом светлых известняков с фораминиферами среднего карбона (вершина Восточная). Ниже залегают песчаники и конгломераты S_{2-3} . Следы скольжения наблюдаются как в основании доломитов, так и под светлыми известняками. К северу от Гузанского карбонатного массива в толще Pz_3 фиксируются опрокинутые южные падения, что наводит на мысль о возможном образовании Гузанского надвига из сложной опрокинутой к северу или даже перевернутой антиклинальной складки, но вопрос о нормальности или опрокинутости терригенных толщ, залегающих непосредственно под массивом, пока не решен.

Интересную серию позднегерцинских тектонических чешуй выявил за последние годы А. В. Яговкин в Вост. Алае близ границы Сурметашского прогиба с Терекдаванским позднепалеозойским поднятием (см. рис. 31). В этих чешуях участвуют сокращенные разрезы среднего и верхнего палеозоя общей мощностью всего несколько сотен метров. Чешуи сформированы почти пластовыми надвигами (плоскости срыва проходили по граптолитовым сланцам силура), падают к ядерной части Терекдаванского синклинория и в плане образуют крупную дугу, соответствующую центриклинальному его замыканию. В восточной части этой дуги известен Сийдамский разрыв, по которому зеленые сланцы верхний р. Савоярды надвинуты на юго-восток на песчаники нижней перми.

К числу пластовых позднегерцинских надвигов должен, нам кажется, принадлежать также разлом, отделяющий яссинские разрезы верхнего палеозоя от кугартских. Поверхность его почти согласно облекает северо-западную периклинали Яссинского антиклинория.

В позднегерцинских пластовых надвигах яснее, чем в раннегерцинских, выступает тенденция «движения масс» от поднятия к прогибу, но и эти надвиги нельзя считать гравитационными, ибо опять-таки совершенно отсутствуют площади, с которых могли бы сползти надвинутые массы, и нет никаких следов растяжения пород в тыловых частях структур.

Секущие позднегерцинские надвиги. Нам известен пока только один пример такого разрыва. Это Карабакский надвиг, расшифрованный О. И. Кимом и В. В. Сергеевым в районе к югу от г. Исфара (1960—1964 гг.). Южное крыло крутой, погружающейся к востоку Карабакской антиклинали на участке Карабак — Баткент, оказалось подрезанным пологой плоскостью скольжения, по которой верхнекарбоновые песчаники, слагающие крылья и периклиналь этой складки, надвинуты к югу на граптолитовые сланцы. Современные долины прорезали поверхность надвига, в результате чего на водоразделах сохранились изолированные или полуизолированные массивчики почти вертикально залегающих пластов верхнего карбона. Зафиксированная на геологической карте амплитуда перекрытия несколько превышает 1 км. Интересно отметить, что перемещение по этому надвику направлено из верхнепалеозойского прогиба и что позднегерцинский секущий надвиг, вероятно, нарушает более ранний пластовый надвиг силура на верхний палеозой, направленный в противоположную сторону. По-видимому, секущий надвиг формировался после образования складчатой структуры и инверсии позднепалеозойского прогиба.

Крутопадающие разрывы этапа гранитоидов и оруденения. Позднегерцинская складчатость развивалась в Тянь-Шане в условиях уже довольно разнообразных физических свойств различных участков земной коры. Здесь были зоны раннегерцинской складчатости, не затронутые или почти не затронутые последующим прогибанием и осадконакоплением (зона Высоких предгорий, Зеравшанская, Терекдаванская, Баубашатинская и др.); были зоны ранней складчатости, перекрытые мощными несогласно лежащими толщами верхнего палеозоя (Карачатырская, Турдукская); были, наконец, зоны, в которых ранние фазы складчатости почти не проявились и в позднем палеозое шло интенсивное осадкообразование (Сурметашская). Естественно, что на позднегерцинские движения все эти зоны реагировали по-разному. Н. М. Сицицын (1949, 1960) предположил, что складкообразование в позднепалеозойских прогибах сопровождалось в соседних поднятиях крутыми расколами. Трудно установить точно последовательность геологических событий на поздних этапах герцинского цикла, когда прекратилось осадкообразование и наиболее надежный, биостратиграфический, метод геохронологии использовать нельзя. Но современные материалы позволяют предположить, что собственно складкообразование в позднепалеозойских прогибах сопровождалось надвигами, а крутые секущие расколы несколько запаздывали и формировались в основном после внедрения гранитоидов или вместе с ними.

История тектонических движений, сопровождавших внедрение гранитоидных масс, а затем многофазных щелочных плутонов, несомненно, сложна. И неудивительно, что в рассматриваемую группу разрывных нарушений включены разнородные и неодновременно формировавшиеся структуры. Среди них выделяются по крайней мере четыре вида разрывов: 1) продольные взбросы и взбросо-сдвиги, 2) диагональные взбросо-сдвиги, 3) гипотетический глубинный разлом зоны внедрения гранитоидных интрузий, 4) раздвиги.

Продольные или почти продольные позднегерцинские взбросы и взбросо-сдвиги. К ним относятся Каравашинский, Шивалинский, Акташский, Южно-Арпалыкский разломы и некоторые другие.

Каравшинский разлом (см. рис. 25, 27 и 56) отделяет Андыгенский антиклинорий от Даудинского синклинория. Он прослежен на протяжении более 100 км от ур. Тюя-Джайляу на западе до р. Сох, уходя далее на восток в сплошные толщи алайского типа разрезов Pz_2 . В плане разлом почти прямолинеен, поверхность его круто, под углами $70-80^\circ$, падает к югу. На прослеженном участке разлом разделяет различные типы разрезов среднего палеозоя, а в районе пер. Упоным счет и верхнепалеозойские ($C_3-P_1?$) конгломераты. Разлом сопровождается значительной зоной растертых пород и ясно выражен в рельефе. Характерно продольное положение разрыва по отношению к структурам его южного крыла, тогда как складки северного, дугообразно изогнутые, Каравшинским разломом резко обрезаются. Он является позднегерцинским взбросом или взбросо-сдвигом, по которому поднято (?) южное крыло. Резкое увеличение мощности пород S_2-D_2 в этом крыле допускает предположение о более древнем его заложении, как думает М. М. Кухтиков (1969), принимающий данный разрыв за северную границу Сурметашской тектонической зоны. Однако сохранившиеся местами в южном крыле разлома отложения позднего палеозоя имеют малую мощность и ложатся резко несогласно, что указывает на более южное положение границы Сурметашского прогиба на этом участке. Вполне возможно, что Каравшинский разлом лишь осложняет надвиговые соотношения алайских и даудинских толщ, сложившиеся при раннегерцинском складкообразовании. В зоне разлома, но еще чаще и оперяющих его мелких нарушениях встречаются проявления ртутного оруденения.

Шивалинский разлом (см. рис. 18, 25, 26), ограничивающий с юга хайдарканские структуры, прослеживается от р. Исфара до Шахимардана (около 100 км) и, вероятно, далее в обе стороны. Разлом прямолинеен, поверхность его круто падает к северу, северное крыло поднято на несколько тысяч метров. В нем обнажаются автохтонные известняково-доломитовые толщи, поднятые из-под надвинутых на них покровов южного крыла Охнинско-Талдыкского синклинория. Местами разлом обновлен альпийскими также взбросового типа подвижками, но гораздо меньших амплитуд. Сурмяно-ртутное оруденение на значительном протяжении сопутствует Шивалинскому разлому, располагаясь в пределах его северного крыла.

Акташский разлом, прослеженный в 50-х годах поисковыми работами И. Л. Вержкина, является восточным продолжением Шивалинского. Он протягивается от бассейна р. Аустан до северных склонов хр. Актур (около 80 км). Разлом круто, под углами $60-80^\circ$, падает к северу, в плане прямолинеен. В бассейне р. Аустан этот разлом пересекает и на несколько сотен метров смещает раннегерцинские пластовые надвиги (см. рис. 18, 37, 38). Здесь между двумя ветвями Акташского разлома поднят синклинальный блок автохтона.

Восточнее Акташский разлом разграничивает вулканогенные и известняковые разрезы среднего палеозоя. Внешне же он выглядит как взброс силура вулканогенных толщ на нижний — средний карбон известняковых. В бассейне Чугама этот разрыв сечет конгломераты Pz_3 , причем видно, что поднятым крылом является северное. Близ зоны разлома располагаются участки ртутной, сурьмяной и полиметаллической минерализации.

Очень близки по типу к восточной части Акташского разлома Ходжагаирский и Улугтауский разломы. Оба они почти вертикальны и осложняют раннегерцинские надвиги вулканогенных толщ на карбонатные, довольно близко с ними совпадая. В районе обоих фиксируется ртутная минерализация.

Южно-Арпалыкский разлом (см. рис. 15, 16) проходит вдоль Каузаевского антиклинория. На южном склоне Арпалыка он вертикален, южное крыло опущено не менее чем на 1 км. К западу от Акташа (Ходжагаирского) переходит на северное крыло Каранглинской антиклинали. К востоку от Исфайрама уходит на северный склон хр. Боорды. Позднегерцинские взбросы Тура-Кыра и Ашкавагоя, имеющие также опущенные южные крылья, лежат на его восточном продолжении. Разлом смещает поверхность Чаувайского раннегерцинского надвига, но не нарушает мезозойской денудационной поверхности. Серия оперяющих его нарушений несет сурьмяно-ртутное оруденение.

На Чаувае есть и другие почти продольные крутые разломы, секущие среднекарбонный надвиг и сопровождаемые гидротермальной минерализацией. Такой разлом с поднятым северным крылом фиксируется, например, в русле оврага Чальтан. К этому же типу разрывов следует отнести почти продольный рудный разрыв Кадамджая (см. рис. 16), по которому поднято южное крыло.

Все продольные позднегерцинские разломы Туркестано-Алая, следовательно, почти сохраняют общий план расположения раннегерцинских структур. Все они круты, имеют почти широтные простирания, секут раннегерцинские надвиги и местами породы позднего палеозоя. Поскольку в ряде пунктов зафиксировано, что они не смещают древних денудационных поверхностей, на которых залегают породы мезозоя, можно думать, что время их образования должно относиться к перми. К сожалению, не удается наблюдать соотношения данных разрывов с гранитоидными интрузиями. На карте они ведут себя совершенно независимо, хотя проходят близко от штоков гранодиоритов.

Очень трудно судить о наличии или отсутствии сдвиговых перемещений по продольным разрывам. Некоторые признаки (прямолинейность; срезание дугообразных складок, развитых только в одном крыле; резкие изменения амплитуд; горизонтальные борозды скольжения) указывают, что такие смещения весьма вероятны.

Более определенные данные о сдвиговых позднегерцинских смещениях имеются для некоторых разломов Вост. и Сев.-Вост. Ферганы, но эти разломы хотя и являются почти широтными, уже мало «считаются» с резкими изгибами простираний палеозойских пород района. Речь идет о Караултауском, Кугартском, Шайданском (Алашском) и других менее крупных сдвигах или взбросо-сдвигах.

По разлому, отделяющему горки Караултау и Монактау от Чиль-Майрама и Чиль-Устунa, раннегерцинские тектонические чешуи оказались смещенными почти на 12 км, что могло быть вызвано правым сдвигом. В результате на южном склоне Караултау пришли в соприкосновение структуры резко различных простираний. Альпийских смещений по этому разлому не установлено, но не обнаружены пока и проявления гидротермальной минерализации.

По Кугартскому сдвигу, или зоне сдвигов, судя по карте Н. В. Иванова, составленной в 1958 г., внешняя граница разрезов Ясинской зоны (Кугартский надвиг) оказалась смещенной левосторонним движением почти на 20 км. Вертикальными движениями подобный эффект мог быть достигнут только при столь же больших перекрытиях по Кугартскому надвигу, что маловероятно. Рудопроявлений в зоне сдвига пока не обнаружено.

По Шайданскому разлому, ограничивающему с севера хр. Алаш, возможно, происходили сдвиговые правосторонние смещения на величину порядка 20 км, ибо известняковые массивы Алаша можно рассматривать как часть южного крыла Баубашатинской антиклинорной структуры, перемещенную на запад до соприкосновения с метаморфическими сланцами майлисуьской серии. В зоне разлома отмечается

только гематитизация, но поблизости есть и ртутные рудопроявления. Разлом сечет раннегерцинские надвиги, вероятно, был активен и в альпийском цикле. Мелкие взбросо-сдвиги подобного типа выявлены в последнее время в бассейнах рек Майлису, Куровес, Турасу.

Правые сдвиги Вост. Ферганы можно было бы связать с напряжениями, формировавшими Таласо-Ферганский разлом и общий изгиб простираций палеозойских структур в этом районе, но Кугартский сдвиг с этой точки зрения непонятен.

Диагональные взбросо-сдвиги. Среди диагональных разрывов Туркестано-Алая крупные нарушения практически отсутствуют, но вместе с тем на многих участках зафиксировано большое количество мелких крутопадающих нарушений северо-восточного и северо-западного простираций. Происхождение и время образования этих разрывов различны. Часть их тесно связана с раннегерцинскими складками, изредка встречаются и альпийские диагональные нарушения. Среди позднегерцинских диагональных разрывов можно выделить разрывы, оперяющие продольные региональные нарушения и обычно не смещающие их. Но вместе с тем имеются диагональные разрывы, обладающие известной самостоятельностью, смещающие поверхности продольных позднегерцинских нарушений. Очевидно, процесс образования разрывов в перми — начале триаса был довольно сложным, с неоднократным возникновением новых трещин и залечиванием или возобновлением старых. Поскольку с диагональными разрывами часто связана гидротермальная рудная минерализация, их изучали многие геологи (В. И. Смирнов, В. А. Невский, В. П. Федорчук, Н. А. Никифоров, В. Т. Сургай и др.), выявившие ряд интересных закономерностей в расположении и развитии этих разрывов на отдельных месторождениях. Региональные же закономерности в распределении диагональных нарушений еще ждут своего исследователя. Пока мы можем отметить лишь следующие эмпирически выявленные их особенности:

1. Диагональные разрывы распределены неравномерно, образуют группы с развитием на одних участках разрывов северо-восточных, на других северо-западных простираций.

2. Преобладающим направлением диагональных позднегерцинских нарушений в Туркестано-Алае будет северо-восточное.

3. Для северо-восточных разрывов при широтном простирании структур преобладающей формой перемещения будет левый сдвиг, для разрывов северо-западных простираций — правый сдвиг. В Вост. Алае, где простираение структур почти меридиональное, картина меняется на обратную. Иногда встречаются прямопротивоположные смещения у соседних и параллельных разрывов.

4. Борозды скольжения на плоскостях диагональных разрывов очень часто горизонтальные, иногда наблюдаются смещения вертикальных поверхностей. Обычные амплитуды горизонтальных перемещений — десятки или первые сотни метров. Наиболее крупный правый сдвиг северо-западного простираения с амплитудой до 7 км пересекает Актурскую моноκлиналь в верховьях р. Гурмандон.

5. Характер гидротермальной минерализации позднегерцинских взбросо-сдвигов зависит от типа разрезов вмещающих пород. В разрезах известняково-доломитовых (алайских) преобладает окварцевание, реже кальцитизация или доломитизация; в известняковых разрезах актурского подтипа — кальцитизация или доломитизация, реже окварцевание; в вулканогенных толщах — анкеритизация, реже кальцитизация или окварцевание и т. д.

Гипотетический глубинный разлом зоны внедрения гранитоидных интрузий. Он может быть намечен по диагональному к складчатым структурам направлению от Каратегина к Кичик-Алаю и далее на севе-

ро-восток до р. Гульча или даже до Чон-Казыка. Под осевой частью Туркестанского хребта, возможно, располагалась вторая, менее протяженная, почти широтная зона глубинных нарушений, примыкающая к первой в верховьях Ходжаачкана — Коксу.

Подобные глубинные разломы с цепочками интрузивных тел выделял А. В. Пейве (1945). Н. М. Сеницын (1960), отмечая зональное расположение интрузивных тел в Тянь-Шане, обращал внимание на отсутствие поверхностных разломов, с которыми можно было бы связать эти зоны, и предлагал говорить о них лишь как о «зонах интратектонической активности». И действительно, гранитоидные и щелочные плутоны Каратегинско-Кичикалайской зоны и зона в целом не обнаруживают никакой связи с наблюдаемыми здесь разломами. Позднепалеозойские интрузии секут раннегерцинские разломы, совершенно их не замечая, и, как правило, даже не соприкасаются с позднегерцинскими разломами или же обрезаются ими, сохраняя независимые очертания. Создается впечатление, что интрузивные массы гранитоидов сами пробивали дорогу в горных породах, решительно «отвергая» какую-либо помощь со стороны даже ближайших территориально и, вероятно, близких по возрасту разрывных структур. Естественно, что зона внедрения интрузий в целом не наследует ни зон среднепалеозойских, ни зон позднепалеозойских прогибов, т. е. указывает на появление в конце палеозоя новых, северо-восточных, направлений тектонической зональности. Широко распространенное представление о связи гранитоидных и щелочных массивов с разломами в Алае не получает фактических подтверждений.

Вместе с тем Каратегинско-Кичикалайская зона внедрения гранитоидов может быть прослежена не только по расположению поздних интрузивных тел, но и по развитию мелких северо-восточных позднегерцинских взбросо-сдвигов на ее крыльях и по диагонально ориентированным зонам гидротермальной минерализации на ее периферии.

Раздвиги. Если крупные гранитоидные и щелочные массивы Алая не обнаруживают связей с разрывными нарушениями, то этого нельзя сказать про мелкие дайки, образующиеся после внедрения плутонов. Вероятно, тектоническая обстановка после внедрения щелочных интрузий или в конце их внедрения существенно изменилась, появились зоны локального растяжения горных пород. Масштабы этих явлений не были значительными. Наиболее крупная зона развития даек сечет верхний палеозой между щелочными массивами Джуры-сая и Алаудина. В поперечном сечении зоны можно насчитать до 10—12 параллельных широтно вытянутых даек кератофиров и альбитофиров, протягивающихся по простиранию на расстояния до 8—10 км. При средней мощности дайки около 5—10 м можно оценить общий эффект растяжения пород на этом участке в 50—100 м. Подобные зоны параллельных даек наблюдаются также в верхнем палеозое Сурметашской синклинали и Кочкарчинской антиклинали. Единичные позднегерцинские дайки разнообразного состава встречаются как в верхнепалеозойском, так и в среднепалеозойском структурном ярусе.

Заканчивая обзор позднегерцинских разрывов, напомним:

1. Заложение позднегерцинских прогибов путем развития конседиментационных разломов не представляется явлением универсальным, разрывы эти обычно носят гипотетический характер.

2. На ранних этапах позднегерцинской складчатости формируются локальные близкие к пластовым надвиги и покровы. Секущие надвиги приурочены к более поздним этапам позднегерцинской складчатости.

3. Поздние этапы позднегерцинской складчатости характеризуются также образованием крутых продольных взбросов и взбросо-сдвигов

с сопутствующими им диагональными оперяющими разрывами. Они развиты главным образом в пределах позднегерцинских поднятий.

4. К завершающим герцинскую складчатость разрывам следует отнести локальные раздвиги и некоторые диагональные взбросо-сдвиги.

Разрывы киммерийские и альпийские

Среди мезозойских и кайнозойских разрывов Юж. Тянь-Шаня также можно различать разрывы заложения прогибов. Мы не имеем возможности рассматривать здесь эти разрывы. Отметим только, что в заложении Восточно-Ферганского юрского прогиба участвовал широко известный Таласо-Ферганский разлом, а в заложении мезо-кайнозойского прогиба Заалайского хребта — зона каракульских разломов. Менее ясна роль разломов в образовании мел-палеогенового прогиба Ферганы. Здесь широкое развитие получили более поздние, неоген-четвертичные, разломы, связанные с новейшей активизацией эпигерцинской платформы и формированием Ферганской депрессии (см. рис. 56).

Надвиговые структуры в мезо-кайнозое имели ограниченное развитие и были тесно связаны со взбросовыми, главным образом четвертичными, дислокациями. Среди них широкую известность приобрел крупный Вахшский надвиг (Губин, 1960). Значительные альпийские надвиги известны на Абшире (Гаврилин, Андреев, 1962), Хайдаркане, в Сев.-Вост. Фергане (Огнев, 1937), Нагайской депрессии и т. д. Особенно широкое распространение среди новейших разрывов получили взбросы, переходящие в «kozyрьковые» надвиги. Нередко для них отмечается движение масс, направленное от центральной части Ферганской депрессии в сторону окружающих поднятий, что придает Ферганскому мегасинклинию антивергентные очертания. В узких внутригорных впадинах часто можно видеть встречные движения по взбросам, а сами впадины нередко имеют антиклинальную внутреннюю структуру. Сбросовые нарушения среди новейших разрывов практически отсутствуют. Совпадение альпийских разрывов с герцинскими — явление редкое. В Алае они чаще проходят под острым углом друг к другу, а в Вост. Фергане — даже поперек.

Гидротермальной минерализации в связи с альпийскими разрывами, как правило, не наблюдается. Типична лишь лимонитизация, кальцитизация, гематитизация. Гидротермальные рудопроявления очень редки, масштабы их незначительны.

Общие закономерности образования разрывов в Алае и смежных районах

Выше мы рассмотрели в исторической последовательности весь ход образования разрывных структур, начиная от глубинных разломов, отмеченных зонами силур-девонского вулканизма, и кончая взбросами новейшей активизации. Краткая характеристика основных генетических групп этих структур приведена ниже в таблице.

Очевидно, что процессы формирования тектонических разрывов не были равномерными и однообразными. Можно указать значительные промежутки времени, для которых мы не знаем движений по разрывам на больших площадях. Например, в визейском веке или в меловом и палеогеновом периодах сравнительное однообразие или плавные изменения фаций и мощностей не позволяют наметить каких-либо следов разрывообразования. Вместе с тем в среднем карбоне за относительно короткие промежутки времени происходило образование

поистине грандиозных надвигов и покровов. Напомним, например, что под Тегермачским покровом на значительных площадях залегают песчаники $C_2^{m_2}$ и что конгломератами того же верхнемосковского подъяруса начинаются посленадвиговые толщи на Кичик-Алае или Талдыке. Для каждого участка процесс образования разрывов был прерывистым, но это качество будет выступать в сильно затушеванном виде, если в рассмотрение включить сравнительно большие площади. Попытки реставрации процесса образования герцинских надвигов для северных склонов Алая допускают его миграцию или с севера на юг или же от зон глубинных разломов в обе стороны в течение отрезка времени, начинающегося в C_1 и заканчивающегося в конце C_2 или даже позже, если приписать во внимание Сарычашминский покров.

Обзор разрывов показывает, что на разных этапах тектонического развития района формировались различные нарушения, отличающиеся по форме, отношению к складкообразованию, магматизму, оруденению. Это разнообразие можно связывать как с изменениями тектонических напряжений, так и с изменениями строения, мощностей и физических свойств земной коры. Последние факторы имели большое значение, так как господствующим региональным напряжением на протяжении почти всей доступной наблюдению части геологической истории района было горизонтальное сжатие; сжатие общее, но особенно сильное в меридиональном направлении.

Это положение обычно считается спорным, однако в Алае нам не удалось обнаружить почти никаких следов растяжения горных пород, тогда как следы горизонтального сжатия наблюдались повсеместно. Позднегерцинские разрывы нельзя признать свидетелями регионального растяжения, ибо они развиты локально, имеют ничтожные амплитуды. Весьма характерно также отсутствие истинных сбросов регионального значения. Даже среди мелких разрывов истинные сбросы представляются редкостью. Зато широко развиты взбросовые и надвиговые структуры как регионального, так и локального значения, есть серьезные данные о присутствии сдвиговых дислокаций. Часто разрывы, которые принимаются за сбросы, при более детальном изучении оказываются взбросо-сдвигами или даже просто взбросами, осложняющимися надвиговыми структурами. Явления растяжения можно лишь предполагать на этапах заложения глубоких рвов, особенно при заложении вулканогенных прогибов, но мы нигде не можем изучить их непосредственно. Таким образом, тектонические разрывы Алая ясно указывают на господство обстановки сжатия земной коры почти на всем протяжении известной нам истории его развития с одной оговоркой — о неясности характера напряжений в период заложения ранних прогибов.

Надо сказать, что и относительно поздних прогибов могут быть приведены соображения, говорящие об отсутствии регионального растяжения. Глубокие прогибы складываются не одновременно. Так, например, в московском веке шло интенсивное погружение Карачатырской зоны и заложение глубокого позднегерцинского прогиба. В то же время в соседней зоне Высоких предгорий Алая шло формирование крупных надвиговых структур. Можно ли представить одновременное региональное растяжение в зоне погружения и сильное сжатие в соседней, непосредственно к ней примыкающей зоне поднятия? Нам кажется, что, учитывая очень малую (первые десятки километров) ширину этих зон, трудно представить такую обстановку. Естественнее думать, что сжатие было общим и выражалось надвигами в одной зоне, еще не испытавшей складчатости и имеющей относительно тонкую земную кору (например, зона Высоких предгорий Алая в C_2), тогда как в смежной, но уже испытавшей складчатость и более жесткой зоне (Карачатырская зона имеет предбашкирский фундамент) это

же сжатие выражалось только в формировании прогиба, заполняемого флишидно-молассовыми толщами. Старинные представления контракционистов об относительно жестких и относительно более податливых зонах могут вполне объяснить наблюдаемые в Алае структуры и историю их образования. Наиболее податливыми должны быть зоны ранних вулканогенных прогибов (глубинных разломов?), испытавшие интенсивное прогибание и массовые излияния основных лав. Допустимо думать, что так называемый гранитный слой в этих зонах отсутствовал и земная кора была сложена главным образом базальтовым матералом. Возможно, что и базальтовый слой не был очень мощным, так как именно здесь в изобилии появились ультраосновные интрузии. Естественно, что здесь зарождаются надвиговые структуры первых фаз складчатости, именно эти зоны явились зонами глубинного вмячивания земной коры.

Региональные тектонические разрывы юго-запада Киргизии показывают, что явления гравитационного сползания покровов и гравитационного «разваливания» поднятий не играют большой роли в их образовании. Достаточно вспомнить движение масс, направленное из Ферганской впадины в сторону поднятий, ее обрамляющих, достаточно вспомнить вполне очевидное отсутствие площадей, с которых могли бы сползти тектонические покровы, достаточно учесть глубокое положение корневых частей шарьяжей в крупных синклиниорных структурах, чтобы понять невозможность признания гравитационного механизма в качестве основного способа образования этих структур.

Последовательное рассмотрение процессов образования разрывов в Алае и смежных районах позволяет выявить еще одну важную их черту — цикличность. Особенно заметным это качество становится, если разбирать историю образования разрывов на фоне развития прогибов земной коры и формирования структуры заполняющих их толщ. При этом намечается следующая последовательность появления разрывных структур (в пределах данного прогиба): конседиментационные разрывы — пластовые надвиги и шарьяжи — секущие надвиги и взбросы — крутопадающие взбросы, сдвиги и раздвиги. Указанные группы разрывов в различных прогибах могут быть в различной степени выражены, но общая направленность развития от крутопадающих (?) разрывов заложения прогибов к пологим надвигам начала складкообразования и затем вновь к крутопадающим послескладчатым разрывам является весьма характерной и отвечает, по-видимому, повышению мобильности данного участка коры при прогибании и затем постепенной консолидации ее в результате складчатости и поднятия в духе идей Г. Штилле (1934 г.). Логичным будет предположение об уменьшении, а затем о новом увеличении мощности коры в ходе заложения прогиба и последующей складчатости.

Перечисленные группы разрывов не всегда четко отделяются друг от друга морфологически, не всегда разделяются и хронологически, как бы перекрывая друг друга во времени, но систематическое повторение их в разновозрастных прогибах позволяет наметить четыре формации разрывов, неоднократно возникающие на определенных этапах геологической истории подвижной области. В такие формации могут быть объединены:

1. Разрывы заложения прогибов — конседиментационные.
2. Пластовые надвиги и шарьяжи, начинающие складкообразование и прерывающие осадконакопление.
3. Секущие взбросы и надвиги — постседиментационные, обычно сопровождающие и завершающие складчатость.
4. Крутопадающие разрывы — взбросы, сдвиги, раздвиги и их комбинации, завершающие складчатость и послескладчатые.

Перечислим характерные черты указанных формаций тектонических разрывов.

Разрывы заложения прогибов пользуются в настоящее время чрезвычайной популярностью. Главной их особенностью должно быть медленное развитие, идущее параллельно с осадкообразованием, особенно интенсивным на одном из крыльев разлома. К сожалению, конседиментационную природу разлома установить трудно. Резкие различия в мощностях и фациях на крыльях разрыва часто принимаются за достаточный аргумент для установления его краевой природы. Однако, поскольку этими же признаками обладают сдвиги и надвиги, а также взбросы и секущие надвиги, указанная аргументация далеко не достаточна для решения вопроса. Чаще всего создается такая обстановка, что краевой разлом приобретает характер гипотетического, более или менее вероятного. Наиболее реальными глубинными разломами в рассматриваемой области оказываются не наблюдаемые непосредственно, а предполагаемые на глубине зоны разломов, находящиеся на поверхности лишь косвенное выражение в линейных зонах вулканогенных фаций, цепочках интрузий, разновозрастных разрывах, глубоких прогибах и других признаках внутренней активности земли. Так, например, относительно обоснованным представляется Южно-Ферганско-Ташкумырский глубинный разлом заложения ранних герцинских прогибов. Возможно, существует и сопровождающий его Охнинско-Талдыкский глубинный разлом подобного же типа. Признаки раннемезозойского глубинного разлома сопутствуют зоне Каракульского надвига.

Геометрические черты разрывов заложения глубоких прогибов непосредственно наблюдать нельзя. Г. Штилле (1910 г.) предполагал, что заложение геосинклиналей идет в обстановке сжатия, В. Бухер (1933 г.), напротив, считал, что на ранних стадиях заложения геосинклинали господствует растяжение. Г. Д. Ажгирей (1966) обращал внимание на то, что современные глубинные тектонические зоны не вертикальны, а имеют наклон $30-65^\circ$ к горизонту. Как известно, они падают под континентальные блоки и представляются по характеру движения взбросами или поддвигами. Выше уже приводились соображения в пользу обстановки сжатия при заложении позднегерцинских прогибов. Если учесть также, что из конседиментационных разрывов в дальнейшем развиваются обычно надвиги и взбросы, то чаша весов, нам представляется, должна склониться в пользу обстановки сжатия и погружения, а преобладающим типом разлома заложения должен быть скорее всего взброс.

Глубинные разломы заложения ранних эвгеосинклинальных прогибов типа Южно-Ферганского оказывают большое влияние на дальнейшее геологическое развитие области. При первых фазах складчатости здесь закладываются зоны глубинного вмячивания земной коры, поддвиги и структуры синклиниального типа. На позднегерцинском этапе и в дальнейшем влияние этого разлома становится уже менее заметным, но все же существует.

Формация пластовых надвигов и шарьяжей возникает на ранних стадиях первых (для данного прогиба) проявлений складчатости. Особенно широко она выражена в ранних эвгеосинклинальных прогибах. Примерами разрывов этого типа могут служить многочисленные раннегерцинские надвиги и покровы зоны Высоких предгорий Алая (Чаувайский, Тегермачский, Южно-Гупуканский и др.). Реже подобные структуры встречаются в позднегерцинских прогибах (Сарычашминский покров, Гузанский надвиг и др.). В более поздних прогибах мы уже практически почти не находим типичных форм пластовых надвигов.

Разрывы этого типа характеризуются почти согласным положением

пластов автохтона, аллохтона и разделяющей их поверхности скольжения. Покровы часто перекрывают друг друга. Они совместно смяты в складки, порой очень крутые, и нарушены более поздними разрывами. Покровы часто продвигались по дну бассейна. Срыв аллохтонных масс во многих случаях происходил по глинистым сланцам силура, т. е. по основанию геосинклинальной серии отложений. Корни покровов или фронтальные части поддвигов погружаются в зонах глубинных разломов. Каждый покров представлен определенным формационным типом отложений. Возможно предположение, что первичными границами будущих покровов были конседиментационные разломы. Амплитуды перекрытий достигают первых десятков километров. Иногда надвигающиеся толщи сминаются в складки, что создает формы, переходные к секущим надвигам и взбросам.

Формация секущих надвигов и взбросов появляется позже пластовых надвигов либо параллельно с ними на участках, где породы в силу особых свойств раньше оказались смятыми в складки. Возможно, что близкие по форме структуры возникают в лобовых частях покровов. Секущие надвиги плохо изучены. В качестве примера раннегерцинских секущих надвигов можно назвать Южно-Актурский надвиг или (предположительно) надвиг охинских известняков. В позднегерцинских прогибах известен пока только Карабакский секущий надвиг. В кайнозойских структурах секущие надвиги и взбросы широко распространены. К ним можно отнести описанный И. Е. Губиным Вахшский покров, несущий местами черты пластового надвига, многочисленные «kozyрьковые» взбросы и надвиги, ограничивающие тектонические паднины. Секущие надвиги и взбросы образуются параллельно со складчатостью и на завершающих ее этапах.

Крутопадающие разрывы разнообразны. Среди них встречаются продольные и диагональные взбросы, сдвиги, раздвиги различных размеров и амплитуд. Частично подобные разрывы формируются параллельно с надвигами, но главная их масса образуется несколько позже, при завершении складкообразования или даже после него. Они пересекают и смещают пластовые и секущие надвиги, не обнаруживая обычно ясных связей с предшествовавшими разрывными дислокациями. Весьма характерны проявления интрузивного магматизма или гидротермальной минерализации в связи с этими разрывами.

В раннегерцинском цикле к этой формации относились крутопадающие разрывы, отмеченные внедрениями серпентинитов. В позднегерцинском — «рудоподводящие» продольные взбросы типа Южно-Арпалькского и Шивалинского или же гипотетические структуры типа глубинной Каратегинско-Кичикалайской зоны гранитоидов. Перемещения по Таласо-Ферганскому разлому, Караултаускому и Шайданскому сдвигам совершались также в конце позднегерцинского цикла. Формация поздних крутопадающих разрывов неоднородна в генетическом отношении и заслуживает более подробного разделения.

Из изложенного следует, что, хотя развитие разрывных структур разновозрастных прогибов и несет общие черты, обнаруживая последовательную смену формаций тектонических разрывов в пределах каждого цикла, удельный вес и некоторые черты этих формаций с течением геологического времени меняются. Главной формацией раннегерцинского цикла были пластовые надвиги и шарьяжи; позднегерцинского и киммерийского — крутопадающие разрывы; в альпийских структурах первостепенную роль играют секущие взбросы и надвиги. Последовательное утолщение и стабилизация коры в палеозое и активизация ее в неогене — вот причины, вызывающие изменение хода разрывообразования от цикла к циклу при сохранении ведущей роли меридионального сжатия подвижного пояса Юж. Тянь-Шаня.

Глава III. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ, ПРОЯВЛЕНИЙ МЕТАМОРФИЗМА И ТЕЛЕТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ

Интрузивные тела рассматриваемого района принадлежат пяти формациям: 1) габбро-диабазовой; 2) гипербазитовой; 3) ранних гранитоидов; 4) поздних гранитоидов; 5) щелочных пород.

Последняя сводка материалов по петрографии и петрологии этих образований дана в книге Н. Ф. Шинкарева (1966). Здесь мы постараемся обрисовать лишь тектоническую обстановку их формирования, время внедрения и формы залегания интрузивных тел (см. рис. 55 и 56).

Габбро-диабазовые силурийско-девонские пластовые доскладчатые интрузии. Габбро-диабазовая, наиболее ранняя в герцинидах Алая, интрузивная формация распространена в основном в Туркестанском хребте. Ее изучением занимались А. П. Марковский, А. А. Лавров, Н. С. Торшин, М. М. Посохова, Н. Ф. Шинкарев и др. Формация представлена пластовыми, линзообразными, реже дайковыми телами диабазов и габбро-диабазов. Наблюдается отчетливая приуроченность этих тел к граптолитовым песчано-сланцевым толщам силура. В единичных случаях зафиксировано их залегание в силурийско-раннедевонских терригенных толщах. Верхняя возрастная граница интрузий остается неясной. Несомненно, они являются телами доскладчатыми, ибо участвуют наравне с осадочными породами в складках, созданных в конце среднего карбона. По данным Н. Ф. Шинкарева (1966), асимметричный характер зон контактового воздействия габбро-диабазовых силлов, а также обогащение верхних частей пластовых тел более кислыми разновидностями пород могут указывать на первично пологое их залегание. По площади они распределены резко неравномерно, образуя узкий пояс, протягивающийся с северного склона гор Мальгузар до района гор Дауда. Крайние восточные выходы этих пород можно видеть на левобережье Соха ниже устья р. Аугул. В поперечном сечении этого пояса можно встретить до нескольких десятков крутопадающих пластовых интрузивных тел, мощности которых составляют десятки, реже первые сотни метров.

Силурийские отложения, включающие рассматриваемые силлы, принадлежат сокращенному типу разрезов среднего палеозоя либо же входят в разрезы позднедевонских прогибов. В обоих случаях в период вероятного времени образования силлов (лудлов — средний девон) данная зона была несколько приподнята относительно смежных зон или же протягивалась рядом с подобным поднятием.

Рассматривая позицию пояса габбро-диабазовых силлов по отношению к герцинским структурам 1-го порядка, можно заметить, что восточнее Янги-Арыка они тяготеют к ядру Даудинского синклиория. Не исключено, что и западнее их позиция будет аналогичной. Зная, что в других синклиорных структурах такого типа ядерные части обычно характеризуются проявлениями раннего поверхностного вулканизма, можно предположить, что зона диабазовых силлов занимает место, аналогичное зонам раннего основного вулканизма.

Тектоническую обстановку того времени можно представить как обстановку заложения раннегерцинских разломов, по которым произошли излияния или лишь внедрения основных магматических масс. Трудно сказать, почему по Южно-Ферганскому или Охиинско-Талдыкскому гипотетическим разломам в силуре — девоне происходили излияния лав на поверхность, а по Мальгузар-Даудинскому — только внедрения и образование лишь незначительных эффузивных проявлений. Может быть, это объясняется большими мощностями силурийских толщ в последнем случае или менее значительным характером разлома.

Гипербазитовые ранне-среднекарбонные трещинные и пластовые предскладчатые и складчатые интрузии. Интрузивные тела гипербазитовой формации трудны для изучения, так как подвергались интенсивным автометаморфическим и динамометаморфическим воздействиям, сильно изменившим как их состав, так и первичные соотношения с вмещающими породами. Исследованием этих тел в Юж. Фергане занимались Я. С. Висьневский (1953 г., 1958 г., 1965 г.), Г. Г. Кравченко (1959), М. Г. Жариков (1961), И. П. Морозов (1962), Н. Ф. Шинкарев (1966). В Сев.-Вост. Фергане эта работа выполнялась Е. Н. Горещкой (1962), Л. И. Турбиным (1960б).

Первичные породы сохранились в гипербазитовых телах лишь в виде небольших участков или отдельных глыб. В их составе главная роль принадлежит перидотитам, реже встречаются шроксениты, дуниты, габбро и габбро-нориты. Все породы сильно серпентинизированы, так что до 90% площади интрузий приходится на серпентиниты. В ряде пунктов (Турбин, 1960б) зафиксировано внедрение габброндов в серпентиниты, в других же серпентинизированные перидотиты лежащего бока интрузии постепенно сменяются пироксенитами, а последние — габброндами висящего бока (Шинкарев, 1966).

Размеры гипербазитовых интрузий невелики. Часто они представляют крутопадающие линзы, длина которых измеряется сотнями метров, а мощность — десятками. Но некоторые тела (Канское, Сарталинское, Абширское, Яшское, Турдукские) достигают нескольких или даже первых десятков километров по простиранию. Очертания крупных тел, вытянутых по простиранию структур, в деталях сложны. Как правило, они приурочены к разломам, часто приобретающим пластовый характер. М. Г. Жариков закартировал в районе восточного Карачатыря пластовые согласные тела серпентинитов, участвующие в складчатой структуре.

Распределение серпентинитовых тел по площади тесно связано с зональностью собственно геосинклинального этапа развития региона. Все они располагаются в пределах синклиорных структур, встречаясь как в осевых частях синклиориев, т. е. в метаморфизованных (Кан, Майлису, Ак-Джол) или вулканогенных (Сартала, Киргил

Ата) типах разрезов среднего палеозоя, так и на их крыльях, в сокращенных разрезах Pz_2 (Кызыл-Данге, Бирксу). Интересно, что даже в пределах сокращенных разрезов, для которых в общем не свойственны вулканогенные породы, гипербазиты тяготеют к тем же участкам, в которых все же присутствуют основные эффузивы (Кызыл-Данге, Абшир).

Серпентинитовые тела тяготеют также к разрывным границам между различными типами разрезов среднего палеозоя или располагаются в непосредственной близости от этих границ. Такую их позицию можно наблюдать в бассейнах Майлису, Карагура, в восточном Карачатыре, в долинах Чиле и Абшира, на Турдуке и в северном Нуратау.

Зона Южно-Ферганско-Турдукского глубинного разлома, а также Охинско-Талдыкская синклиниальная зона являются главными участками развития ультраосновного магматизма на рассматриваемой площади. В пределах Терекдаванского синклиниория пока отмечены лишь очень незначительные тела серпентинитов (верховья Сугута, Кичик-Казык, Куль-Каинды). В Южно-Ферганско-Турдукской зоне гипербазиты можно наблюдать западнее Ура-Тюбе, в районе Кана, в восточном Карачатыре (Араванский синклиниорий), южнее Таш-Ата (Ошские горки), в южном крыле Зинданского синклиниория, на крыльях Келематинского и Турдукского синклиниория. В пределах северного крыла Охинско-Талдыкского синклиниория известны мелкие тела серпентинитов в бассейне Кызыл-Данге, более крупные на Абшире севернее Юрунтуза и у пер. Джайран-Бель и снова мелкие в бассейне Чиле, и низовьях Кыргыз-Аты, в бассейне Бирксу (близ Ляглына), в западной части Алдыяра и Намаздека. Сарталинская интрузия залегает в ядре этого синклиниория. В южном его крыле мелкие тела серпентинитов известны на междуречье Исфара—Сох, в верховьях Пума, в долине р. Карагур и в верховьях Чалжуйюка.

Вопрос о времени внедрения гипербазитов точно не решается, ибо трудно исключить возможность последующих перемещений этих пород в процессе тектонического раздавливания вулканогенных прогибов. Верхний предел возраста устанавливается по присутствию галек гипербазитов в базальных конгломератах Pz_3 , перекрывающих раннегерцинские структуры. В Сев.-Вост. Фергане, по данным Л. И. Турбина (1966), такую гальку можно встретить в нижнемосковских конгломератах. В восточном Карачатыре, по наблюдениям М. Г. Жарикова, серпентиниты трансгрессивно перекрываются нижнебашкирскими гранулитами. В районе Кана галька гипербазитов встречена (Миклухо-Маклай, Поршняков, 1954) в верхнемосковских конгломератах и даже в верхнем визе. В зоне Высоких предгорий Алая базальные конгломераты орогенического комплекса имеют верхнемосковский возраст.

Вместе с тем гипербазиты внедряются почти в самые молодые породы доскладчатого комплекса, образуя в ряде пунктов секущие контакты с породами намяра (Кан, Бирксу, Сев.-Вост. Фергана). Создается впечатление, что появление гипербазитов связано с первыми фазами герцинской складчатости (намюрско-башкирскими в Южно-Ферганской зоне, московскими в зоне Высоких предгорий Алая). Более поздние подвижки этих пород, как правило, не наблюдаются. Нам известен только один случай проникновения серпентинизированных пород в зону позднегерцинского разрыва (массив Алдыяр).

Трудно сказать, было ли появление серпентинитов связано с внедрением магматических масс или же с деформациями ранее внедрившихся пород. И. П. Морозов (1962) рассматривает всю полосу развития канских серпентинитов как своеобразную тектоническую мегабрехчию. Н. Ф. Шинкарев (1966) обращает внимание на отсутствие горячих контактов серпентинитов, повсеместное развитие брекчиевидных

Силурийские отложения, включающие рассматриваемые силлы, принадлежат сокращенному типу разрезов среднего палеозоя либо же входят в разрезы позднелавозских прогибов. В обоих случаях в период вероятного времени образования силлов (лудлов — средний девон) данная зона была несколько приподнята относительно смежных зон или же протягивалась рядом с подобным поднятием.

Рассматривая позицию пояса габбро-диабазовых силлов по отношению к герцинским структурам I-го порядка, можно заметить, что восточнее Янги-Арыка они тяготеют к ядру Даудинского синклинория. Не исключено, что и западнее их позиция будет аналогичной. Зная, что в других синклинорных структурах такого типа ядерные части обычно характеризуются проявлениями раннего поверхностного вулканизма, можно предположить, что зона диабазовых силлов занимает место, аналогичное зонам раннего основного вулканизма.

Тектоническую обстановку того времени можно представить как обстановку заложения раннегерцинских разломов, по которым произошли излияния или лишь внедрения основных магматических масс. Трудно сказать, почему по Южно-Ферганскому или Охтинско-Талдыкскому гипотетическим разломам в силуре — девоне происходили излияния лав на поверхность, а по Мальгузар-Даудинскому — только внедрения и образование лишь незначительных эффузивных проявлений. Может быть, это объясняется большими мощностями силурийских толщ в последнем случае или менее значительным характером разлома.

Гипербазитовые ранне-среднекарбонные трещинные и пластовые предкладчатые и складчатые интрузии. Интрузивные тела гипербазитовой формации трудны для изучения, так как подвергались интенсивным аутометаморфическим и диапнометаморфическим воздействиям, сильно изменившим как их состав, так и первичные соотношения с вмещающими породами. Исследованием этих тел в Юж. Фергане занимались Я. С. Висневский (1953 г., 1958 г., 1965 г.), Г. Г. Кравченко (1959), М. Г. Жариков (1961), И. П. Морозов (1962), Н. Ф. Шинкарев (1966). В Сев.-Вост. Фергане эта работа выполнялась Е. Н. Горещкой (1962), Л. И. Турбиным (1960б).

Первичные породы сохранились в гипербазитовых телах лишь в виде небольших участков или отдельных глыб. В их составе главная роль принадлежит перидотитам, реже встречаются пироксениты, дуниты, габбро и габбро-нориты. Все породы сильно серпентинизированы, так что до 90% площади интрузий приходится на серпентиниты. В ряде пунктов (Турбин, 1960б) зафиксировано внедрение габброидов в серпентиниты, в других же серпентинизированные перидотиты лежащего бока интрузии постепенно сменяются пироксенитами, а последние — габброидами всякого бока (Шинкарев, 1966).

Размеры гипербазитовых интрузий невелики. Часто они представляют крутопадающие линзы, длина которых измеряется сотнями метров, а мощность — десятками. Но некоторые тела (Канское, Сартали-ское, Абширское, Яшское, Турдукские) достигают нескольких или даже первых десятков километров по простиранию. Очертания крупных тел, вытянутых по простиранию структур, в деталях сложны. Как правило, они приурочены к разломам, часто приобретающим пластовый характер. М. Г. Жариков закартировал в районе восточного Карачатыра пластовые согласные тела серпентинитов, участвующие в складчатой структуре.

Распределение серпентинитовых тел по площади тесно связано с зональностью собственно геосинклинального этапа развития региона. Все они располагаются в пределах синклинорных структур, встречаясь как в осевых частях синклинорий, т. е. в метаморфизованных (Кап, Майлису, Ак-Джол) или вулканогенных (Сартала, Киргиз-

Ата) типах разрезов среднего палеозоя, так и на их крыльях, в сокращенных разрезах P_{22} (Кызыл-Данге, Биркесу). Интересно, что даже в пределах сокращенных разрезов, для которых в общем не свойственны вулканогенные породы, гипербазиты тяготеют к тем же участкам, в которых все же присутствуют основные эффузивы (Кызыл-Данге, Абшир).

Серпентинитовые тела тяготеют также к разрывным границам между различными типами разрезов среднего палеозоя или располагаются в непосредственной близости от этих границ. Такую их позицию можно наблюдать в бассейнах Майлису, Карагура, в восточном Карачатыре, в долинах Чиле и Абшира, на Турдуке и в северном Ну-ратау.

Зона Южно-Ферганско-Турдукского глубинного разлома, а также Охинско-Талдыкская синклинали являются главными участками развития ультраосновного магматизма на рассматриваемой площади. В пределах Терекдаванского синклинория пока отмечены лишь очень незначительные тела серпентинитов (верховья Сугута, Кичик-Казык, Куль-Канды). В Южно-Ферганско-Турдукской зоне гипербазиты можно наблюдать западнее Ура-Тюбе, в районе Кана, в восточном Карачатыре (Араванский синклинорий), южнее Таш-Ата (Ошские горки), в южном крыле Звиданского синклинория, на крыльях Келематинского и Турдукского синклинориев. В пределах северного крыла Охинско-Талдыкского синклинория известны мелкие тела серпентинитов в бассейне Кызыл-Данге, более крупные на Абшире севернее Нурунтуза и у пер. Джайрап-Бель и снова мелкие в бассейне Чиле, в низовьях Киргиз-Аты, в бассейне Биркесу (близ Ляглына), в западной части Алдыяра и Намаздека. Сарталинская интрузия залегает в ядре этого синклинория. В южном его крыле мелкие тела серпентинитов известны на междуречье Исфара—Сох, в верховьях Пума, в долине р. Карагур и в верховьях Чалкуйрюка.

Вопрос о времени внедрения гипербазитов точно не решается, ибо трудно исключить возможность последующих перемещений этих пород в процессе тектонического раздавливания вулканогенных прогибов. Верхний предел возраста устанавливается по присутствию галек гипербазитов в базальных конгломератах P_{23} , перекрывающих раннегерцинские структуры. В Сев.-Вост. Фергане, по данным Л. И. Турбина (1960 б), такую гальку можно встретить в нижнемосковских конгломератах. В восточном Карачатыре, по наблюдениям М. Г. Жарикова, серпентиниты трансгрессивно перекрываются нижнебашкирскими гравелитами. В районе Кана галька гипербазитов встречена (Миклухо-Маклай, Поршняков, 1954) в верхнемосковских конгломератах и даже в верхнем визе. В зоне Высоких предгорий Алая базальные конгломераты орогенного комплекса имеют верхнемосковский возраст.

Вместе с тем гипербазиты внедряются почти в самые молодые породы доскладчатого комплекса, образуя в ряде пунктов секущие контакты с породами намюра (Кан, Биркесу, Сев.-Вост. Фергана). Создается впечатление, что появление гипербазитов связано с первыми фазами герцинской складчатости (намюрско-башкирскими в Южно-Ферганской зоне, московскими в зоне Высоких предгорий Алая). Более поздние подвижки этих пород, как правило, не наблюдаются. Нам известен только один случай проникновения серпентинитизированных пород в зону позднегерцинского разрыва (массив Алдыяр).

Трудно сказать, было ли появление серпентинитов связано с внедрением магматических масс или же с деформациями ранее внедрившихся пород. И. П. Морозов (1962) рассматривает всю полосу развития канских серпентинитов как своеобразную тектоническую мегабрехчию. Н. Ф. Шинкарев (1966) обращает внимание на отсутствие горячих контактов серпентинитов, повсеместное развитие брекчиевидных

текстур. Важное значение с этой точки зрения имеет установленный еще А. Г. Бетехтиным (Вебер, 1934) факт трансгрессивного налегания известняков верхнего визе на серпентиниты близ Вишневой горки на месторождении Кан. Действительно, обломки серпентинитов присутствуют там даже внутри неразрушенных раковин гошпатитов, что исключает тектоническое проникновение их в породу. Поскольку гошпатитовые известняки сами залегают среди серпентинитов, возникла идея о двукратном (доверхневизейском и раннеамюрском) внедрении гипербазитов на этом участке (А. Д. Миклухо-Маклай и др.). Не исключено, что второе «внедрение» не было собственно интрузивным, но, во всяком случае, тела гипербазитов только в процессе первых фаз складчатости заняли положение, близкое к современному. Вопрос о времени интрузивного внедрения гипербазитов остается неясным. Е. А. Похвиснева (Резвой, 1959), опираясь на их связь с ранними эффузивами, полагала, что оно произошло в силуре или раннем девоне. Вероятно, Похвиснева несколько понизила возраст гипербазитов Алая.

Итак, рассматривая тектоническую позицию гипербазитов, надо иметь в виду их связь с ранними вулканогенными прогибами, с синклиновыми раннегерцинскими структурами, с метаморфизованными, вулканогенными и сокращенными типами разрезов среднего палеозоя, с разрывными раннегерцинскими дислокациями. Эмпирически намечается также связь выходов серпентинитов с выходами намюрских известняково-кремнистых образований. Здесь часто встречаются брекчии с обломками серпентинитов и известняковым цементом. Эти брекчии иногда образуют прослойки в серпентинитах. Похоже, что гипербазиты достигали в нижнем карбоне самых верхних осадочных доскладчатых пород, а местами неоднократно выжимались на дно бассейна, образуя подводные экструзивные тела.

Малые интрузии ранних гранитоидов. Роль ранних гранитоидов в описываемом районе ничтожна, а само их выделение спорно. К данной формации относят несколько мелких тел на южном склоне Алая (Гаврилин, 1960; Гаврилин, Филиппович, 1965) и совсем крошечные глыбы гранитоидов, имеющиеся в пределах Канского рудного поля (Кравченко, 1959). На возможность присутствия подобных тел в Юго-Вост. Фергане указывают гальки красных гранитов, обнаруженные В. И. Котельниковым в среднекарбоновых или даже еще более древних конгломератах Намаздека.

В ур. Кулчу на южном склоне Алая, по данным Р. Д. Гаврилина, имеются мелкие штоки, дайки и пластовые залежи мелкозернистых лейкократовых альбитовых гранитов. В отличие от поздних гранитоидов эти тела несут признаки расщепления, что позволяет рассматривать их в качестве доскладчатых образований. Несмотря на это, И. А. Марушкин (1963) считает возможным относить интрузии к позднегерцинским гранитоидам. Они залегают среди нижнепалеозойских и силурийских толщ, но присутствие в этом же районе и верхнего палеозоя, налегающего резко несогласно, позволяет надеяться, что геологический возраст альбитовых гранитов может быть уточнен.

В районе Кана Г. Г. Кравченко в числе наиболее ранних интрузивных пород выделил лейкократовые диориты, гранодиориты, плагиогранит-аплиты, залегающие в виде угловатых глыб в брекчиях и ксенолитах среди серпентинитов. Иного мнения о соотношении этих пород придерживается И. П. Морозов (1962), считающий гранитоиды более поздними дайковыми внедрениями, разобщенными на глыбы в результате последующих тектонических движений. Ошибочно, по-видимому, также отнесение к среднекарбовым интрузиям небольшого массива аляскитовых гранитов в горах Каратау (Резвой, 1959). В. Н. Вебер (1937), нам представляется, правильно отмечал, что эти граниты про-

рывают верхнекаменноугольные отложения. Вероятно, ранние гранитоиды практически отсутствуют в герцинидах Алая. Во всяком случае, они не играют сколь-нибудь заметной роли в истории этого региона.

Батолиты и штоки поздних (раннепермских) гранитоидов. Внедрение пермских, главным образом раннепермских, гранитоидов явилось крупным событием в тектонической жизни Юж. Тянь-Шаня. В Алайско-Гиссарском регионе насчитывается до 50 средних и крупных штоков гранитного, гранодиоритового или кварцево-диоритового состава, причем некоторые из них достигают батолитовых размеров. Петрографическим изучением этих массивов в Туркестано-Алае занимались В. И. Лучицкий (1926 г.), Н. В. Ионин (1934), А. В. Москвин (1936), И. К. Никитин (1936), Ю. А. Арапов (1936, 1953), Е. А. Похвиснева (Резвой, 1959), Р. Д. Гаврилин (1960), Н. Ф. Шинкарев (1966) и др. В последних сводках можно найти много сведений о составе, размерах и формах массивов поздних гранитоидов. Отмечается довольно разнообразный их состав, включающий породы от габбро до гранитов. Отмечается преобладание более кислых, гранитных, разновидностей в восточной части Туркестанского хребта и более основных, довольно разнообразных, пород (монцититов, кварцевых диоритов, гранодиоритов) в Алае. Отмечается тяготение массивов к антиклинальным структурам и часто антиклинальное или куполовидное строение самих массивов.

Здесь мы остановимся только на тектонической позиции гранитоидов, ибо в геологической литературе по Алаю систематически повторяется неточный, на наш взгляд, тезис о четкой приуроченности гранитоидного магматизма к зонам определенного возраста складчатости.

М. М. Кухтиков (1969), например, принимая во внимание представление о тесной связи орогенических движений и интрузивной деятельности, допускает, что на площади тектонических зон, отличающихся одна от другой возрастом складчатой структуры, и интрузивная деятельность будет разновременной при возможном большом петрографическом сходстве пород. Опираясь на это «представление», М. М. Кухтиков пересматривает возраст многих массивов. Возраст всех гранитоидов зоны Высоких предгорий Алая он оценивает, например, как конец эпохи среднего карбона или начало позднего карбона; возраст гранитоидов и щелочных пород Зеравшанского хребта — как довизейский и т. д.

Трудно, конечно, оценивать возраст интрузивных массивов в промежутке времени, почти не документированном осадочными породами, но в восточной части зоны Высоких предгорий имеются фаунистически охарактеризованные отложения S_3 и P_1 , прорванные в низовьях Чалкуйрюка интересующими нас гранодиоритами и гранитами. Напомним, что определения абсолютного возраста щелочных пород зоны Высоких предгорий (Зардалекский, Урусайский массивы), по данным Д. И. Щербакова (1957), дают цифры 190—200 млн. лет. Напомним также, что даже наиболее ранние из гранитоидов Алая — гранодиориты — секут складчатые и надвиговые структуры и не несут на себе следов последующей складчатости. И нам легче согласиться с выводом Ю. А. Арапова (1954), что на территории Алайского и Туркестанского хребтов если и имели место среднекарбонные интрузии гранитоидов, то они пользовались крайне ограниченным развитием.

Несколько иным способом старается «уложить» гранитоидные интрузии в тектоническую зональность предшествовавших этапов Н. Ф. Шинкарев. По его представлениям «структурно-геологическое положение гранитоидной формации определяется тесной связью массивов, в нее входящих, с границами позднегерцинских структурных подзон» (1966, стр. 18) и прежде всего с границами Сурметашской позднегерцинской зоны.

Искусственность попыток связать расположение массивов поздних гранитоидов (равно как и щелочных пород) с разломами, ограничивающими тектонические зоны и подзоны, видна, нам кажется, даже на той схеме, которая приложена к названной работе Н. Ф. Шинкарева, и станет еще более явной, если взять геологическую или тектоническую карту несколько большего района. Внимательное рассмотрение этих карт показывает, что поздние гранитоиды Гиссаро-Алая образуют овальные очертания облако или куст (по выражению В. И. Попова), длинная ось которого вытянута из Каратегина на северо-восток в район Кичик-Алая и далее в том же направлении до правобережья Гульчи или даже до Чон-Казыка. Указанная зона (назовем ее Каратегинско-Кичикалайской) наложена на различные широтно простирающиеся зоны (см. рис. 55) и в районе Новабада смыкается с Южно-Гиссарской зоной гранитоидного магматизма. Бросается в глаза линейность и значительная протяженность Сурметашской позднегерцинской и смежных раннегерцинских зон, с одной стороны, и овальность очертания и меньшей протяженностью зоны поздних гранитоидов, — с другой. Если гранитоиды действительно связаны с границами зон позднегерцинской складчатости, то почему огромные площади этих и смежных зон в Ферганском хребте и в западной части Туркестанского хребта практически лишены проявлений гранитоидного магматизма? Почему на участке Каратегин — Кичик-Алай целая серия тектонических зон (Высоких предгорий, Сурметашская, Туркестано-Зеравшанская, Зеравшано-Восточно-алайская) интенсивно насыщена массивами гранитоидов, а в обе стороны от этого участка их количество резко уменьшается или они исчезают вовсе?

Не замечать этой закономерности в расположении проявлений позднего магматизма — значит, нам кажется, потерять из виду главные черты его распределения в герцинидах Юж. Тянь-Шаня, потерять из виду то новое, что вносят гранитоиды в тектоническую обстановку региона.

Эта самостоятельность зон гранитоидного магматизма в Тянь-Шане станет еще заметнее, если рассмотреть их размещение на более широких площадях. Хорошо известен факт выхода позднепалеозойских гранитоидов Кураминской зоны за пределы зоны позднегерцинской складчатости, проникновение их в более древние структуры Чаткальского хребта. Очень наглядно относительная самостоятельность зон поздних гранитоидов видна на тектонической карте центральных Кызылжумов, опубликованной Управлением геологии Узбекской ССР в 1965 г. Авторы этой карты неоднократно указывают на присутствие гранитоидов во всех структурно-фациальных зонах и близко подходят к идее иной ориентировки тектонической зональности на этапе их внедрения, когда говорят о появлении в это время меридиональных глубинных разломов (Пятков, 1964; Пяповская, 1966 г., и др.). Но груз «широко признаваемого представления» о вечности тектонических зон и глубинных разломов еще тяжким бременем лежит на их плечах и заставляет писать о совпадении рудных поясов со структурно-фациальными подзонами вообще или включать магматизм вообще в комплекс признаков, которыми характеризуются тектонические зоны и подзоны (Бухарин и др., 1964). Весьма необходимая, как нам кажется, оговорка о совпадении поясов с разновозрастными подзонами здесь отсутствует; отсутствует также и указание на то, что собственно геосинклинальную зональность характеризуют лишь ранние проявления магматизма, как правило, основного или ультраосновного. Поперечная или диагональная ориентировка зон внедрения гранитоидов хорошо известна на Алтае, в Сихотэ-Алине и других районах.

Итак, Каратегинско-Кичикалайская зона гранитоидного магматизма занимает, подчеркнем это еще раз, диагональное положение по отношению как к собственно геосинклинальной зональности, так и к зональности орогенического этапа. Такова позиция зоны как целого.

Но если говорить о соотношениях интрузивных тел с герцинскими структурно-фациальными подзонами, то здесь наблюдается некоторая зависимость состава магматических тел и сопровождающей их минерализации от формационных типов вмещающих толщ. В ряде случаев можно заметить также взаимосвязь между формами интрузивных тел и складчатыми формами залегания пород вмещающих. Это позволяет наметить в пределах Каратегинско-Кичикалайской зоны несколько подзон, отличающихся условиями размещения гранитоидных масс.

Северная из подзон (Кичикалайская) тяготеет к Андыгенско-Кичикалайскому антиклинорию, сформированному в основных чертах в самом конце среднего карбона на южной окраине зоны Высоких предгорий Алая. Центральным телом этой подзоны является Кичикалайский батолит, превышающий 400 км^2 по площади. Батолит занимает ядро крупного купола, сложенного известняково-доломитовым (алайским) типом разрезов среднего палеозоя. Его апофизы прорывают также и надвинутые на алайские толщи сокращенные или известняковые разрезы (см. рис. 37). Западнее имеются далеко отстоящие друг от друга массивы Дуобинский, Газский, Алмалинский. К востоку от Кичикалайского батолита присутствует серия штоков: Чалкильдакский, Актурский, чалкуйрюкские. Для всех этих массивов характерно преобладание гранодиоритов, приуроченность к осевой зоне или крыльям антиклинория, известняково-доломитовые или перекрывающие их терригенные разрезы Pz_2 . Только Актурский и чалкуйрюкские штоки достигают более высоких известняковых или даже вулканогенных разрезов среднего палеозоя. На Чалкуйрюке фиксируются также интрузивные контакты с молассами Pz_3 , в том числе с конгломератами P_1 . Большинство штоков расположено в пределах моноклиналей и не обнаруживает связи с формами складок. Только наиболее крупные тела оказывают существенное влияние на формы залегания вмещающих пород. Оруденение, непосредственно связанное с интрузивами Кичикалайской подзоны, довольно разнообразно. Здесь часто присутствуют мышьяк и золото, встречаются вольфрам, кобальт, молибден, бор, свинец, медь. Наиболее разнообразная минерализация свойственна восточному (чалкуйрюкскому) сектору подзоны, где интрузии достигают высоких покровов.

Южнее может быть намечена вторая серия гранодиоритовых тел, довольно тесно связанная в верховьях Исфайрама с Кичикалайским батолитом. По наиболее протяженному массиву эту подзону можно назвать Караказыкской. В нее войдут Джетгы-Купрюковский шток, серия мелких тел между реками Чумургап и Нурлоу, Раутский массив, мелкие дайкоподобные тела района Кана на Сохе, массив Гаумышкового пика, сильно вытянутое по простиранию пластообразное тело Караказыкского массива, куполовидные штоки Коллекторский и Меликсу, серия массивов в верховьях р. Исфайрам, являющихся как бы юго-западными апофизами Кичикалайского батолита, небольшие штоки Джангджола, довольно крупные тела Дамджайляу и Корумды, дайкоподобные тела Джиптыка северного и, наконец, Блеулинский массив и мелкие штоки в долине Гульчи, дайковые серии на Чон-Казыке. Все эти интрузии залегают в пределах позднегерцинской Сурметашской зоны, обычно на крыльях синклинориальных структур. Вмещающими породами на западе (западнее Соха) и на востоке подзоны (в бассейне Гульчи) являются терригенные толщи Pz_3 , под которыми залегают сокращенные, также терригенные, разрезы Pz_2 . В средней части подзоны (Сох — Корумды)

существенную роль играют известняково-доломитовые (алайские) или доломитово-известняковые (кульгеджеллинокие) разрезы Pz_2 . Рудная минерализация встречается главным образом в центральной части зоны и связана с массивами, достигшими верхней части карбонатных разрезов. Оруденение представлено шеелитом или арсенопиритом, иногда с золотом и медью (Кан, Меликсу, Киндык, Шахдар и др.).

Кичикалайская и Караказыкская подзоны расположены в пределах Туркестано-Алайской металлогенической зоны Е. Д. Карловой (1960б). Для этой зоны характерны вольфрам, молибден, мышьяк и кобальт. Черты сходства им придают известняково-доломитовые разрезы Pz_2 , присутствующие как в южной части зоны Высоких предгорий, так и в центральном секторе Сурметашской зоны.

Третья подзона раннепермских гранитоидных интрузий (Зеравшанская) занимает восточную часть одноименного антиклинория. В нее входит ряд массивов: Ляйлякский, Аксуйский, Джиптыкский, Арчабашинский, Абрамовский — и множество мелких штоков и дайкообразных тел. Вмещающими породами в западной части подзоны являются терригенные толщи силура, к которым в верховьях Соха присоединяются карбонатно-терригенные толщи девона и карбона. Изменению состава вмещающих пород соответствует изменение состава интрузивных тел, на что обратил внимание еще Б. М. Куплетский (1936), отметивший связь гранитных массивов с песчано-сланцевым, а гранодиоритовых — с карбонатным составом окружающих пород. И действительно, интрузии осевой части Туркестанского хребта отличаются более кислым (до нормальных гранитов) составом, тогда как в верховьях Соха и восточнее появляются смешанные гранит-гранодиоритовые массивы.

Некоторые из гранитных интрузий Зеравшанской подзоны имеют характер согласных пластообразных тел, другим (особенно в восточной части подзоны) присущи изометрические очертания. Намечается тяготение гранитоидных тел к антиклинальным формам структур, хотя выражено оно очень приближенно. В верховьях р. Ляйляк и Исфары весьма характерен высокий метаморфизм пород, вмещающих порфировидные и мелкозернистые граниты. Минерализация, связанная с гранитными интрузиями Туркестано-Зеравшанской зоны, существенно отличается от скарновых и гидротермальных образований предыдущих подзон. Здесь распространены пегматиты, содержащие олово, тантал и ниобий, мусковит. Е. Д. Карпова (1959, 1960а, б) размещает здесь восточную часть Каратау-Туркестанской металлогенической зоны, характеризующейся присутствием оловянно-вольфрамового рудного комплекса.

К югу от Зеравшанской подзоны намечается Каратегинская подзона гранит-гранодиоритовых интрузий, соответствующая одноименной металлогенической зоне Е. Д. Карповой. Здесь гранитоидный магматизм наложен на карбонатные и вулканогенно-терригенные разрезы среднего палеозоя Зеравшано-Востокоалайской тектонической зоны. Первостепенное значение на поверхности имеют вулканогенно-терригенные толщи Pz_2 , но под ними могут находиться карбонатные породы. К данной подзоне относятся мелкие гранитные и гранодиоритовые штоки южного крыла Ягнобского антиклинория и сравнительно крупные Карагушханинский и Ачикалминский массивы. Структурная позиция последних близка к осевой зоне Чимтаргинского синклинория. В строении массивов много общего с интрузиями предыдущей зоны: ядерная часть Ачикалминского массива, например, сложена порфировидными гранитами, а периферическая — равномернозернистыми гранодиоритами. Переходы между этими породами постепенные. Подзона характеризуется вольфрамо-мышьяковым рудным комплексом. На юго-западе Каратегинская подзона примыкает к Южно-Гиссарской зоне гранитоид-

ного магматизма, в которой главную роль играют более ранние, среднекарбоновые (?), массивы, но присутствуют также и пермские граниты. Эта зона лежит уже за пределами среднепалеозойской эвгеосинклинали Юж. Тянь-Шаня.

Итак, в ранней перми в Гиссаро-Алае после или в конце главных фаз позднегерцинской складчатости произошло массовое внедрение гранитоидов, образовавших диагональную по отношению к предшествовавшим структурам Каратегинско-Кичикалайскую зону, знаменующую новый этап развития тектонической зональности Юж. Тянь-Шаня. Будучи наложенной на сложные структуры, характеризующиеся различными разрезами палеозоя, интрузивная зона приобрела на отдельных участках ряд специфических черт, позволяющих выделять в ней подзоны. Элементы более ранней тектонической зональности могут быть приняты в качестве основы для расчленения зоны на единицы подчиненного значения.

Подзоны будут характеризоваться определенными структурными и формационными условиями залегания интрузивных тел, что позволяет использовать их в качестве основных единиц металлогенического районирования на последнем этапе геосинклинального развития. Попытки сопоставлять металлогенические зоны вообще непосредственно с тектонической зональностью вообще будут менее успешными для рудной минерализации, связанной с поздними гранитоидами. Металлогеническое районирование также должно быть поэтапным.

Гранитоидные тела в Гиссаро-Алае, как мы убедились, обнаруживают довольно значительную самостоятельность, мало реагируя на формы ранее образовавшихся складок и лишь иногда создавая новые куполовидные нарушения. Их самостоятельность проявилась также и в полном «пренебрежении» к более ранним тектоническим разрывам, даже позднегерцинским. Мы не можем связать появление какого-либо массива гранитоидов с каким-либо конкретным тектоническим разрывом. Более того, совершенно ясно, что многие массивы таких разрывов не имели. Даже дайкоподобные тела занимали трещины, не отмеченные существенными смещениями. Очевидно, гранитоидные магмы обладали достаточной энергией для того, чтобы самостоятельно прокладывать путь в поверхностные части земной коры.

Многофазные пермско-триасовые (?) плутоны щелочных пород. В описываемом районе насчитывается более 15 массивов щелочных пород, образующих, как правило, мелкие, реже средние (до 40—50 км² по площади) интрузивные тела. Изучением их занимались многие петрографы: Д. С. Белянкин (1910), А. В. Москвин, (Москвин, Сауков, 1931; Москвин, 1936), И. К. Никитин (1936), Е. Л. Бутакова (1950), Ю. А. Арапов (1953), Р. Д. Гаврилин (1960), З. М. Ляшкевич (1961), М. Чоткараев (1962), Н. Ф. Шинкарев (1966) и др. Наиболее полное описание формации щелочных пород северных склонов Туркестанского и Алайского хребтов дано Н. Ф. Шинкаревым (1966). Этим исследователем выделяются две провинции щелочных интрузий: северная, включающая массивы Саркент, Зардалек, Урусай, Чекинды, Зап. Кичик-Алай, и южная, в которую входят массивы Матча, Утрен, Кульп, Ходжаачкан, Джилису, Алаудин, Сурметаш, Исфайрам. Массивы этих провинций отличаются прежде всего составом слагающих их интрузивных тел. В северной провинции сначала происходит внедрение габброидов, затем сиенитов и, наконец, нефелиновых сиенитов; в южной провинции состав внедряющихся масс эволюционирует от нефелиновых сиенитов к лейкократовым турмалиновым гранитам. Н. Ф. Шинкарев ищет объяснения этим различиям в разной глубине образования щелочных магм и в различиях физико-химической обстановки их

эволюции. Возможно, следует также принять во внимание различный состав вмещающих пород: преимущественно карбонатный в северной и преимущественно терригенный в южной провинции.

Касаясь вопроса соотношений щелочных массивов с тектоническими структурами, Н. Ф. Шинкарев приходит к выводу, что «массивы щелочных пород... строго локализованы в пределах верхнегерцинской Сурметашской зоны» (1966, стр. 114). Нам, к сожалению, не удалось подметить упомянутой «строгой локализации». Щелочные массивы присутствуют также не только в смежных зонах (Высоких предгорий и Туркестано-Зеравшанской), но и еще дальше — в Зеравшано-Восточноалайской зоне (Чимтарга, Каратегин). Даже изученный Н. Ф. Шинкаревым Матчайский щелочной массив расположен примерно в 15 км к югу от южной границы Сурметашской зоны, что превышает ее собственную ширину в два раза. В распределении щелочных массивов трудно подметить какие-либо закономерности, кроме связи их с Каратегинско-Кичикалайской зоной поздних гранитоидов, в которой они присутствуют во всех подзонах.

Так, в пределах Кичикалайской подзоны залегают Зардалекский и Урусайский массивы. В пределах Сурметашской зоны (Караказкской подзоны поздних гранитоидов) расположены Самаркандекский, частично Ходжаачканский, Жилисуйский, Алаудинский, Коксуйский, Сурметашский, Исфайрамский и Западно-Кичикалайский массивы. В Зеравшанскую подзону войдут щелочные массивы Тагобы-Сабак, Утреп, Матча, Тутек, Кульп, частично Ходжаачкан. К Каратегинской подзоне можно отнести сиенитовые массивы бассейна р. Обикабут и мелкие тела, расположенные западнее вплоть до южного склона Чимтарги.

Пространственное расположение щелочных массивов Гиссаро-Алая показывает, что тектоническая зональность, намеченная в нижней перми внедрениями гранитоидов, сохраняется и в процессе формирования щелочных массивов. Тесная пространственная связь гранитоидов со щелочными породами обычно рассматривалась как свидетельство гелетической их связи. В. А. Николаев (1954), например, считал, что геологическая связь интрузий гранитной и щелочно-сиенитовой магм Алая и Туркестанского хребта не вызывает сомнений. Ю. А. Арапов (Геология СССР, т. XXV, 1954) указывает, что пространственная приуроченность щелочных пород к районам развития гранитоидов и ряд других соображений позволяют рассматривать их как наиболее поздние дифференциаты гранитной магмы. Иначе к этому вопросу подходит Н. Ф. Шинкарев, предполагающий самостоятельное зарождение щелочных магм на глубинах порядка 60 км и более.

До недавнего времени щелочные породы считались раннепермскими, хотя они, несомненно, моложе гранитов и гранодиоритов; но в последние годы начали накапливаться материалы о более молодом их абсолютном возрасте, укладываемом в пределы 185—236 млн. лет (Перчук, 1964 г.; Шинкарев, 1963 г.). Появляется необходимость повысить возраст рассматриваемых пород, что и сделано нами в предположительной пока форме (Р-Т₁?). Весьма характерной структурной особенностью большинства щелочных массивов является их сужающаяся книзу форма и синклинальное выгнутенное строение при секущих внешних контактах, что хорошо показано Н. Ф. Шинкаревым (1966) на схематических картах, составленных для Зардалекского, Сурметашского, Ходжаачканского, Жилисуйского, Матчайского и других массивов.

Со щелочными массивами связана целая серия различных жильных образований, отличающихся повышенными содержаниями цирко-

ния, ниобия, титана, урана, свинца, фтора и других элементов. Довольно широко распространено мнение о связи с этой же формацией полиметаллической и сурьмяно-ртутной минерализации.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПРОЯВЛЕНИЙ МЕТАМОРФИЗМА

Вопросами метаморфизма в Алае после И. К. Никитина (1936) и Ю. А. Арапова (1936), описавших гнейсы и кристаллические сланцы осевой части Туркестанского хребта, специально никто не занимался. Материалы, собранные в процессе геологических съемок, позволяют выделять два типа проявлений метаморфизма, отличающихся геологическим возрастом, тектонической позицией и интенсивностью. С одной стороны, это доверхнепалеозойский дипамотермальный метаморфизм фации зеленых сланцев, проявляющийся в осевых зонах синклиновых структур. С другой стороны, это позднепалеозойский весьма неравномерный метаморфизм районов интенсивного внедрения гранитоидов и антиклинорных структур.

Возраст метаморфизма зеленых сланцев, занимающих осевые зоны синклинориев, устанавливается на основании:

1) находок обломков этих сланцев в базальных слоях орогенического комплекса (их возраст колеблется в разных зонах от памирского до позднемосковского);

2) находок фауны D_{1-2} , возможно, даже S_2 в верхних слабоизмененных частях метаморфизованных серий;

3) определений абсолютного возраста, укладываемых в 270—388 млн. лет для зеленых сланцев канской серии в Юж. Фергане и в 310—390 млн. лет для ягнобских сланцев.

Время метаморфизма должно, таким образом, быть близким времени самых первых проявлений ранних фаз герцинской складчатости (D_3 — C_1) или даже предвдять эти фазы. Надо, правда, оговориться, что для нижней части метаморфизованных серий возможны проявления и более древнего метаморфизма. Вопрос этот остается пока нерешенным.

Тектоническая позиция рассматриваемых зеленых сланцев весьма характерна (рис. 53). В Юж. и Сев.-Вост. Фергане они располагаются в зоне соприкосновения каледонско-герцинских структур Среднего Тянь-Шаня с герцинскими эвгеосинклинальными образованиями Юж. Тянь-Шаня. Можно предполагать, что это была зона разлома, разграничивавшая более жесткий массив Среднего и более податливые области Юж. Тянь-Шаня. Интенсивные проявления основного вулканизма и динамометаморфизма делают предположение о существовании этого (Южно-Ферганского) разлома еще более вероятным. Возможно, что эта зона была выражена в среднем палеозое глубоким рвом. Движения со стороны Среднего Тянь-Шаня привели к раздавливанию и надвиганию зеленых сланцев на южнотяньшаньские основные эффузивы или эффузивно-терригенные толщи, в результате чего метаморфизованные породы получили самое высокое структурное положение и стали занимать осевые зоны последующих синклиновых структур (Кзыл-Кунгейской, Араванской, Зарианской, Келематинской и др.).

Точно такое же положение занимают зеленые сланцы и в восточной части Охинско-Талдыкского синклинория. Здесь они либо представляют собой экзотические массивы, либо же (вероятнее) выхаты из зоны разлома, почти параллельного Южно-Ферганскому. Залегают они здесь также на вулканогенных разрезах среднего палеозоя. Сходную структурную позицию можно видеть у метаморфизованных сланцев ядерной части Терекдаванского синклинория в Вост. Алае. Они

располагаются в зоне встречных поддвигов, сильно рассланцованы и надвинуты на терригенно-вулканотенные или карбонатные разрезы Pz₂.

Ягнобские или верхнепушневатские зеленые сланцы Зеравшано-Гиссара также тяготеют к ядерной части Чимтаргинского синклинория и залегают на карбонатных разрезах среднего палеозоя. Аналогичные сланцы присутствуют и в зоне Гиссарокого разлома, что создает картину, напоминающую соотношения зеленых сланцев зоны Южно-Ферганского разлома и Талдыкского синклинория.

Если учесть, что зона Южно-Ферганского разлома представляет собой структуру в общем синклиналиную, то можно заключить, что динамотермальный метаморфизм фации хлоритовых сланцев тесно связан с зонами раннегерцинского вулканизма и синклинорными структурами, т. е. с зонами раннегерцинских глубинных разломов.

Позднегерцинский метаморфизм по времени соответствует позднегерцинской складчатости и этапу поздних гранитоидов. Вероятно, наиболее интенсивные изменения пород совершались именно на последнем этапе, ибо даже в пределах одного позднепалеозойского синклинория можно наблюдать возрастание степени метаморфизма пород с приближением к району внедрения гранитоидных массивов, хотя интенсивность складчатости остается постоянной. Такая картина может наблюдаться, например, в западной части Гульчинского синклинория. К этапу позднегерцинской складчатости можно отнести проявления метаморфизма в Кипчальминском и Кульгеджелинском антиклинориях, где проявления гранитоидного магматизма отсутствуют.

Разнообразной, местами высокой, степени метаморфизма подвержены породы Каратегинско-Кичикалайской зоны внедрения поздних гранитоидов, особенно там, где эта зона наложена на антиклинорные структуры, и прежде всего в районе Туркестано-Зеравшанской подзоны внедрения гранитных массивов. Здесь связь метаморфизма и гранитных интрузий установлена И. К. Никитиным (1936) и Ю. А. Араповым (1936). Последний отмечает, что в верховьях Ляйляка зона контактовых образований превышает по мощности 2 км и включает зоны: 1) гнейсо-гранитов и гранито-гнейсов, 2) гнейсов (биотитовых, двуслюдяных, биотито-роговообманковых, пироксеновых, силлиманитовых), 3) кристаллических сланцев (силлиманитовых, андалузитовых, фукситовых, кварцево-слюдяных). Переход к слабоизмененным породам совершается при этом постепенно.

Восточнее, в истоках р. Исфары, И. К. Никитин в контактовой порофировидных гранитов различает зоны: 1) мелкозернистых гнейсов и силлиманитовых сланцев, 2) андалузитовых сланцев, 3) пятнистых сланцев. Мощность первых двух зон достигает 1,5 км. Третья зона еще шире и постепенно переходит в слабоизмененную песчано-сланцевую толщу силура. По простираанию сильно метаморфизованные сланцы прослеживаются на десятки километров. Сильным метаморфизмом вмещающих пород отличается также и Каратегинская подзона гранитоидных интрузий. В северо-восточном направлении степень метаморфизма уменьшается, и контактовые изменения в Кичикалайской подзоне достигают лишь первых сотен или только десятков метров. Гнейсы и кристаллические сланцы уже отсутствуют, отмечаются лишь роговики, пятнистые и блестящие сланцы.

Проявления метаморфизма, наблюдающиеся в герцинидах Алая, хорошо соответствуют идеям Рида, развиваемым Б. Я. Хоревой (1966), о двух типах метаморфизма: «динамотермальном» и «плутоническом». Первый из них связан с зонами раннего основного вулканизма, синклинорными структурами, характеризующимися как зоны впаивания при незначительной роли поверхностных поднятий. Весьма вероятно, что эти

зоны являются зонами глубинных разломов. Они характеризуются основным и ультраосновным магматизмом и общей тенденцией к погружению. Они первыми уступают горизонтальному сжатию и испытывают максимальные деформации (раздавливание). Второй тип метаморфизма может быть наложен на различные структуры, но в основном тяготеет к антиклинорным зонам, обладающим тенденцией к поднятию. Этим зонам свойственны интенсивные проявления гранитоидного магматизма. Ясной связи с поверхностными разломами и четко выраженной линейности не наблюдается.

Со структурных позиций эти два типа метаморфизма можно называть метаморфизмом синклинорных структур и метаморфизмом наложенным, чаще всего антиклинорным.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ТЕЛЕТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Региональная тектоническая позиция многих полезных ископаемых, отчетливо связанных с определенными магматическими или осадочными формациями, достаточно очевидна и соответствует позиции родоначальной формации. Иначе обстоит дело с телетермальной минерализацией, имеющей широкое распространение в Алае.

Закономерностям размещения полиметаллических и сурьмяно-ртутных руд в Зеравшано-Алае посвящена обширная литература. В трудах В. Э. Пояркова, Б. Н. Наследова, Н. В. Нечелюстова, Ф. И. Вольфсона, А. А. Саукова, В. И. Смирнова, В. Т. Сургая, В. П. Федорчука, Н. А. Никифорова, Н. С. Мудрогиной и др. рассматриваются закономерности размещения руд в пределах рудных полей и месторождений. Ими выявлено и обосновано значение структурного и литологического контроля, явлений трещиноватости и экранирования в распределении рудных компонентов. В региональном аспекте эти вопросы рассматривались Д. И. Щербаковым, В. И. Поповым, В. И. Смирновым, Н. М. Сеницыным, Е. Д. Карповой, П. Д. Виноградовым, А. Е. Довжиковым, В. Р. Мартышевым, В. П. Федорчуком, Н. А. Никифоровым, В. Т. Сургаем, Е. А. Митрофановым и др. Вместе с тем неясность вопроса о происхождении рудоносных растворов, о характере их связи с изверженными или осадочными породами заставляет при анализе размещения руд идти главным образом путем эмпирических сопоставлений и сравнений. Здесь мы можем рассмотреть лишь пространственно-временные соотношения телетермального оруденения с процессами магматизма, с геологическими формациями, с тектоническими зонами и тектоническими структурами. В схематизированном виде эти соотношения изображены на рис. 55.

В соответствии со сложившимися представлениями намечаются следующие зоны телетермального оруденения:

1. Южно-Ферганский сурьмяно-ртутный пояс (зона), подразделяющийся на рудные кулисы (подзоны): Улугтаускую, Учкурганскую, Каузанскую, Катранскую, Хайдарканскую, Сымапскую, Янгиарьжскую и Сарыбельскую. С востока к Южно-Ферганскому поясу примыкают Ташбулакская ртутно-сурьмяно-свинцовая и Мурдашинская ртутная подзоны, расположенные по простиранию Хайдарканской подзоны, а также Гупуканская подзона, расположенная в простирании с Катранской.

2. Восточноалайская сурьмяно-ртутная зона.

3. Каратау-Шуранская полиметаллическая зона.

4. Талдыкская полиметаллическая зона.

Вопросы соотношения сурьмяно-ртутного и полиметаллического оруденения с магматизмом далеко не решены. Прямые доказательства

этой связи отсутствуют, и среди высказанных соображений можно различать три точки зрения:

1) оруденение связано с завершающими фазами эволюции позднегерцинских магматических очагов (щелочные интрузии);

2) оруденение связано с эволюцией очагов среднеспалеозойского основного и ультраосновного магматизма;

3) генетическая связь оруденения с магматизмом отсутствует.

В пользу первой точки зрения можно привести следующие соображения:

а) щелочные интрузии и телетермальное оруденение одновозрастные или очень близки по возрасту ($P-T_1$);

б) намечается закономерное расположение полиметаллических и сурьмяно-ртутных руд по периферии Каратегинско-Кичикалайской зоны гранитоидных и щелочных интрузий (см. рис. 55). При этом в непосредственной близости к границам интрузивной зоны располагаются полиметаллические и единичные сурьмяные рудопроявления (Талдыкская зона, Турабулакская подзона, рудопроявление Тамдыкол), а в некотором удалении — сурьмяно-ртутное и ртутное оруденение (Восточноалайская зона, Мурдашинская, Гупукавская подзоны и значительная часть Южно-Ферганского пояса от Каузанской до Янгиярыкской подзон). Диагональное расположение пояса по отношению к раннегерцинским структурам на указанном участке соответствует диагональной ориентировке зоны, насыщенной интрузиями;

в) в минералогическом составе сурьмяно-ртутных месторождений и жильных образований, непосредственно связанных с массивами щелочных пород, имеются общие особенности, как, например, бросающиеся в глаза обилие флюорита и др.

Нам представляется, что гипотеза А. В. Москвина (1936) о связи телетермального оруденения Алая с поздними этапами герцинского магматизма может в первом приближении объяснить общий план расположения оруденения. С точки зрения этой гипотезы Каратау-Шуранскую полиметаллическую зону следует, нам представляется, связывать с окраинными частями зоны гранитоидных интрузий, расположенной севернее, под Ферганой. Южно-Ферганский пояс в широком смысле можно рассматривать тогда как результат общих «усилий» Туркестано-Кичикалайской и северной, Ферганской(?) или даже Каржаптау-Кураминской(?), интрузивных зон. Подобные идеи в последнее время неоднократно высказывал В. И. Попов. Мы не располагаем данными, явно противоречащими этой гипотезе.

Вторая из названных выше точек зрения поддерживается Е. Д. Карповой (1959, 1960а, б). Указывая на пространственную связь сурьмяно-ртутной минерализации с разломами и районами проявлений основного и ультраосновного магматизма, она предполагает и генетическую связь оруденения с глубинными длительно развивавшимися очагами основных магм. Взаимное расположение гипербазитов, зон основного вулканизма и телетермального оруденения показывает, что сурьмяно-ртутные руды часто размещаются на крыльях синклипорных структур, выполненных вулканогенными толщами (Улугтауская, Шютская, Мурдашинская рудные подзоны), но сами эти толщи редко бывают рудовмещающими.

Однако главная часть Южно-Ферганского пояса на участке Сымап — Кадамжай диагональна по отношению к Надироской зоне основного и ультраосновного магматизма. Диагонально, по-видимому, ориентирована и Восточноалайская рудная зона. В общем нам представляется, что зависимость в расположении оруденения и основного магматизма не превышает зависимость 2-го порядка и ограничена рангом рудных подзон. Трудно представить генетическую их связь также

и потому, что основные эффузивы имеют главным образом девонский возраст и лишь незначительные проявления основного вулканизма встречаются в среднем карбоне. Гипербазитовые интрузии также не поднимаются по возрасту выше среднего карбона, тогда как телетермальное оруденение имеет пермский или даже пермско-триасовый возраст.

Неясность вопроса побудила геологов разрабатывать гипотезу образования телетермальных руд из первично осадочных концентраций соответствующих элементов. Так, В. Т. Сургаем (1955—1966 гг.) предлагалась гипотеза первоначальной концентрации ртути в песчаниках силура с последующим переотложением ее гидротермальными растворами. Им же высказывались соображения о возможностях осадочных концентраций интересующих нас металлов в доломитовых толщах девона алайского типа разрезов Pz₂. Общая приуроченность сурьмяно-ртутных и особенно ртутных месторождений к карбонатным толщам и прежде всего к разрезам алайского типа — факт несомненный (Поршняков, 1960), но объяснения ему могут быть даны различные, и поэтому требуются дальнейшие исследования вопроса. При этом следует иметь в виду, что в Восточноалайской ртутной зоне и в Карачатыре почти отсутствуют доломитовые фации девона и что, с другой стороны, очень широкое распространение их в верховьях Шахимардана и Исфайрама не сопровождается признаками сурьмяно-ртутного оруденения.

Мы отметили только пространственные и возрастные соотношения оруденения и, возможно, «материнских» пород, не обнаружив на этом пути ясного решения вопроса о происхождении рудоносных растворов. Более надежные данные нужно искать на пути геохимических исследований; имеющиеся же геологические материалы, нам кажется, лучше укладываются в гипотезу возникновения указанных растворов на конечных стадиях эволюции позднегерцинских магматических очагов.

Вопрос об отношении телетермального оруденения к тектоническим зонам подробно рассматривался Н. М. Силиным (1948, 1959), приходившим к выводу о приуроченности Южно-Ферганского пояса к системе пермских разломов, развитых на северной окраине среднекарбоновой складчатой зоны Высоких предгорий Алая, вдоль ее границы с Карачатырской зоной раннепермской складчатости. Н. М. Силин считал тектонические зоны и их границы длительно развивающимися крупными элементами тектоники, сохраняющими свое положение в течение всего периода геосинклинального развития данной области. Из таких же позиций исходит и Е. Д. Карпова (1959), сопоставляя Южно-Ферганский пояс со всей зоной Высоких предгорий Алая. Такой подход, нам кажется, допустим при мелкомасштабных исследованиях.

Главное направление Южно-Ферганского пояса при детальном рассмотрении не является строго продольным как по отношению к структурам раннегерцинским, так даже и по отношению к границе позднегерцинской Карачатырской зоны. Оно более или менее соответствует этой границе на участке Чонкой — Кадамджай, но от Кадамджая к Сымапу наискось, в юго-западном направлении, пересекает центральную часть зоны Высоких предгорий и далее следует на запад, постепенно приближаясь к южной границе зоны и протягиваясь вдоль нее. В положении пояса можно видеть черты новой зональности. Ее легче связать со сходным положением зоны поздних гранитоидов и щелочных пород, нежели с границами тектонических зон.

Вместе с тем Южно-Ферганский пояс распадается на отдельные рудные кулисы, или подзоны, ориентированные уже по простиранию раннегерцинских структур зоны Высоких предгорий. Очевидно, появление рудоносных растворов подчинено зональности этапа поздних

гранитоидов, но распределение их зависит от ранее сформированных, в данном случае раннегерцинских, осложненных позднегерцинскими разломами, структур. Позднегерцинские разломы, играющие важную роль в распределении оруденения, в существенной степени наследуют направления, заложенные раннегерцинской складчатостью. Наиболее крупные из этих разломов близки к продольным и имеют почти широтные простирания (Долинный, Акташский, Шивалинский), но много и диагональных разломов (Арпалыкский, Кульдаминский и др.). Напрашивается мысль, что в конце палеозоя имела место различная ориентировка сколовых поверхностей на разных глубинных уровнях земной коры с преобладанием продольных направлений в осадочной оболочке и диагональных на глубине.

По отношению к складчатым позднегерцинским структурам 1-го порядка в распределении оруденения наблюдается довольно четкая зависимость: сурьма и ртуть явно «предпочитают» позднегерцинские поднятия, тогда как полиметаллические рудопроявления чаще встречаются в позднегерцинских синклинориях (Каратау-Шуранская и Талдыкская зоны, Ходжаачкан), тяготея к их краевым частям. Объяснение этому явлению можно искать в конкретном распределении зон гранитоидного магматизма, в термальной обстановке периода рудообразования, а может быть, даже в процессах осадочной дифференциации веществ.

Из среднепалеозойских структур 1-го порядка сурьмяно-ртутное оруденение тяготеет в общем к структурам антиклинорным, располагаясь как в их сводовой части (Кадамджай), так и на крыльях (большинство месторождений), что можно объяснить соответствующим расположением разломов и направляющей ролью экранирующих поверхностей. То же явление наблюдается и в пределах раннегерцинских структур 2-го порядка. Главные месторождения расположены в антиклиналях или на их крыльях, ряд месторождений приурочен к моноклиналям (чешуям) на крыльях синклинорных структур; в пределах синклиналей 2-го порядка известны только редкие рудопроявления.

Весьма интересно отношение оруденения к надвиговым структурам, несомненно дорудным, раннегерцинским. Значительная часть месторождений располагается под поверхностями надвигов, причем рудные тела лежат обычно в десятках или первых сотнях метров ниже этих поверхностей, будучи отделены от них сланцами толубайской, маляранской, шютской, айляминской или других предскладчатых свит. Вряд ли многократное повторение таких соотношений случайно. Вероятно, надвиговые поверхности и лежащие выше плохопроницаемые сланцы девона или силура играют направляющую роль при движении гидротермальных растворов, особенно на глубине, где можно предполагать срезание надвигами сланцев предскладчатых свит.

Существенное влияние на распределение телотермального оруденения оказывают формационные типы разрезов палеозоя. В верхнем (позднепалеозойском) структурном ярусе известны лишь очень незначительные ртутные и небольшие полиметаллические рудопроявления трещинного типа, приуроченные в основном к молассоподобным образованиям. Связь рудопроявлений с массивными конгломератами легко объяснима способностью последних раскалываться на блоки, давать открытые трещины.

Резкие изменения в горизонтальном направлении формационного состава среднепалеозойских толщ создают разнообразные условия размещения оруденения. Для Южно-Ферганского пояса установлено, что наиболее продуктивными в этом отношении являются известняково-доломитовые разрезы алайского типа, включающие большинство месторождений. Второе место занимают известняковые разрезы (ярунтуз-

ский и близкие к нему подтипы), в которых размещаются некоторые месторождения и серия рудопоявлений. Сокращенные же и вулканогенные типы разрезов среднего палеозоя содержат лишь редкие рудопоявления. Объяснить указанные соотношения можно как сравнительно хорошей проницаемостью карбонатных толщ, так и их структурной позицией. Алайские толщи залегают в ядерных частях антиклинорных структур, известняковые разрезы образуют обычно крупные моноклинали, а вулканогенные размещаются в ядерных частях структур синклинорных. Возможно, конечно, и иное толкование этих связей с позиций осадочного происхождения первичных концентраций ртути в доломитово-известняковых толщах.

Типы разрезов среднего палеозоя оказывают влияние на размещение оруденения и в верхнем структурном ярусе. Так, например, Каратауская подзона отличается от Карачатырской наличием под верхним палеозоем известняково-доломитовых толщ Pz_2 и одновременно присутствием полиметаллического оруденения как в подошве, так и в нижних частях верхнепалеозойских отложений.

Следует, наконец, указать на еще одну закономерность размещения оруденения уже в пределах карбонатных формаций. Главные массы руды, как правило, залегают в самых верхних горизонтах карбонатных массивов, обычно непосредственно под перекрывающими их сланцами. Поэтому в зоне Высоких предгорий, где карбонатные массивы венчаются известняками нижнего или среднего карбона, именно эти горизонты и являются рудовмещающими. Интересно, что при крутом залегании пород закономерность теряет свое значение, а в случае опрокинутого залегания (район Адыракоу, например) рудоносными становятся сравнительно низкие горизонты карбонатных массивов.

Итак, размещение телстермальных руд определяется целой серией факторов, из которых в региональном плане главное значение имеют:

1. Зональность появления гидротермальных растворов, подчиненная глубиной тектонической зональности этапа поздних гранитоидов или даже конца этого этапа (P_2-T_1).
2. Сложившаяся ранее (в среднем палеозое и при первых фазах складчатости) структурно-формационная зональность, определившая пути движения растворов и размещение телстермальной минерализации.

Наложение зональности поздних этапов на более раннюю и создает все многообразие конкретной геологической обстановки размещения оруденения. При этом первостепенное значение имеет тектоническая зональность этапа поздних гранитоидов, обеспечивающая само появление несущих руду растворов. Без достаточной интенсивности процесса минерализации весьма благоприятные во всех других отношениях структуры теряют практический интерес.

Глава IV. РАЗВИТИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

В предыдущих главах проанализированы особенности различных проявлений тектонической активности герцинской геосинклинали Юж. Тянь-Шаня. При этом обнаружилось разнообразие пространственные и временные связи между складкообразованием, магматизмом, структурообразованием, метаморфизмом. Наметились естественные, генетически связанные комплексы проявлений внутренней активности земли, которые и должны, очевидно, рассматриваться в качестве основных единиц тектонического районирования. Вместе с тем выявились и существенные изменения в содержании и очертаниях этих единиц даже в пределах герцинского цикла при переходе от одного его этапа к другому. Наметились изменения самой тектонической зональности. Это может иметь значение как для понимания тектонического развития складчатой области, так и для выявления закономерностей размещения полезных ископаемых. Вряд ли можно опираться на среднепалеозойскую тектоническую зональность при прогнозировании полезных ископаемых, возникших на этапе внедрения поздних гранитоидов. А такие попытки делались и делаются до сих пор. Изложенные в предыдущих главах материалы показывают, что ни один этап развития района не проходит бесследно для дальнейшей его истории, но и не определяет будущего развития целиком. Наследственность и изменчивость, по-видимому, основа эволюции и живой материи, и подвижных зон земли.

Как уже указывалось, у нас слишком мало данных для того, чтобы выявить реальные черты нижнепалеозойской зональности. Нижний слур в фациальном отношении слишком однообразен. В это время в Туркестанском, Алайском хребтах и в Баубашате господствуют фации граптолитовых сланцев и песчаников. Только в Зеравшано-Гиссаре обособляется зона карбонатного осадконакопления. Достаточно очевидно, что дробная среднепалеозойская зональность в Алае закладывается только в лудове.

Значительно больше возможностей имеется для сравнения среднепалеозойской (собственно геосинклинальной) и позднепалеозойской (орогенической) зональности. Во время развития первых фаз складчатости

тости в Юж. Тянь-Шане сложились два типа среднепалеозойских тектонических зон:

1. Антимергентные или односторонние(?) синклинали, наследующие ранние вулканогенные прогибы, с резкой фациальной изменчивостью отложений на крыльях. Они характеризуются основным или ультраосновным магматизмом и динамотермальным метаморфизмом фации хлоритовых сланцев в осевых зонах. К их числу относятся синклинали Южно-Ферганской зоны, Охнискско-Талдыкский синклинали, Даудинско-Кальтабозская синклинали зона, Чимтаргинский и Терек-даванский синклинали.

2. Сивергентные или односторонние(?) антиклинории, наследующие среднепалеозойские «антиклинальные отмели» или среднепалеозойские прогибы, заполненные осадочными толщами. Проявления магматизма и метаморфизма не характерны. Таковы Каузанский, Сюрень-тубинский антиклинорий, антиклинорий северо-западной части Ферганского хребта, Андыгенско-Кичикалайский, Расраутский, Туркестано-Зеравшанский, Ягнобский(?) и Каракульский антиклинорий.

Короче говоря, в течение среднего палеозоя, включая и время первых фаз складчатости, в герцинской геосинклинали Юж. Тянь-Шаня формируются синклинали и антиклинорные тектонические зоны, отличающиеся комплексом тесно связанных признаков: 1) общей формой тектонической структуры (выпуклой или вогнутой, анти- или синвергентной); 2) мощностями среднепалеозойского комплекса (относительно полными разрезами разновозрастных прогибов и сокращенными разрезами «антиклинальных отмелей»); 3) формационными типами разрезов среднего палеозоя, особенно присутствием или отсутствием основных и средних лав и туфов; 4) основными и ультраосновными интрузиями (предкладчатыми или соскладчатыми); 5) динамотермальным среднепалеозойским метаморфизмом.

Пространственная связь зон основного вулканизма, ранних прогибов, зон основных и ультраосновных интрузий, антимергентных синклинали структур и зон хлоритизированных сланцев непосредственно вытекает из фактических материалов по геологии Алая и смежных районов. Она может получить объяснение в гипотезе возникновения в конце силура раннегерцинских глубинных разломов, определивших все дальнейшее развитие этих зон. Глубинные разломы располагались, по видимому, где-то в осевых зонах двусторонних синклиналиев и близ краевой части односторонних. Отсутствие явного выражения этих разломов на поверхности лишает нас возможности использовать их непосредственно для целей детального тектонического районирования. Тем более они непригодны для таких целей в случае двусторонних синклиналиев зон, когда они делят эти зоны пополам вдоль оси. Границы зон в таком случае проходят где-то на крыльях структур 1-го порядка и, естественно, приобретают условный характер. Первичная граница прогиба и поднятия может быть и разрывной, и постепенной. Можно условиться проводить в таких случаях границы зон по окраинам вулканогенных прогибов — синклиналиев, причисляя к ним относительно полные разрезы осадочных пород тех же прогибов, но оставляя в пределах антиклинорий зон сокращенные разрезы и относительно полные разрезы обособленных осадочных прогибов (см. рис. 55). В Алае такие границы, как правило, будут выражены надвиговыми структурами. На обзорных картах можно показывать лишь осевые зоны антиклинорий и синклиналиев. Более детальное деление тектонических зон собственно геосинклиналиального этапа можно вести по формационным типам разрезов среднего палеозоя (см. рис. 53).

В перечисленном выше комплексе признаков, по которым устанавливаются тектонические зоны собственно геосинклинального этапа, не указан возраст складчатости, так как он уже учтен при выделении этапа (речь идет только о раннегерцинских зонах), а также и потому, что возраст складчатости не может быть определен достаточно точно для зоны в целом. Весьма вероятным представляется развитие складчатости от осевой зоны синклинория к смежным антиклинориям в течение промежутка времени, близкого к веку или даже к эпохе. Вместе с тем надо заметить, что тектонические зоны ранних фаз складчатости не изолированы полностью по времени дислокаций друг от друга.

Тектоническая зональность орогенического (позднепалеозойского) этапа развития герцинид Юж. Тянь-Шаня отличается как комплексом характерных признаков, так и очертаниями соответствующих зон. В ней можно видеть ясную унаследованность предшествующих структур и вместе с тем много нового и своеобразного. В позднем палеозое развиваются прогибы и поднятия (не «антиклинальные отдели», как в P_2 , а именно поднятия). Поскольку в пределах поднятий отложения орогенического комплекса почти отсутствуют, за границы прогибов и тектонических зон принимаются обычно границы полей сплошного или значительного распространения этого комплекса (рис. 54). Характер же позднепалеозойских прогибов и возникших впоследствии на их месте структур в большой степени зависит от того, когда и как сильно были дислоцированы толщи, на которые налегают породы орогенического комплекса. Очевидно, от этих обстоятельств зависит степень сформированности гранитного слоя земной коры, ее «жесткость» и поведение при последующих дислокациях.

Так, например, Кураминский позднепалеозойский прогиб, заложенный в области проявлений и каледонской, и раннегерцинской складчатости, характеризуется интенсивным развитием главным образом кислого вулканизма и изометрическими очертаниями позднегерцинских структур. На него во многом похож Южно-Гиссарский прогиб, заложенный на древнем складчатом основании. Карачатырско-Турдукская зона позднепалеозойских прогибов, наложенная главным образом на раннегерцинские структуры, характеризуется уже брахиформными или линейными складками и слабыми проявлениями кислого вулканизма. Сурметашская же зона, в которой орогенический комплекс ложится почти согласно и которая не имеет складчатого фундамента, отличается отсутствием проявлений кислого вулканизма и большой сложностью линейных складок.

Очевидно, классифицируя тектонические зоны орогенического периода, необходимо на первое место поставить характер соотношений позднего палеозоя с более древними породами и возраст дислокаций последних. С этими признаками тесно связаны интенсивность позднего вулканизма и формы складчатых дислокаций. Интрузивный гранитоидный магматизм не может служить надежным признаком тектонической зональности. Если ранние гранитоиды еще обнаруживают связь с краевыми частями герцинской геосинклинали, выходя все же за рамки развитых здесь позднепалеозойских прогибов (Юж. Гиссар, Курама), то о поздних гранитоидах уж и говорить не приходится, настолько они самостоятельны. То же самое можно сказать и о позднепалеозойском метаморфизме, тесно связанном с зонами внедрения гранитоидов.

Интересным критерием развития тектонических событий в позднем палеозое может явиться возраст поздних прогибов, время их заложения и отмирания. В заложении поздних прогибов в Фергане намечается направленная в общем с севера на юг последовательность. Кураминский прогиб закладывается в конце нижнего карбона, Карачатырско-Турдукская зона — главным образом в начале среднего карбо-

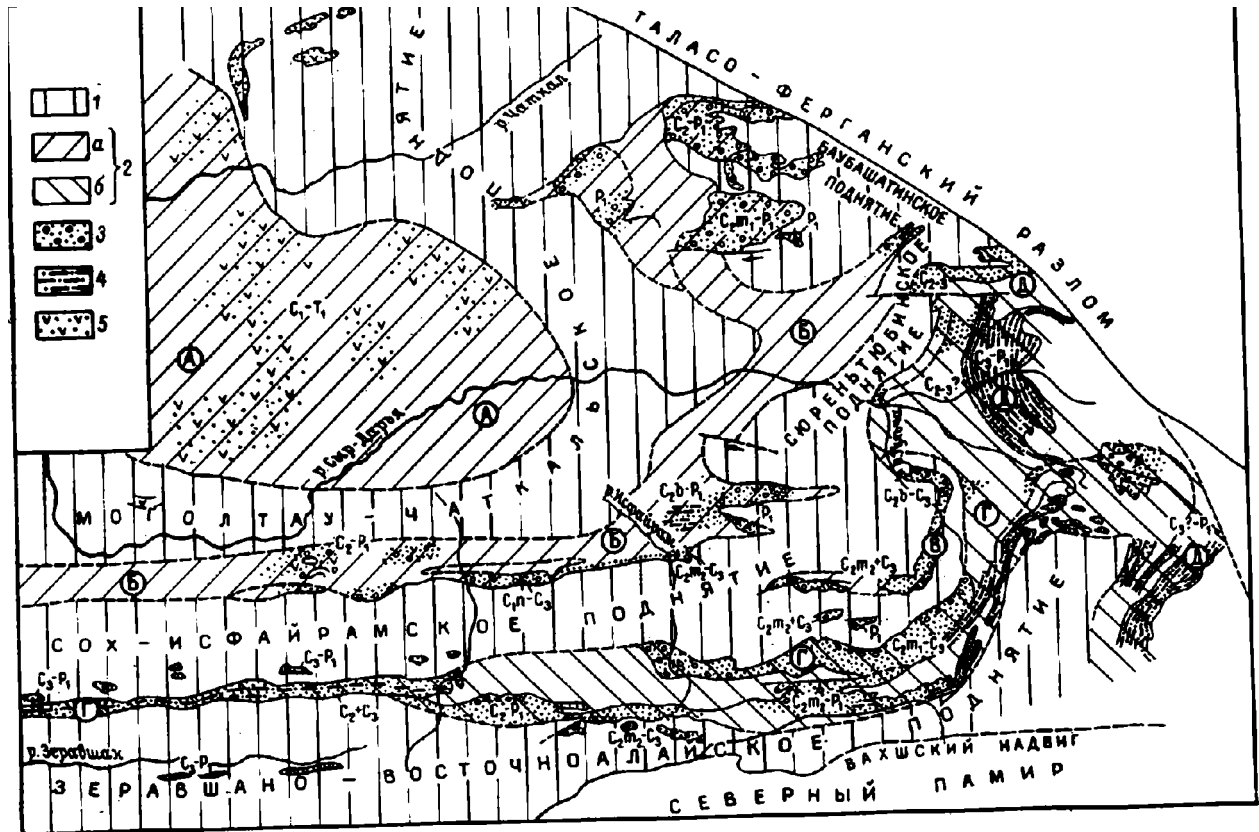


Рис. 54. Схема расположения позднегерцинских поднятий и прогибов в Юго-Зап. Тянь-Шане.
 1 — зоны позднегерцинских поднятий; 2 — зоны позднегерцинских прогибов: а — наложенные на раннегерцинские структуры; А — Кураминская, Б — Карачатырская, В — Талдыкская; б — продолжающие среднепалеозойское погружение. Г — Сурметашская, Д — Яссынская; 3—5 — формационные типы органических комплексов (в пределах современных выходов пород); 3 — молассово-грубо-флищовидные, 4 — флищовидные, 5 — вулканогенно-осадочные. Возрастной объем орогенических комплексов показан индексами.

на, Талдыкский прогиб — в конце среднего карбона. Формирование этих прогибов как бы следовало за волной первых фаз складчатости, не достигшей в среднем карбоне Сурметашского прогиба. Можно предполагать подобные, но слабее выраженные явления и у южной окраины герцинской геосинклинали. Обратная последовательность намечается при отмирании поздних прогибов: Талдыкский был «выключен» в S_3 , Карачатырско-Турдукский — в P_1 , Кураминский и Южно-Гиссарский — в конце перми или начале триаса. Особо развивается «унаследованный» Сурметашский прогиб, в восточной и северо-восточной частях которого отмечается смещение зоны интенсивного осадкообразования во времени к югу и юго-востоку. Если оставить в стороне детали, то развитие поздних прогибов можно представить на фоне встречных, направленных к Сурметашской зоне, волн первых фаз складчатости, сменявшихся расходящимися волнами поздних фаз. Обратные волны поздних фаз могли появиться, очевидно, только после раздавливания ранних вулканогенных прогибов, передачи давлений к Сурметашскому прогибу, его раздавливанию и поднятию.

Определяющим процессом в развитии структур орогенического этапа в герцинидах Алая и смежных районах была последовательная, направленная от жестких массивов консолидация земной коры, идущая на фоне, а может быть, и за счет ее горизонтального меридионального сжатия. В развитии позднегерцинской зональности это выразилось в последовательном центростремительном образовании серии тыловых прогибов, смятия Сурметашского прогиба и центробежном разрастании общего поднятия Юж. Тянь-Шаня. Поэтому для оценки типа тектонических позднегерцинских зон (прогибов) нужно учитывать следующий комплекс генетически связанных признаков: 1) состояние фундамента орогенического комплекса (время и степень дислоцированности); 2) интенсивность проявлений кислого вулканизма; 3) формы складчатых структур; 4) возраст прогиба.

Опираясь на этот комплекс, можно выделить следующие типы поздних прогибов — тектонических зон (рис. 54, 55):

1. Прогибы, наложенные на каледонско-раннегерцинское или даже более древнее основание (Кураминский, Южно-Гиссарский). Для них характерны резкие несогласия в основании и внутри позднего палеозоя, интенсивный поздний вулканизм, изометрические и неясно ориентированные структуры, раннее заложение и наиболее позднее завершение процессов осадконакопления.

2. Прогибы, наложенные главным образом на раннегерцинские структуры (Карачатырско-Турдукский, Талдыкский). Они характеризуются резким несогласием в основании орогенического комплекса, слабыми проявлениями или отсутствием позднего вулканизма, брахиформными, реже линейными складчатыми структурами, меньшим стратиграфическим объемом орогенического комплекса.

3. Прогибы, не имеющие складчатого основания (Сурметашская зона прогибов, Яссинская зона). В этих зонах отсутствуют резкие угловые несогласия в основании и внутри орогенического комплекса, отсутствуют проявления позднего вулканизма, складчатые структуры сложны и линейны, стратиграфический объем различный.

Очевидно, что указанные прогибы образуют естественный ряд с возрастающей подвижностью и затуханием позднего вулканизма от краевых частей геосинклинали к осевой Сурметашской зоне. Очевидно, что комплекс признаков, позволяющих классифицировать позднегерцинские зоны, несколько отличается от такового для зон раннегерцинских. Более дробное районирование позднегерцинских зон-прогибов можно вести по структурному признаку, выделяя в зонах антиклинорные, синклинорные и прочие подзоны и учитывая стратиграфический

объем орогенического комплекса. Так, в Сурметашской зоне могут быть выделены Гульчинский, Аугульский, Ходжаачканский синклиноории, Кульгеджелинский антиклинорий и т. д.; в Карачатырской зоне — Шуранский и Карачатырский синклиноории, Каратауская подзона брахиструктур и т. п. Большое значение при этом расчленении может иметь также тип разреза подстилающих отложений. Четкой системы критериев дробного тектонического районирования позднегерцинских зон пока не выработано.

Для выяснения вопроса о соотношениях разновозрастных зон проследим судьбу раннегерцинских структур в позднем палеозое. Оказывается, судьба раннегерцинских вулканогенных синклиноориев в позднем палеозое была различной. Вулканогенные синклиноории и гемисинклиноории Южно-Ферганской зоны и Охиинско-Талдыкский синклиноорий после короткого перерыва в отложении, связанного с первыми фазами складчатости, продолжали прогибаться и в позднем палеозое, так что Талдыкский поздний прогиб и Карачатырско-Турдукская зона позднего прогибания довольно точно накрыли осевые зоны предшествовавших синклиноорных структур, захватив, правда, и окраинные части Срединного Тянь-Шаня. В то же время антивергентные раннегерцинские синклиноории южной окраины геосинклинали (Чимтаргинский, Терекдавалский) в позднем палеозое оставались в приподнятом состоянии и почти не перекрывались орогеническими отложениями.

Аналогичную картину можно наблюдать, прослеживая судьбу раннегерцинских «антиклинальных отmelей», входящих обычно в антиклинорийные структуры. Мы можем видеть их как в пределах позднепалеозойских поднятий (Сох-Исфайрамского поднятия, например), так и в пределах позднепалеозойских прогибов (в восточной половине Гульчинского синклиноория, в Аугульской подзоне). Судьба среднепалеозойских, как отрицательных, так и положительных, структур, следовательно, различна. Но, может быть, сохраняются границы тектонических зон, те самые «вечно живущие» разломы, которые, по мнению многих геологов, разделяют эти зоны? И здесь мы должны разочаровать сторонника клавишной тектоники. Нет, и границы зон часто не сохраняются. Достаточно указать, что под орогеническими комплексами Карачатырской зоны можно встретить как обычную для Юж. Тянь-Шаня южноферганскую группу разрезов среднего палеозоя (Карачатыр, Кызыл-Кия), так и разрезы, близкие Срединному Тянь-Шаню (Каратау — Гузан). Под верхнепалеозойскими толщами Сурметашской зоны можно встретить как сокращенные (Гульча, Аугул), так и относительно полные разрезы алайского (Сурметаш) или кульгеджелинского (осевая часть Алая) типа.

Сама природа границ зон зачастую бывает различной. Для раннегерцинских зон типичны надвиговые границы, тогда как на границах позднегерцинских зон часто можно наблюдать трансгрессивные контакты. Различны бывают и размеры зон: позднепалеозойское Сох-Исфайрамское поднятие включает две антиклинорийные и две синклиноорийные раннегерцинские зоны, а позднепалеозойское Зеравшано-Гиссарское поднятие — несколько раннегерцинских структур I-го порядка.

Нет, о полной унаследованности в зональностях собственно геосинклинального и орогенического этапов говорить нельзя. Они отличаются и качественно (различны комплексы признаков, характеризующих зоны), и размерами, и деталями ориентировки. При детальном тектоническом районировании нельзя не учитывать этих обстоятельств.

Вместе с тем надо ясно сказать, что явления унаследования играют большую роль в расположении позднегерцинских прогибов. Особенно хорошо это видно на примере Карачатырско-Турдукского и Талдыкского прогибов, расположенных в общем на синклиноорных структу-

рах ранних фаз. Простирания ранне- и позднегерцинских структур обычно совпадают, хотя картина часто осложняется несовпадением простирааний границ прогибов и зон с простиранями тектонических структур, даже крупных. Так, например, южная граница Карачатырской зоны, по-видимому, срезает в районе Баткента западное продолжение Каузанского антиклинория, а южная граница Сурметашской зоны в верховьях Ходжаачкана и Коксу перебирается с южного крыла Кульгеджшлинского антиклинория на северное крыло Зеравшанского.

Совершенно своеобразная ориентировка проявлений тектонической активности свойственна завершающему этапу развития герцинской геосинклинали Юж. Тянь-Шаня — этапу поздних гранитоидов. В расположении зон массового внедрения гранитоидных и щелочных пород, зон проявлений позднегерцинского метаморфизма, а также зон гидротермальной минерализации можно видеть новую ориентировку тектонически активных зон (см. рис. 55). Конечно, содержание данной зональности уже существенно иное. Здесь мы уже не можем опираться на выделение зон погружения и поднятия, так как последние приобретают почти всеобщее распространение, а участки погружения («остаточные мульды» Н. М. Сяницына) занимают лишь очень небольшие площади. В качестве критериев тектонической зональности можно использовать лишь проявления глубинной активности — гранитоидный магматизм, метаморфизм, гидротермы.

В предыдущей главе было показано, что в зональности этапа поздних гранитоидов намечаются в качестве первостепенных северо-восточные, диагональные по отношению к предшествующим направления (Каратегинско-Кичикалайская зона интрузий, Южно-Ферганский и Восточноалайский рудные пояса). Эти новые направления сочетаются с продольными, унаследованными от позднегерцинских или даже раннегерцинских направлений (цепочки интрузий, рудные кулисы). Последние выступают здесь в качестве элементов 2-го порядка и могут рассматриваться в ранге подзон. Попытки связать гранитоидные интрузии, особенно поздние гранитоиды с определенными структурно-фациальными зонами (Кухтиков, 1969; Шинкарев, 1966), равно как и попытки связать зоны позднегерцинских рудопроявлений с определенными тектоническими зонами или их границами (Сяницын, 1948, 1959; Карпова, 1960а, б), не будут, нам кажется, целиком отвечать фактическим материалам. Наложенный характер проявлений тектонической зональности этапа поздних гранитоидов в Алае довольно очевиден.

Трудно сказать, является ли новая ориентировка интрузивных и минерализованных зон результатом изменений общих тектонических напряжений во времени, или же это проявление на поверхности более глубокой тектоники, связанной, возможно, с иными источниками энергии. Нам кажется, что при наличии значительных горизонтальных перемещений поверхностных масс нельзя требовать полного соответствия их тектоники с проявлениями активности глубоких горизонтов земли.

Таким образом, в течение герцинского цикла тектоническая обстановка и тектоническая зональность не оставались постоянными, изменялась их форма и содержание. На каждом новом этапе появлялись новые черты этой зональности, то в большей, то в меньшей степени зависящие от предшествовавшей геологической истории. Ту же картину мы можем наблюдать и в альпийских структурах Ферганы. Здесь есть и элементы унаследования, совпадения или близкого положения герцинских и альпийских форм (южное и частично восточное опрание Ферганской впадины), но есть и новые, секущие по отношению к герцинским структурам линии. К числу последних относится северо-западная граница Ферганской впадины, без достаточных оснований принимаемая за длительно живущий глубинный разлом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы провели тектонический анализ герцинид Алая и смежных районов Юж. Тянь-Шаня. Анализ заключался в поэтапном рассмотрении различных проявлений тектонической активности: осадкообразования и вулканизма, формирования складчатых и разрывных структур, внедрений интрузивных тел, процессов метаморфизма и гидротермальной минерализации. Для каждого из указанных свидетелей тектонических движений прошлого рассматривались его распространение по площади, особенности существа и формы, а главное взаимосвязи с одновозрастными и отношение к предшествующим геологическим явлениям (рис. 56).

В процессе работы мы искали эмпирическим путем закономерности тектонического строения и развития региона. Таких закономерностей оказалось немало:

1. Стратиграфические разрезы Pz_2 по преобладающему составу пород резко изменчивы. Среди них можно выделить несколько основных формационных типов (вулканогенный, карбонатный, терригенный) и их сочетания.

2. Мощности среднепалеозойских толщ также изменчивы. Среди них можно выделить сокращенные и относительно полные разрезы, причем последние будут различаться временем накопления главных мощностей, что позволяет относить их к разновозрастным внутригеосинклинальным прогибам.

3. Различные типы разрезов Pz_2 соприкасаются по пластовым, дислоцированным вместе с породами надвигов или покровам. Местами зафиксированные амплитуды перекрытий по этим надвигам превышают 12 м, вероятно, даже 20 км.

4. Надвиговые структуры и формационные типы разрезов симметрично чередуются на крыльях синклинорных структур, погружаясь к их осевым зонам, где располагаются обычно метаморфизованные или вулканогенные разрезы среднего палеозоя. На крыльях синклинория появляются известняковые разрезы, а близ оси смежных антиклинор-

ных структур — сокращенные терригенные разрезы или карбонатные толщи более молодого прогиба.

5. Под поверхностями надвигов, расположенных дальше от ядра синклиория, находятся более молодые породы, чем под надвигами, близкими к осевой зоне синклиория.

6. Основные и ультраосновные интрузии тяготеют к осевым зонам синклиорных структур (вулканогенный или метаморфизованный тип разрезов P_{22}) или их крыльям (сокращенный тип разрезов).

7. Первые фазы складчатости начинались в нижнем карбоне у краевых частей геосинклинали Юж. Тянь-Шаня и достигли Сурметанской зоны только в конце карбона, на орогеническом этапе.

8. Интенсивность позднего вулканизма прямо пропорциональна древности и дислоцированности фундамента позднепалеозойских прогибов, а интенсивность складчатых позднегерцинских деформаций обратно пропорциональна этим качествам фундамента.

9. Позднепалеозойские прогибы наложены на различные типы разрезов P_{22} , как полные, так и сокращенные, но простирания ранне- и позднепалеозойских структур обычно совпадают.

10. Позднегерцинская складчатость развивалась от середины герцинской геосинклинали к ее окраинам.

11. Зоны интенсивного внедрения поздних гранитоидов и щелочных пород мало считаются с тектонической зональностью предшествовавших этапов.

12. Пояса телетермальной минерализации также обнаруживают относительную независимость от тектонической зональности предшествовавших этапов, хотя рудные кулисы подчинены ранее сформированным структурам.

Здесь перечислены только главные эмпирически полученные закономерности. Любая тектоническая гипотеза, объясняющая развитие Южно-Тяньшаньской геосинклинали, должна дать объяснение указанным закономерностям или, во всяком случае, не противоречить им. Естественно, что в настоящее время может существовать несколько таких гипотез, но все они должны учитывать развитие, изменение характера тектонической зональности в течение герцинского цикла, учитывать значительную, если не решающую, роль горизонтального субмеридионального сжатия в формировании тектонических структур палеозойских толщ Алая.

Из всех возможных гипотез формирования раннегерцинских структур Алая в качестве наиболее вероятных нами были выбраны две, отличающиеся оценкой вероятных амплитуд тектонических перекрытий:

1. Гипотеза последовательного раздавливания вулканогенных синклиорных структур и двустороннего поддвигания и впячивания земной коры в осевых их зонах (см. рис. 49, а).

2. Гипотеза односторонних покровов, корни которых лежат в зонах глубинных разломов, ограничивающих первичную среднепалеозойскую геосинклинали (см. рис. 49, б).

Обе гипотезы почти равновероятны, и в тексте книги отдается предпочтение варианту двусторонних надвигов главным образом из осторожности, чтобы не иметь дела с очень большими покровами, амплитуды которых должны достигать 50—60 км и более и образование которых трудно вообразить. Но будем помнить, что фактические структурные материалы еще лучше уложатся в гипотезу односторонних покровов. Надо оговориться, что слово «односторонний» здесь относится к какой-либо одной синклиорной или антиклиорной структуре. Если же взять геосинклинали Юж. Тянь-Шаня в целом, то обе гипотезы приводят к двустороннему ее сжатию при некотором преобладании давления со стороны Среднего Тянь-Шаня. Вывод о сжатии,

нам кажется, непосредственно вытекает из факта широкого распространения надвиговых перекрытий, для которых исключено гравитационное происхождение.

Схематизированную картину формирования герцинид Алая можно представить в виде следующей цепи событий:

1. В нижнем силуре между каледонскими структурами Среднего Тянь-Шаня и более древними массивами Юж. Гиссара — Сулутерска, частично перекрывая их, закладывался слабо дифференцированный первичный геосинклинальный прогиб. В его основании в то время залегали педислоцированные сравнительно маломощные породы Pz_1 , свидетельствующие о догеосинклинальном, близком к платформенному режиме. Фундамента этой гипотетической платформы(?) мы не знаем. Не исключено присутствие в это время здесь (особенно в Юж. Ферганае) коры океанического типа.

2. В верхнем силуре (иногда несколько ранее) первичный прогиб дифференцируется на серию внутригеосинклинальных прогибов и более устойчивых «отсейей». Заложение ранних прогибов сопровождалось, а возможно, и вызывалось возникновением наиболее ранних герцинских разломов, по которым поступали значительные массы основных лав и туфов ($S_2—D_2$). Наиболее крупным из этих разломов-прогибов был Южно-Ферганский, проходящий вдоль северной границы Юж. Тянь-Шаня. С позиций гипотезы двусторонних надвигов подобные, но меньшие по размерам разломы располагались также на месте осевой зоны будущих Охтинско-Талдыкского, Даудинско-Кальтабозского, Чимтаргинско-Терекдаванского синклиналиев, а также на месте оперяющих(?) Южно-Ферганскую зону гемисинклиналиев (Араванского, Зинданского, Керейского). С позиций односторонних покровов достаточно предположить заложение только двух глубинных разломов: Южно-Ферганского и Главного Гиссарского. Мы не знаем, с растяжением или сжатием было связано возникновение этих разломов. Предположение о взбрасывании складчатого и приподнятого Среднего Тянь-Шаня в сторону опущенного Южного казалось бы естественным.

3. В живецком веке погружения ранних вулканогенных прогибов замедляются, но начинается интенсивное погружение некоторых раннеустойчивых участков. Закладывается вторая серия внутригеосинклинальных прогибов (позднедевонских). Эти прогибы — обширный Средне-Тяньшаньский и несколько алайских (в варианте односторонних покровов один Алайский) — заполняются в основном карбонатными малоизменчивыми толщами ($D_2—C_{1-2}$). Причины живецкой частичной инверсии мы не знаем. Возможно, сказался отток магматических масс к вулканогенным прогибам.

4. В конце нижнего карбона началось сильное сжатие и проявились первые фазы герцинской складчатости, продолжавшиеся в течение всего среднего карбона. Это был сложный процесс, начинавшийся надвигами (поддвигами) в зонах вулканогенных прогибов, являвшихся, очевидно, наиболее податливыми зонами, лишенными гранитной и почти лишенными осадочной оболочки. Первые фазы начинались раздавливанием окраинных вулканогенных прогибов и (в варианте двусторонних надвигов) позднее распространялись на вулканогенные прогибы внутренних частей Юж. Тянь-Шаня. Фронт складчатости, по-видимому, не был сплошным и равномерным, с чем связано неодновременное достижение им различных частей какого-либо прогиба. Осевой зоны геосинклинали (Сурметашской) сжатие и надвиг достигли только в позднем карбоне. Для первых фаз складчатости характерны линейные структуры, сильное развитие пластовых надвигов, внедрения гнейзобазитов, преобладание вдавливания земной коры над явлениями

поднятий земной поверхности. Вдавливание шло в основном в зонах разломов — вулканогенных прогибов, не испытывавших обращения и превращавшихся в синклиновые структуры. Этим же зонам свойствен дислокационный метаморфизм. Более «легкие» осадочные прогибы часто испытывали инверсию формы и превращались в структуры антиклинальные.

5. Заложение поздних прогибов, в которых накапливались флишеидные, флишеидно-молассовые толщи, шло в нижнем—среднем карбоне параллельно с развитием первых фаз складчатости. При этом «тыловые» или наложенные прогибы, следующие за фронтом первых фаз складчатости, закладывались сначала в окраинных, а позднее во внутренних зонах геосинклинали. Характерно их тяготение в Юж. Фергане и Алае все к тем же «тяжелым» зонам вулканогенных прогибов. Сурметашский прогиб продолжал существовать как остаток среднепалеозойской геосинклинали, пока его не достигло давление с севера и не заставило сместиться к югу и востоку в сторону Калмакасуйских и ясинских структур.

6. Поздние фазы герцинской складчатости и закрытие поздних прогибов начались в средних частях геосинклинали в конце карбона — начале перми, когда в Сурметашской зоне встретились волны первых фаз и меридиональное сжатие больше уже не находило разрядки в податливых зонах среднепалеозойских прогибов. После этого наиболее слабыми местами, естественно, оказались зоны позднепалеозойских прогибов, подвергавшиеся деформации в зависимости от состояния их фундамента: сначала прогибы внутренние с молодым, более податливым, основанием, затем окраинные с более древним и жестким фундаментом. Степень консолидации фундамента поздних прогибов сказалась и на формах дислокаций различных прогибов.

7. Гранитоидный магматизм раньше (в среднем карбоне) «созревает» в окраинных частях геосинклинали, где имелся уже, по-видимому, догерцинский гранитный слой. В средних частях геосинклинали проявился только поздний (в основном пермский) гранитоидный и щелочной магматизм, образовавший Каратегинско-Кичикалайскую зону внедрения магматических тел. В расположении интрузивных тел много своеобразия, независимости от элементов предшествующей тектонической зональности, что можно поставить в связь как с собственной энергией интрузивного процесса, так и с горизонтальными движениями, нарушавшими связь между явлениями внутренней и поверхностной тектоники.

Еще более сложную картину представляет распределение позднегерцинской гидротермальной минерализации, наложенной на различные структурные элементы и обнаруживающей связь как с зонами позднего магматизма, так и с элементами предшествовавшей тектонической зональности (формационными типами разрезов среднего палеозоя, формами складчатых и разрывных структур различного порядка и т. д.).

Общее сжатие геосинклинали и эволюция магматических очагов в ее пределах могут, нам кажется, объяснить многие из наблюдающихся закономерностей ее развития и наметить в первом приближении общую связную картину развития тектонических процессов. Однако многие важные вопросы тектоники герцинид рассматриваемой области остаются еще неясными. Мы вынуждены еще держать на вооружении две гипотезы формирования основных ее структур, ибо не знаем глубинного строения синклиновых форм типа Охнинско-Талдыкской или Чимтаргинской. Мы почти не касались здесь вопросов образования Восточно-Ферганской сигмоиды и гемиструктур, ее осложняющих, для чего, очевидно, опять-таки могут быть предложены разные гипотезы, допускающие большее или меньшее значение горизонтальных смятий. Мы

оставили по существу открытым вопрос о возрасте значительной части зеленых сланцев канской и аналогичных ей серий и т. д.

Но мы все же, хотелось бы надеяться, продвинулись вперед в понимании геологии герцинид Алая и оказали некоторое содействие освоению содержащихся в них полезных ископаемых. Разведчики будут, вероятно, смелее разбуривать силурийские сланцы для отыскания руд, лежащих в верхней части известняков карбона; металлогенисты будут оперировать не «сквозными» тектоническими зонами, а, хотелось бы верить, будут рассматривать сочетания тектонической зональности разных этапов, изучать ее развитие.

Герциниды Алая не представляют особенно своеобразной по строению складчатой области. В эвгеосинклипальных зонах каледонид Норвегии, Аппалачских гор, Ньюфаундленда, Зап. Саяна, в герцинидах Урала, Алтая, Тянь-Шаня, в альпийских структурах Закавказья, Динарских Альп и во многих других складчатых областях можно встретить антивергентные синклинории, аналогичные Охинско-Талдыкскому. Многие закономерности строения и развития эвгеосинклипальной зоны, которые мы эмпирически устанавливаем в Алае, уже давно обсуждались в трудах сторонников контракционной гипотезы, но долго не находили фактического обоснования в Юж. Тянь-Шане.

Главные положения изложенных выше концепций были высказаны нами в 1957 г. Детальные съемки последнего десятилетия, проведенные Управлением геологии Киргизской ССР, дали обильные материалы, позволяющие более уверенно говорить о значительной роли горизонтальных движений в создании герцинских структур Алая.

УКАЗАТЕЛЬ ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдуллаев Х. М. 1960. Принципы выделения структурно-геологических зон, рудно-петрографических провинций и рудных районов.— «Узб. геол. журн.», № 3.
- Аделунг А. С. 1964. Тектоническая карта восточной и центральной частей Ср. Азии.— В кн.: Вопросы методики составления металлогенических карт. Ташкент, «Наука».
- Ажгирей Г. Д. 1966. Структурная геология. Изд-во МГУ.
- Арапов Ю. А. 1936. Геология и петрография оловоносных пегматитов верховьев р. Ляйляк.— «Труды ТПЭ 1934 г.», вып. 51. Л., Изд-во АН СССР.
- Арапов Ю. А. 1953. Основные черты истории геологического развития вулканизма и металлогения Алайской горной системы.— В кн.: Материалы по эндогенной металлогении СССР. М., Гостеоллиздат.
- Арапов В. А. 1964. Кольцевые вулкано-плутонические структуры Чаткало-Кураминского региона (Средний Тянь-Шань).— В кн.: Проблемы вулканизма. Матер. к II Всесоюз. вулкано-совещ. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во.
- Арапов В. А. 1965. Верхнепалеозойские отложения. Хребты Каржантау, Чаткальский, Кураминский.— В кн.: Стратиграфия УзССР. кн. I. Ташкент, «Наука».
- Арипов А. А., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Курбаньязов К. К. 1969. Геологическое строение области сочленения герцинских структур Донбасса, Урала и Тянь-Шаня. Ташкент, «Наука».
- Бабаев К. Л. 1964. Принципы геологического районирования в связи с составлением металлогенических и прогнозных карт.— «Сов. геология», № 5.
- Баратов Р. Б. 1958. К вопросу о возрастной последовательности образования магматических комплексов Зеравшано-Гиссарской горной области.— «ДАН ТаджССР», т. I, № 2.
- Бархатов Б. П. 1963. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ.
- Бархатов Б. П., Бархатова П. П. 1962. Развитие взглядов на тектонику Памира.— «Труды геол. музея им. Карпинского АН СССР», вып. 13. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Белоусов В. В. 1956. Тектонические наблюдения во французских Альпах в 1955 г. (в связи с проблемой происхождения складчатости).— В кн.: Сов. геология, сб. 54. М., Гостеолтехиздат.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В., Горячев А. В. 1951. О структуре В. Альп в связи с некоторыми общими тектоническими представлениями.— «БМОИП», отд. геол., т. 26, вып. 1, 2.
- Бельговский Г. Л., Эктова Л. А. 1958. Новые данные по стратиграфии девонских и каменноугольных отложений Вост. Ферганы.— В кн.: Тез. докл. к совещ. по униф. стратигр. схем Ср. Азии. М., Гостеолтехиздат.
- Бельговский Г. Л., Эктова Л. А. 1961. Фаменские отложения северо-восточной части Алайского хребта.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», № 46.
- Беляевский Н. А. 1949. Алайская тектоника Зап. Куэнь-Луня.— «Изв. АН СССР», сер. геол., № 2.
- Белянкин Д. С. 1910. О щелочных горных породах с ледника Райгородского в Туркестане, собранных П. А. Пресображенским.— «Изв. СПб. политехн. ин-та», т. XIII.
- Бениш Ф. Р. 1965. Верхнепалеозойские отложения. Алайский и Туркестанский хребты.— В кн.: Стратиграфия УзССР, кн. I. Ташкент, «Наука».
- Беспалов В. Ф. 1963. Рифей и кембрий Центр. Азии.— «Изв. АН СССР», сер. геол., № 8.
- Бискэ Г. С. 1965. К стратиграфии и фациальной зональности девонских отложений в восточной части Туркестанского хребта.— «Вестн. ЛГУ», № 6.
- Бискэ Г. С., Старшинин Д. А. 1965. К геологии палеозойских отложений Сулюктинского района (Туркестанский хребет).— «Вестн. ЛГУ», № 24.
- Бискэ Г. С., Талашманов Ю. А. 1970. Западная граница Баубашатинской зоны Юж. Тянь-Шаня.— «Вестн. ЛГУ», № 12.
- Богданов А. А. 1959. Основные черты палеозойской структуры Центр. Казахстана.— «БМОИП», отд. геол., т. 34, вып. 1.
- Богуш О. И. 1963. Фораминиферы и стратиграфия среднего и верхнего карбона восточной части Алайского хребта. М., Изд-во АН СССР.
- Борисов О. М. 1962. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня.— «Узб. геол. журн.», № 2.
- Боровская Т. Б. 1932. Кадамджайское сурьмянос месторождение «Труды ТПЭ», вып. 3. Л., Изд-во АН СССР.
- Бочкарев И. И. 1966. Тектоническая структура Улугтау-Араванского руд-

ного района в Юж. Фергана.— В кн.: Особенности региональной металлогении и геохимии Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим».

Буртман В. С. 1968. О складчатых шарьяжах в Юж. Тянь-Шане.— «Изв. АН СССР», сер. геол., вып. 9.

Буртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В. 1963. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира.— «Труды Геол. ин-та АН СССР», вып. 80.

Буртман В. С., Шмидт О. А. 1970. Исследование складчатой структуры Тегермачского останца (Юж. Тянь-Шань).— «ДАН СССР», т. 190, № 5.

Бутакова Е. Л. 1950. О щелочных породах верховьев р. Исфайрам.— «Зап. ВМО», 2-я сер., ч. 79, вып. 1.

Бухарин А. К., Пяновская И. А., Пятков К. К. 1964. Положение Кызылкумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня и Урала.— В кн.: Сборник науч. трудов (к XXII сессии МГК), вып. 4. Ташкент.

Васильковский Н. П. 1952. Стратиграфия и вулканизм верхнепалеозойских отложений юго-западных отрогов Сев. Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзССР.

Вебер В. П. 1928. Исфайрам, выше Валякиша.— В кн.: Путеводитель экскурсии 3-го Всесоюз. геол. съезда. Л.

Вебер В. Н. 1934. Геологическая карта Ср. Азии, лист VII-6 (Исфара), сев. половина.— «Труды ВГРО», вып. 194.

Вебер В. Н. 1937. Юж. Фергана.— В кн.: Геология УзССР, т. 1. М.—Л., ОНТИ.

Виноградов П. Д. 1961. Геологическое строение восточной части Зеравшано-Гиссарского сурьмяно-ртутного пояса.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», № 46.

Виноградов П. Д. 1964. Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (Центр. Таджикистан).— В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.

Виноградов П. Д., Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Огнев В. Н. 1958. Тяньшанская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. М., Госгеолтехиздат.

Виноградов П. Д., Никифорова О. И., Обут А. М., Торшин Н. С. 1961. Новые данные по стратиграфии среднепалеозойских отложений Центр. Таджикистана.— В кн.: Геология Ср. Азии. Изд-во ЛГУ.

Висньевский Я. С., Халматов А. Х. 1965. Южно-Ферганский офиолитовый пояс.— В кн.: Петрография Узбекистана, кн. 2. Ташкент.

Волгин В. И. 1958. Схема стратиграфии верхнего карбона Юж. Ферганы по данным изучения брахиопод.— В кн.: Тез. докл. к совещ. по униф. стратигр. схем Ср. Азии. М., Госгеолтехиздат.

Волгин В. И. 1965. Брахиоподы газской свиты Юж. Ферганы. Изд-во ЛГУ.

Волгин В. И., Миклухо-Маклай А. Д. 1957. О возрасте Кызыл-Кийской полосы карбона.— «Труды Лен. о-ва естествоисп.», т. 69, вып. 2.

Волкова А. А. 1960. К стратиграфии девонских отложений Сев.-Вост. Ферганы.— «Труды УГ и ОН СМ КиргССР», сб. 1. М., Госгеолтехиздат.

Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И. 1962. Глубинное геологическое строение Ферганской впадины по геофизическим данным.— «Сов. геология», № 1.

Вонгаз Л. Б. 1958а. О палеозойских структурно-фациальных зонах и подзонах Тянь-Шаня.— «Труды ВАГТ», вып. 4.

Вонгаз Л. Б. 1958б. О палеозойских структурно-фациальных подзонах Туркестано-Алайской горной системы (Юж. Тянь-Шань).— «Изв. АН СССР», сер. геол., № 8.

Вонгаз Л. Б. 1963. Закономерности развития подвижного пояса Средней и Высокой Азии.— «Изв. АН СССР», сер. геол., № 4.

Вялов О. С. 1943. О взаимоотношениях Памира и Алая.— «Изв. Тадж. фил. АН СССР», № 2.

Гаврилин А. А., Андреев Ю. Н. 1962. Неотектоника Абширской угленосной площади Кызыл-Кийского бурогоугольного месторождения.— «Труды УГ и ОН СМ КиргССР», сб. 2. М., Госгеолтехиздат.

Гаврилин Р. Д. 1960. Интрузивные комплексы Алайского хребта (Юж. Тянь-Шань).— «ДАН СССР», т. 134, № 5.

Гаврилин Р. Д., Филиппович И. З. 1965. О среднепалеозойских интрузивных гранитоидах Алайского хребта (Юж. Тянь-Шань).— «ДАН СССР», т. 165, № 1.

Гарьковец В. Г. 1964. О структурной и металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом.— В кн.: Сборник науч. трудов. (к XXII сессии МГК), вып. 4. Ташкент.

Горецкая Е. Н. 1961. Флишевая каменноугольная формация южного склона Гиссарского хребта.— «Труды Ин-та геол. АН ТаджССР», т. IV.

Горецкая Е. Н. 1962. Палеозойские вулканогенные формации Тянь-Шаня и их связь с различными типами тектонических структур.— В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР.

Горянов В. Б. 1961. Стратиграфия девонских отложений хр. Яурунтуз (Юж. Фергана).— В кн.: Геология Ср. Азии. Изд-во ЛГУ.

Горянов В. Б., Миклухо-Маклай А. Д., Поршняков Г. С., Ягов-

кни А. В. 1961. Стратиграфия палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса.— «Уч. зап. САИГИМС», вып. 6.

Горянов В. Б., Ярушевский Г. А. 1969. К стратиграфии девонских терригенных отложений Юж. Ферганы.— В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Изд-во ЛГУ.

Григорьев А. В. 1946. О тектонических структурах и особенностях геологического развития Алая и Памира.— «Изв. Тадж. фил. АН СССР», № 11.

Грюше П. А. 1928. Наукатская долина.— В кн.: Путеводитель экскурсий 3-го Всесоюз. геол. съезда. Л.

Губин И. Е. 1940. Геологическая граница между Памиром и Алаем. М.—Л., Госгеолгиздат.

Губин И. Е. 1960. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.

Довжиков А. Е., Брежнев В. Д., Комарова М. З. 1960. Силурийские отложения Ферганского и Атбашинского хребтов.— «Труды УГ и ОН СМ КиргССР», сб. 1. М., Госгеолтехиздат.

Додонова Т. А. 1962. К истории формирования Таласо-Ферганского разлома.— «Труды УГ и ОН СМ КиргССР», сб. 2. М., Госгеолтехиздат.

Додонова Т. А., Зайченко Е. П., Захаров И. Л. 1965. Вулканогенные формации Киргизии.— В кн.: 1-е среднеаз. регион. петрогр. совещ. Тез. докл. Ташкент.

Жарников М. Г. 1961. О новом листовитовом типе ртутной минерализации в Юж. Фергане.— «Уч. зап. САИГИМС», вып. 6.

Замалетдинов Т. С., Клишевич В. Л., Яговкин А. В. 1968. Термический шарьяж в Алайском хребте.— «Геотектоника», № 5.

Захаров С. А. 1958. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии.— «Труды Ин-та геол. АН ТаджССР», т. ХСV.

Зильберштейн М. Б. 1966. О связи гравитационного и магнитного полей Ферганы с ее глубинным геологическим строением.— «Узб. геол. жури.», № 6.

Зоненшайн Л. П. 1963. Тектоника Зап. Саяна. М., Госгеолтехиздат.

Зубцов Е. И. 1956а. Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», № 4.

Зубцов Е. И. 1956б. О важнейших разломах Тянь-Шаня.— «ДАН СССР», т. 111, № 3.

Ионин Н. В. 1934. Северные склоны Туркестано-Алайского хребта.— В кн.: ТПЭ 1933 г. Л., Госхимтехиздат.

Исхаков С. А., Миркасымов Ф. Х. 1966. О возрасте алькакаринской свиты северного склона хр. Катран-Ярунгуз (Юж. Фергана).— В кн.: Геология, стратиграфия и сейсмология Узбекистана. Ташкент, «Наука».

Казьмин В. Г., Фараджев В. А. 1961. Тектоническое развитие яркисидского сектора Кузнь-Луны.— «Сов. геология», № 8.

Каледа Г. А. 1960. Девонские отложения Юж. Ферганы.— В кн.: Вопросы геологии Юж. Тянь-Шаня, т. 2. Изд-во Львовск. ун-та.

Карпова Е. Д. 1959. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира.— «Сов. геология», № 8.

Карпова Е. Д. 1960а. Интрузивные и рудные комплексы в тектонических зонах Юж. Тянь-Шаня.— «Труды 2-го петрогр. совещ.», М., Госгеолтехиздат.

Карпова Е. Д. 1960б. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. М., Изд-во АН СССР.

Кнауф В. И. 1962. О глубинно-глибовой природе структуры Тянь-Шаня.— «Труды УГ и ОН СМ КиргССР», сб. 2. М., Госгеолтехиздат.

Кнауф В. И. 1966. К тектонике северо-западного горного обрамления Ферганы.— В кн.: Материалы по палеогеографии и тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим».

Комишан И. С. 1928а. Долина Аравана.— В кн.: Путеводитель экскурсий 3-го Всесоюз. геол. съезда. Л.

Комишан И. С. 1928б. Нижняя часть долины Исфайрама.— В кн.: Путеводитель экскурсий 3-го Всесоюз. геол. съезда. Л.

Коннов Л. П. 1964. Генетические типы и закономерности размещения бокситовых месторождений Ср. Азии.— В кн.: Рудоносные осадочные формации и рудная зональность артезианских нефтегазоносных бассейнов Ср. Азии. Л., «Недра».

Королев В. Г. 1961. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов.— «Изв. Кирг. фил. Всесоюз. геогр. о-ва», вып. 3.

Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина В. В. 1958. Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования.— «Изв. АН СССР», сер. геоф., № 10.

Кравченко Г. Г. 1959. О возрастной последовательности магматических пород в районе северных предгорий Алайского хребта.— В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М., Изд-во АН СССР.

Крестняков В. Н., Нерсесов И. Л. 1962. Тектоническое строение Памира

и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича.— «Сов. геология» № 11.

Кристалль А. В., Митрофанов Е. А., Осмонбетов К., Распов Б. П. 1964. Принципы и методика составления прогнозно-металлогенической карты среднего масштаба.— В кн.: Вопросы методики составления металлогенических карт. Ташкент, «Наука».

Кузнецов Ю. Я. 1960. Геологическое строение и происхождение рельефа Юго-Вост. Ферганы.— В кн.: Вопросы геологии Юж. Тянь-Шаня, т. 2. Изд-во Львовск. ун-та.

Куплетский Б. М. 1936. Очередные проблемы петрографии Туркестанского хребта.— «Труды ТПЭ 1934 г.», вып. 51. Л., Изд-во АН СССР.

Кухтиков М. М. 1957. К вопросу о методике определения возраста тектонической структуры.— «Труды Ин-та геол. АН ТаджССР», т. II.

Кухтиков М. М. 1961. О методике составления тектонических карт складчатых областей. Статья 1-я.— «Труды Ин-та геол. АН ТаджССР», т. IV.

Кухтиков М. М. 1963. Тектонические зоны палеозойской складчатой области Гиссаро-Алая в пересечении Душанбе — Шахристан.— «Труды Ин-та геол. АН ТаджССР», т. VII.

Кухтиков М. М. 1969. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, «Дониш».

Кухтиков М. М., Черенков И. Н. 1960. О «кембрийских» отложениях северного склона Туркестанского хребта.— «ДАН ТаджССР», т. III, № 1.

Кухтиков М. М., Черенков И. Н. 1963. О возрасте палеозойских терригенных толщ Сулюктинского района (Юго-зап. Фергана).— В кн.: Материалы по региональной стратиграфии СССР. М., Госгеолтехиздат.

Кушварь Л. В., Миклухо-Маклай А. Д., Поршнякова Я. Ф., Ятовкин А. В. 1961. Новые данные по стратиграфии нижнего карбона Юж. Ферганы.— «ДАН СССР», т. 140, № 3.

Лисицына Н. А. 1956. Условия образования верхнепалеозойских отложений восточной части Алайского хребта.— «БМОИП», отд. геол., т. 31, вып. 2.

Лисицына Н. А., Богущ О. И. 1954. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений восточной части Алайского хребта.— «БМОИП», отд. геол., т. 29, вып. 3.

Лихарев Б. К. 1935. Материалы к познанию верхнепалеозойских отложений Ферганской долины.— «Труды ЦНИГРИ», вып. 31.

Ляшкевич З. М. 1961. Особенности строения щелочного массива Турпи.— «Изв. АН ТаджССР», отд. геолого-хим. и техн. наук, вып. 2(4).

Марковский А. П. 1928. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений Туркестанского хребта.— «Вестн. геол. ком.», т. 3, № 8.

Марковский А. П. 1935. Южные склоны Алайского хребта.— В кн.: ТПЭ 1934 г. М.—Л., Изд-во АН СССР.

Марковский А. П. 1936а. Геология южной части бассейнов рек Ляйляк и Аксу.— «Труды ТПЭ 1934 г.», вып. 53. Л., Изд-во АН СССР.

Марковский А. П. 1936б. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня.— В кн.: Научные итоги ТПЭ. М.—Л., Изд-во АН СССР.

Марковский А. П., Елютин Д. Н., Каледа Г. А. 1954. Девон.— К кн.: Геология СССР, т. XXV, ч. 1. М., Госгеолтехиздат.

Мартышев В. Р. 1956. Стратиграфия среднепалеозойских отложений центральной части Зеравшано-Гиссарской области.— «Матер. ВСЕГЕИ», нов. сер., вып. 10.

Мартышев В. Р. 1958. Новые данные о распространении каменноугольных отложений в долине р. Зеравшан.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», № 5.

Марушкин И. А. 1959. Новая находка отложений ордовика в Алайском хребте.— «ДАН СССР», т. 127, № 3.

Марушкин И. А. 1963. Основные черты строения палеозойских отложений южных склонов и осевой части Алайского хребта. Автореф. канд. дисс. Львов.

Мельканович И. М., Орловский А. С., Синельников В. Я. 1966. Особенности глубинного строения Ферганской впадины и ее горного обрамления.— В кн.: Тез. докл. к совещ. по проблеме «Прогибы». Л.

Миклухо-Маклай А. Д. 1949. Верхнепалеозойские фузулины Ср. Азии. Фергана. Дарваз. Памир. Изд-во ЛГУ.

Миклухо-Маклай А. Д. 1956. Биостратиграфическое расчленение верхнего палеозоя хр. Кара-Чатыр (Юж. Фергана).— «ДАН СССР», т. 108, № 6.

Миклухо-Маклай А. Д. 1960. Стратиграфия каменноугольных отложений Ср. Азии.— «Вестн. ЛГУ», № 4.

Миклухо-Маклай А. Д. 1963. Верхний палеозой Ср. Азии. Изд-во ЛГУ.

Миклухо-Маклай А. Д., Поршняков Г. С. 1954. К стратиграфии и тектонике карбона Юж. Ферганы.— «Вестн. ЛГУ», № 4.

Миклухо-Маклай А. Д., Поршняков Г. С. 1961. О стратиграфических подразделениях среднего карбона Алая и Юж. Ферганы.— «Вестн. ЛГУ», № 18.

Михайлов А. Е. 1947. О происхождении известняковых глыб-утесов в нижне-каменноугольных отложениях восточной части Алайского хребта.— «БМОИП», отд. геол., т. 22, вып. 2.

- Михайлов А. Е. 1948. Новые данные о стратиграфии Вост. Алая.— «БМОИП», отд. геол., т. 23, вып. 2.
- Морозов И. П. 1962. Геологические условия размещения полиметаллических руд месторождения Кан в Юж. Фергане.— «Труды УГ и ОН СМ КиргССР», сб. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Москвин А. В. 1936. Связь оруденения с вулканическими породами Алайского хребта.— В кн.: Научные итоги ТПЭ. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Москвин А. В., Сауков А. А. 1931. Щелочные породы с р. Джурысай в Юж. Фергане.— «Труды ТПЭ 1928 г.», вып. 7. Л., Изд-во АН СССР.
- Мушкетов Д. И. 1915. Чиль-Устун и Чиль-Майрам.— «Труды геол. ком.», нов. сер., вып. 100.
- Мушкетов Д. И. 1919. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем.— «Труды геол. ком.», вып. 10.
- Мушкетов Д. И. 1927. О надвигах в Заалайском и Алайском хребтах.— «Вестн. геол. ком.», т. 2, № 7.
- Мушкетов Д. И. 1928. Северные предгорья Туркестанского хребта. Ляйляк-Суюлктинский район.— В кн.: Путеводитель экскурсий 3-го Всесоюз. геол. съезда. Л.
- Мушкетов Д. И. 1934. Современные представления о тектонике Ср. Азии.— «Зап. Лен. горн. ин-та», т. VIII.
- Мушкетов Д. И. 1936. Тектоника Ср. Азии. Ташкент.
- Наливкин Д. В. 1926. Очерк геологии Туркестана. Ташкент—Москва, Туркпечать.
- Наливкин Д. В. 1928. Северный склон Алайского хребта.— В кн.: Путеводитель экскурсий 3-го Всесоюз. геол. съезда. Л.
- Наливкин Д. В., Виноградов П. Д. 1959. Тектоника Юго-Вост. Таджикистана.— В кн.: Геология СССР, т. XXIV, ч. 1. М., Госгеолтехиздат.
- Наследов Б. Н. 1961. Металлогения Зап. Тянь-Шаня и Узбекистана. М., Госгеолтехиздат.
- Невский В. А. 1949. Складчатые формы южного склона хребта Ишме.— «Изв. АН СССР», сер. геол., № 4.
- Недзвецкий А. П., Лихачев Ю. А. 1959. Тектоника северного Таджикистана.— В кн.: Геология СССР, т. XXIV, ч. 1. М., Госгеолтехиздат.
- Никитин И. К. 1936. К геологии северного склона Туркестанского хребта (верховья рек Исфара и Сох).— «Труды ТПЭ 1934 г.», вып. 50. Л., Изд-во АН СССР.
- Никифоров Н. А. 1959. О роли стратиграфо-литологических и структурных факторов в размещении сурьмяно-ртутного оруденения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. II. М., Изд-во АН СССР.
- Никифоров Н. А. 1961. Геологические типы сурьмяно-ртутных рудных полей Юж. Ферганы.— «Уч. зап. САИГИМС», вып. 6.
- Никифоров Н. А., Ярушевский Г. А. 1960. Типы детальных геолого-прогнозных карт ртутно-сурьмяных месторождений Юж. Ферганы.— В кн.: Вопросы методики составл. металлоген. и прогн. карт, ч. III. Киев, Изд-во АН УССР.
- Никифорова О. И. 1933. Схема стратиграфии верхнесилурийских отложений Кунжак-Дальнянского района.— В кн.: Матер. ЦНИГРИ. Палеонтология и стратиграфия, сб. I. Л.
- Николаев В. А. 1953. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры.— «Изв. АН СССР», сер. геол., № 2.
- Николаев В. А. 1954. Некоторые общие вопросы тектоники Киргизской ССР.— В кн.: Геология СССР, т. XXV. М., Госгеолтехиздат.
- Обут А. М. 1949. Полевой атлас руководящих граптолитов верхнего силура Киргизской ССР. Фрунзе, Изд-во Кирг. фил. АН СССР.
- Овчинников С. К. 1959. Структурные этажи Юж. Гиссара.— «Изв. АН ТаджССР», отд. естест. наук, вып. 3.
- Огнев В. Н. 1937. Баубашатинский горный узел и прилегающие части Атойнякского и Ферганского хребтов.— В кн.: Геология УзССР, т. I. Л.—М., ОНТИ.
- Огнев В. Н. 1939. Таласо-Ферганский разлом.— «Изв. АН СССР», сер. геол., № 4.
- Огнев В. Н. 1959. Основные структурно-фациальные зоны Ср. Азии.— В кн.: Решения совещ. по разраб. униф. стратигр. схем для Ср. Азии. Ташкент.
- Огнев В. Н., Белькова Л. Н., Конгро О. Г. 1969. О возрасте ягнобской свиты (Юж. Тянь-Шань).— В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Изд-во ЛГУ.
- Орловский А. С. 1964. Основные черты глубинного геологического строения восточной части Ферганской депрессии по данным геофизических исследований.— В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.
- Орловский М. Б., Поярков Б. В. 1962а. В возрасте джидалинской свиты Алая.— «Труды УГ и ОН СМ КиргССР», сб. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Орловский М. Б., Поярков Б. В. 1962б. Новые данные по стратиграфии турнейских отложений Юж. Ферганы.— «Изв. АН КиргССР», сер. естест. и техн. наук, т. IV, вып. 7.

Пейве А. В. 1938. Схема тектоники Зап. Тянь-Шаня. — «Изв. АН СССР», сер. геол., № 5—6.

Пейве А. В. 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — «Изв. АН СССР», сер. геол., № 5.

Пейве А. В. 1960. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. — В кн.: Междун. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 18. М., Изд-во АН СССР.

Пейве А. В. 1961. Тектоника и магматизм. — «Изв. АН СССР», сер. геол., № 3.

Пейве А. В., Синицын В. М. 1950. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. — «Изв. АН СССР», сер. геол., № 4.

Пейве А. В., Смирнов А. Д. 1940. Новые данные по стратиграфии и тектонике западной части Зеравшано-Гиссарской горной области. М.—Л.

Петров В. М. 1963. О некоторых т. н. «поперечных глубинных разломах Ср. Азии». — «Узб. геол. журн.», № 5.

Попов В. И. 1938. История депрессий и поднятий Зап. Тянь-Шаня. Ташкент.

Попов В. И. 1958. О ядрах роста материковой сланической коры (по среднеазиатским данным). — «БМОИП», отд. геол., т. 33, вып. 3.

Попов В. И. 1960. Ядерная теория развития земной коры. Ташкент.

Попов В. И. 1964. Ядра и междуядерные зоны Ср. Азии — основа ее геологического районирования. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.

Поршняков Г. С. 1960. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта. — «Труды УГ и ОН СМ КиргССР», сб. 1. М., Госгеолтехиздат.

Поршняков Г. С. 1961. Тектонические структуры палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. — «Уч. зап. САИГИМС», вып. 6.

Поршняков Г. С. 1962. Региональные тектонические разрывы северных склонов Алайского и части Туркестанского хребтов. — «Вестн. ЛГУ», № 6.

Поршняков Г. С. 1965. О методике составления детальных тектонических карт (на примере палеозоя юга Киргизии). — «Вестн. ЛГУ», № 6.

Поршняков Г. С. 1968. О тектонической позиции известняков со «смешанной» фауной в среднем карбоне Алая. — В кн.: Вопросы региональной геологии. Изд-во ЛГУ.

Поршняков Г. С. 1969. Тектонические структуры зон раннего вулканизма в герцинидах Юж. Тянь-Шаня. — В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Изд-во ЛГУ.

Поршняков Г. С., Клишевич В. Л., Котельников В. И., Яговкин А. В. 1961. Сокращенный тип разрезов среднего палеозоя в зоне Высоких предгорий Алайского хребта. — В кн.: Геология Ср. Азии. Изд-во ЛГУ.

Поршняков Г. С., Миклухо-Маклай А. Д. 1954. К стратиграфии и фашиальной характеристике девонских отложений Юж. Ферганы. — «Вестн. ЛГУ», № 1.

Поршняков Г. С., Миклухо-Маклай А. Д. 1955. К стратиграфии силура Юж. Ферганы. — «Уч. зап. ЛГУ», № 189.

Поршнякова Я. Ф. 1958. Намюрские отложения хр. Пешкаут (Юж. Фергана). — «Вестн. ЛГУ», № 24.

Поршнякова Я. Ф. 1961. Новые данные о намюрских отложениях Алайского хребта (шаланская свита). — В кн.: Геология Ср. Азии. Изд-во ЛГУ.

Поярков Б. В. 1954. Об одном перерыве осадкоотложения в карбоне Алая. — «Вестн. ЛГУ», № 7.

Поярков В. Э. 1936. Структура и генезис ртутно-сурьмяных месторождений Киргизии. — В кн.: Научные итоги ТПЭ. М.—Л., Изд-во АН СССР.

Поярков В. Э. 1955. Сурьма и ртуть. — В кн.: Оценка месторождений при поисках и разведке, вып. 15. М., Госгеолтехиздат.

Пятков К. К. 1964. Тектоника Центр. Кызылкумов. Автореф. канд. дисс. Ташкент.

Резвой Д. П. 1953. Новые находки кембрийских отложений в Туркестано-Алайской горной системе. — «ДАН СССР», т. 93, № 6.

Резвой Д. П. 1954. О южной границе Кураминско-Ферганского поднятия в Юж. Тянь-Шане. — «ДАН СССР», т. 95, № 5.

Резвой Д. П. 1957. Основные черты тектоники Туркестано-Алайской горной области. — В кн.: Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 4. Изд-во Львовск. ун-та.

Резвой Д. П. 1958. О важнейших структурных швах Тянь-Шаня и Памира. — В кн.: Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 5-6. Изд-во Львовск. ун-та.

Резвой Д. П. 1959. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. — В кн.: Вопросы геологии Юж. Тянь-Шаня, т. 1. Изд-во Львовск. ун-та.

Резвой Д. П. 1969. Проблемы тектоники Юж. Тянь-Шаня и «гипотеза последовательного раздавливания ранних вулканогенных прогибов» (по поводу статей Г. С. Поршнякова 1960—1968 гг.). — «Геотектоника», № 1.

Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. 1952. Ташкент.

Рыжков О. А., Халматов А. Х. 1956. Некоторые данные о палеозое диагональной перемычки Ферганы. — «Изв. АН СССР», сер. геол., № 9.

Салтовская В. Д. 1963. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений Зеравшано-Гиссарской горной области.—«Труды Ин-та геол. АН ТаджССР», т. VII.

Салтовская В. Д. 1966. Стратиграфия каменноугольных отложений Зеравшано-Гиссарской горной области (Юж. Тянь-Шань). Автореф. канд. дисс. Душанбе.
Сергунькова О. И. 1958. Схема стратиграфического расчленения карбона Средней Азии. Нижний карбон.—В кн.: Тез. докл. к совещ. по униф. стратигр. схем Ср. Азии. М., Госгеолтехиздат.

Сергунькова О. И. 1965. Нижнекаменноугольные отложения. Алайский и Нуратинский хребты.—В кн.: Стратиграфия УзССР, кн. 1. Ташкент, «Наука».

Сикстель Т. А. 1964. О континентальных отложениях перми в Ср. Азии.—В кн.: Сборник науч. трудов (к XXII сессии МГК), вып. 4. Ташкент.

Симаков С. Н., Клейнберг В. Г. и др. 1957. Геологическое строение и нефтеносность Ферганы.—«Труды ВНИГРИ», вып. 110.

Синицын В. М. 1945. О геологической границе куэньзуньских и тяньшаньских структур в Памиро-Алайском сближении.—«Изв. АН СССР», сер. геол., № 6.

Синицын В. М. 1948. К истории Таримского стабильного массива.—«Изв. АН СССР», сер. геол., № 1.

Синицын В. М. 1957. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР.

Синицын Н. М. 1947. О фашиальных особенностях палеозойских отложений долины Исфайрама.—«Труды Кирг. фил. АН СССР», вып. 1. Фрунзе.

Синицын Н. М. 1948. О региональных структурах, контролирующих ртутно-сурьмяное оруденение Юж. Ферганы.—«ДАН СССР», т. 59, № 3.

Синицын Н. М. 1949. Тектоника горного обрамления Ферганы и ее влияние на пространственное размещение эпitherмального оруденения. Автореф. докт. дисс. Изд-во ЛГУ.

Синицын Н. М. 1957. Схема тектоники Тянь-Шаня.—«Вестн. ЛГУ», № 2.

Синицын Н. М. 1958. К характеристике заключительной стадии формирования складчатых областей.—В кн.: Науч. докл. высш. школы, геол.-геогр. науки, № 3. М., «Сов. наука».

Синицын Н. М. 1959а. Тектонические закономерности размещения ртутного оруденения.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. М., Изд-во АН СССР.

Синицын Н. М. 1959б. О возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Зап. Тянь-Шаня.—«Сов. геология», № 2.

Синицын Н. М. 1960. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во ЛГУ.

Синицын Н. М. 1961. Проект легенды тектонической карты Тянь-Шаня в м-бе 1:500 000.—В кн.: Геология Ср. Азии. Изд-во ЛГУ.

Синицын Н. М., Синицын В. М. 1959. Главнейшие элементы тектоники.—«Изв. АН СССР», сер. геол., № 4.

Смирнов В. И. 1947. Геология ртутных месторождений Ср. Азии. М.—Л., Госгеолтехиздат.

Смирнов В. И. 1963. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат.

Соловьева М. Н., Чехович В. Д. 1954. О башкирском ярусе Ср. Азии.—«ДАН СССР», т. 94, № 3.

Суворов А. И. 1963. Главные разломы Казахстана и Средней Азии.—«Труды Геол. ин-та АН СССР», вып. 80.

Сургай В. Т. 1955. Геологические закономерности локализации сурьмяно-ртутного оруденения Киргизии.—«Труды Ин-та геол. АН КиргССР», вып. 1.

Сургай В. Т. 1966. Некоторые особенности региональной геохимии и металлогении Тянь-Шаня.—В кн.: Особенности региональной металлогении и геохимии Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим».

Сургай В. Т., Фрнев Э. Х., Турдукеев И. Д. 1965. О стратиграфическом и литологическом контроле локализации сурьмяно-ртутного оруденения в Тянь-Шане.—В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые осадочных образований Тянь-Шаня. Фрунзе.

Таль-Вирский Б. Б., Котляревский Л. Н., Кремнев И. Г. 1964. Новые данные о строении фундамента Ферганской межгорной впадины.—«Узб. геол. журн.», № 5.

Тарасенко А. Т. 1961. К вопросу о сопоставлении геологического развития Южно-Гиссарской и Кураминской зон в верхнем палеозое.—«Информ. сб. ВСЕГЕИ», № 46.

Тихонов В. И. 1948. О стратиграфии и возрасте палеозойских отложений Вост. Ферганы в бассейне рек Каракульджи, Яссы, Кугарта.—«БМОИП», отд. геол., т. 23, вып. 6.

Торшин Н. С. 1961. Дайковый пояс северного склона Туркестанского хребта.—«Информ. сб. ВСЕГЕИ», № 46.

Торшин Н. С. 1967. Зональность девонского осадконакопления в западной части Центр. Таджикистана. Автореф. канд. дисс. Л.

Трифонов Б. А. 1968. Об осадочных формациях нижнего силура центральной части Зеравшано-Гиссарской горной области.— В кн.: Вопросы региональной геологии. Изд-во ЛГУ.

Турбин Л. И. 1960а. К стратиграфии верхнего палеозоя Сев. Ферганы.— «Труды УГ и ОН СМ КиргССР», сб. 1. М., Госгеолтехиздат.

Турбин Л. И. 1960б. Некоторые новые данные по верхнепалеозойским интрузиям Сев. Ферганы.— «Труды УГ и ОН СМ КиргССР», сб. 1. М., Госгеолтехиздат.

Фараджев В. А. 1958. Основные черты тектоники Аксу-Кашгарского района Юж. Тянь-Шаня (КНР).— В кн.: Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 5-6. Изд-во Львовск. ун-та.

Федорчук В. П. 1961. Типы ртутно-сурьмяных месторождений и некоторые вопросы их классификации.— «Уч. зап. САИГИМС», вып. 6.

Федорчук В. П. 1964. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруднения. М., «Недра».

Фликельштейн Ю. В. 1961. О западном продолжении Южно-Ферганского рудоносного пояса.— «Уч. зап. САИГИМС», вып. 6.

Хаин В. Е. 1962. О методике составления тектонических карт нефтегазоносных областей.— В кн.: Вопросы тектоники нефтегазоносных областей. М., Изд-во АН СССР.

Хаин В. Е. 1963. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор).— «Изв. высш. уч. завед., геол. и разв.», № 3.

Халецкая О. Н. 1930. О стратиграфии терригенных отложений силура Узбекистана.— «Труды Узб. геол. упр.», сб. 1. Геология. М., Госгеолтехиздат.

Халецкая О. Н. 1965. Ордовикские отложения Юж. Тянь-Шаня.— В кн.: Стратиграфия УзССР, кн. 1. Ташкент, «Наука».

Халматов А. Х. 1957. Об основных и ультраосновных породах Юж. Ферганы.— «ДАН УзССР», № 9.

Херасков Н. П. 1948. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Юж. Урала.— «Изв. АН СССР», сер. геол., № 5.

Херасков Н. П. 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— «Труды Геол. Ин-та АН СССР», вып. 91.

Хорева Б. Я. 1966. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах.— «Геотектоника», № 6.

Черешков И. Н. 1964. Обвалы и оползни во флишевых отложениях бассейна р. Каравши.— В кн.: Литология и полезные ископаемые, № 6. М.

Чехович В. Д. 1956. О фациальной зональности и типах разрезов силура Туркестано-Нуратинской горной системы (Тянь-Шань).— «ДАН СССР», т. 107, № 2.

Чоткараев М. К петрологии Саркентского сиенитового массива.— «Изв. АН КиргССР», сер. естест. и техн. наук, т. IV, вып. 7.

Шамсутдинов М. Ш. 1958. Некоторые черты тектоники и истории геологического развития Гузауского антиклинального поднятия в палеозое.— «Узб. геол. журн.», № 4.

Шинкарев Н. Ф. 1966. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. Изд-во ЛГУ.

Штилле Г. 1964. Избр. труды. М.

Шульц С. С. (мл.) 1966. Характер сочленения Урала и Тянь-Шаня. Статья 2-я Кызылкум-Алайская система варисцид и ее сочленение с Уралом.— «БМОИП», отд. геол., т. 71, вып. 5.

Щербakov Д. И. 1934. Особенности металлогении Средней Азии.— «Труды ТПЭ», М.—Л., Изд-во АН СССР.

Щербakov Д. И. 1957. Задачи определения абсолютного возраста интрузий Ср. Азии.— «Труды IV сессии ком. по опред. абсол. возраста геол. формаций». М., Изд-во АН СССР.

Эйноор О. Л. 1954. Новые данные по стратиграфии среднего карбона Юж. Ферганы.— В кн.: Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 1. Изд-во Львовск. ун-та.

Яговкин А. В. 1960. Сокращенные разрезы среднего палеозоя Восточно-Алайского хребта и южных склонов Алая.— В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Изд-во ЛГУ.

Ярушевский Г. А., Гончаров А. И., Никифоров Н. А., Горянов В. Б., Далматов В. И., Сафин В. С. 1961. К методике детальных геологических съемок ртутно-сурьмяных рудных полей Юж. Ферганы.— «Уч. зап. САИГИМС», вып. 6.

Яскович Б. В. 1959. Новые данные об ордовике Юго-Зап. Тянь-Шаня.— «Узб. геол. журн.», № 1.

Яскович Б. В. 1964а. О тектоническом режиме Тянь-Шаня в раннем палеозое.— «Труды Ин-та геол. и геофиз. и Главгеологии УзССР», вып. 3.

Яскович Б. В. 1964б. Палеогеография раннего палеозоя Юж. Тянь-Шаня.— В кн.: Сборник науч. трудов (к XXII сессии МГК), вып. 4. Ташкент.

Яскович Б. В. 1965. Докембрийские и кембрийские отложения.— В кн.: Стратиграфия УзССР, кн. 1. Ташкент, «Наука».

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Характеристика стратиграфических разрезов	8
Допалеозойский (?) структурный этаж	—
Палеозойский структурный этаж	10
Нижний структурный ярус палеозоя	—
Нижнепалеозойский (догеосинклинальный) комплекс	—
Среднепалеозойский (собственно геосинклинальный) комплекс	14
Верхний структурный ярус палеозоя	40
Верхнепалеозойский (орогенический) комплекс	—
Глава II. Тектонические структуры	51
Складчатые структуры	52
Структуры заложения ранних внутригеосинклинальных прогибов	—
Структуры первых фаз складчатости (раннегерцинские)	58
Структуры заложения поздних герцинских прогибов	105
Структуры поздних фаз складчатости (позднегерцинские)	113
Региональные тектонические разрывы	124
Разрывы раннегерцинские	126
Разрывы позднегерцинские	164
Разрывы киммерийские и альпийские	174
Общие закономерности образования разрывов в Алае и смежных районах	—
Глава III. Тектоническая позиция интрузивных тел, проявлений метаморфизма и телетермальной минерализации	179
Тектоническая позиция интрузивных тел	—
Тектоническая позиция проявлений метаморфизма	189
Тектоническая позиция телетермального оруденения	191
Глава IV. Развитие тектонической зональности	196
Заключение	203
Указатель литературы	208

Георгий Сергеевич Поршняков

Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня

Редактор *В. М. Николаева*

Техн. редакторы *Л. И. Киселева, Е. Г. Учаева*

Корректоры *Р. Л. Савина, Э. А. Горелик*

М-18444. Сдано в набор 4/Х 1972 г. Подписано к печати 24/VIII 1973 г. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 3. Уч.-изд. л. 20,27. Печ. л. 13,5+1,5 вкл. (усл. 21,0). Бум. л. 7,5. Тираж 500 экз. Заказ 4518. Цена 2 р. 63 к.

Издательство ЛГУ имени А. А. Жданова

Типография имени Анохина
Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
Совета Министров Карельской АССР

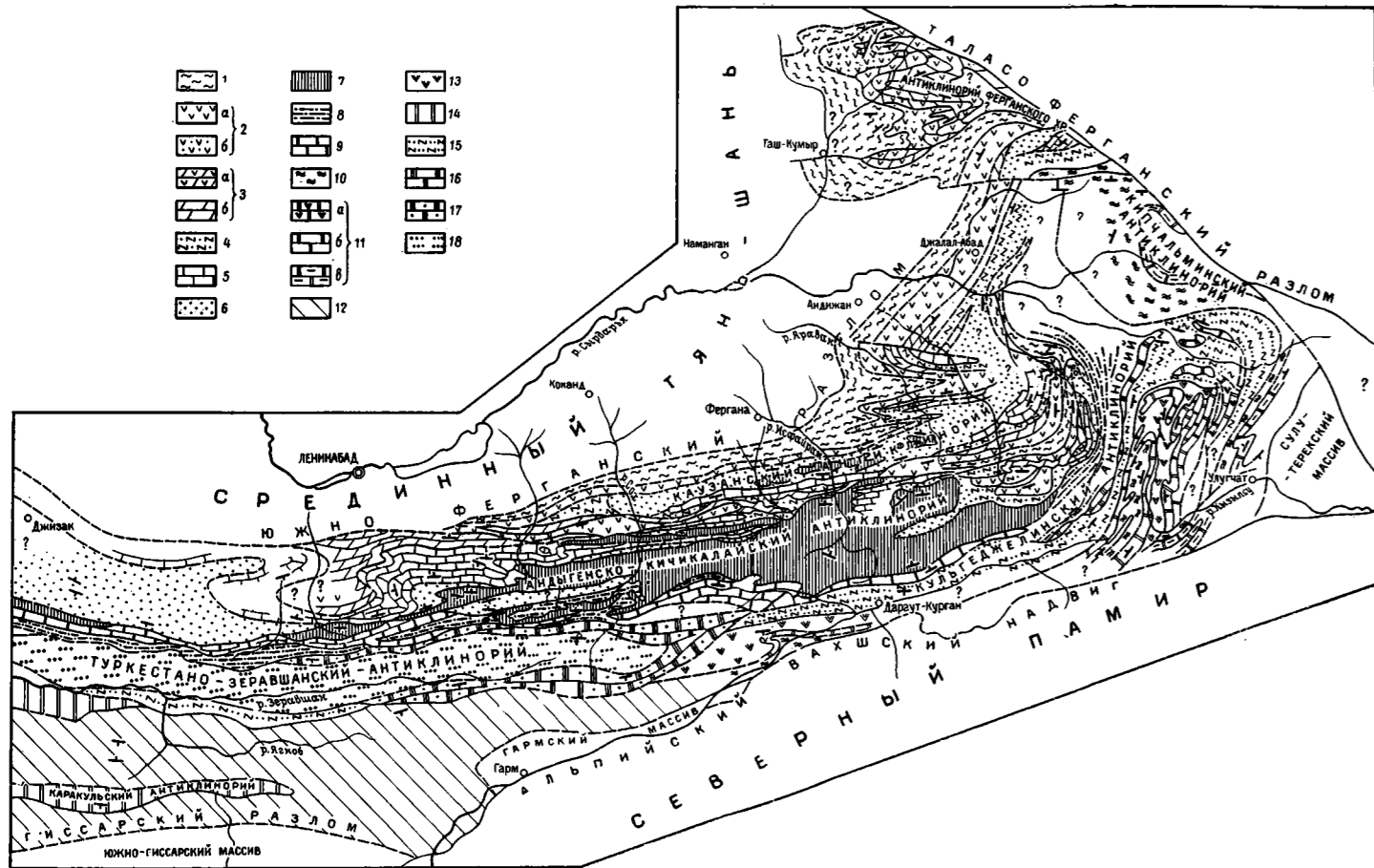


Рис. 53. Схема расположения формационных типов собственно геосинклинального комплекса (S₂-C₁₋₂) в гирциндах Алая и смежных районах Юж. Тянь-Шаня.

1-9 — северное крыло складчатой зоны Юж. Тянь-Шаня: 1 — вулканогенно-терригенный, метаморфизованный тип (казакский, майлауский), 2a — вулканогенный тип (граванский, куровский, киргизатинский, калтабоский), 2b — вулканогенный и сокращенный тип (серусейский), 3a — вулканогенно-известковый тип (баукаштинский), 3b — доломитово-известковый тип (чатыртинский, катрабашинский), 4 — кремнисто-терригенный сокращенный тип (таштинский, ошский), 5 — известковый тип (чильмбарский, аруртуский, актурский), 6 — терригенный игольный или сокращенный тип (чауайский, майлауский), 7 — известково-доломитовый тип (алайский), 8 — известково-сланцевый сокращенный тип (расрутский, кокаринский), 9 — карбонатный тип (дамджайлауский, аялмамзарский); 10-13 — южное крыло складчатой зоны Юж. Тянь-Шаня: 10 — вулканогенно-терригенный метаморфизованный тип (терекдаванский, иссинский), 11a — вулканогенно-известковый тип (гуздарский), 11b — известковый тип (ардубуский, сибдаский), 12 — известковый (аргский) и вулканогенно-терригенный (агнбоский) типы, нерасчлененные, 13 — вулканогенный тип (кокусыйский), 14 — карбонатный тип (дукоский, умитаский), 15 — кремнисто-известково-терригенный сокращенный тип (азвакский, вазанский); 16-18 — центральная часть складчатой зоны Юж. Тянь-Шаня: 16 — известковый тип (кульгеджельский), 17 — известково-терригенный тип (тузекский), 18 — терригенный сокращенный тип (туркестано-зеравшанский).

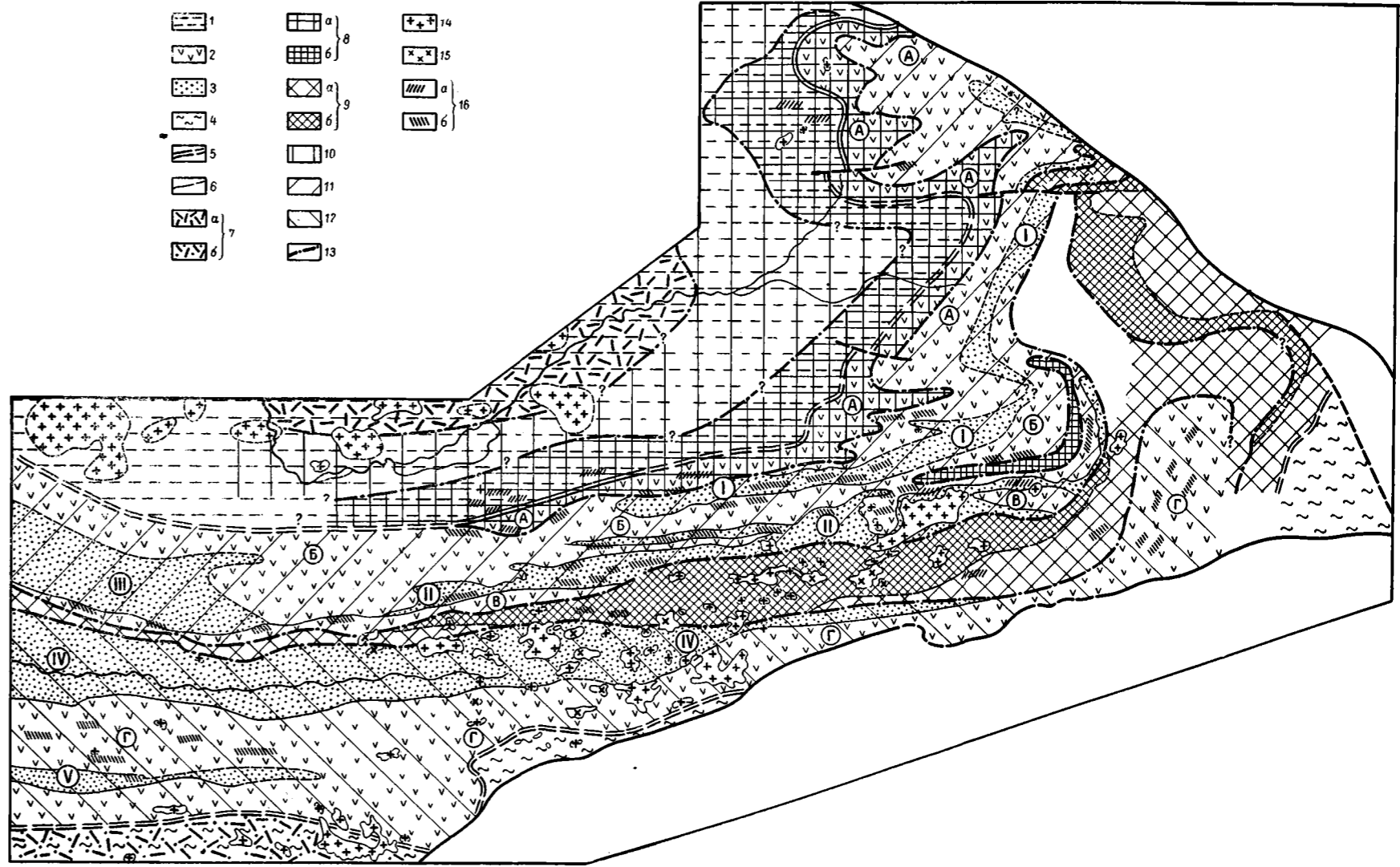
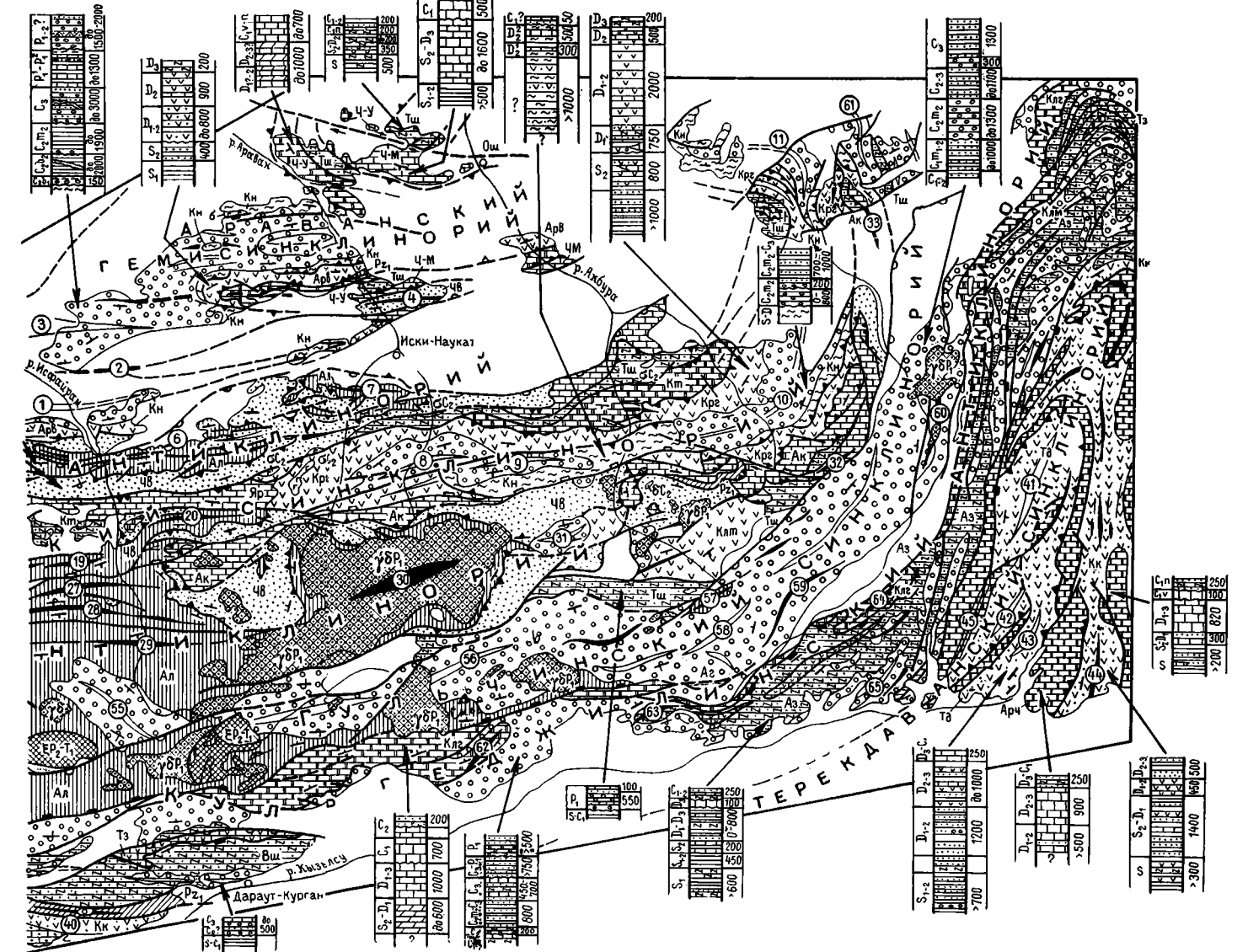
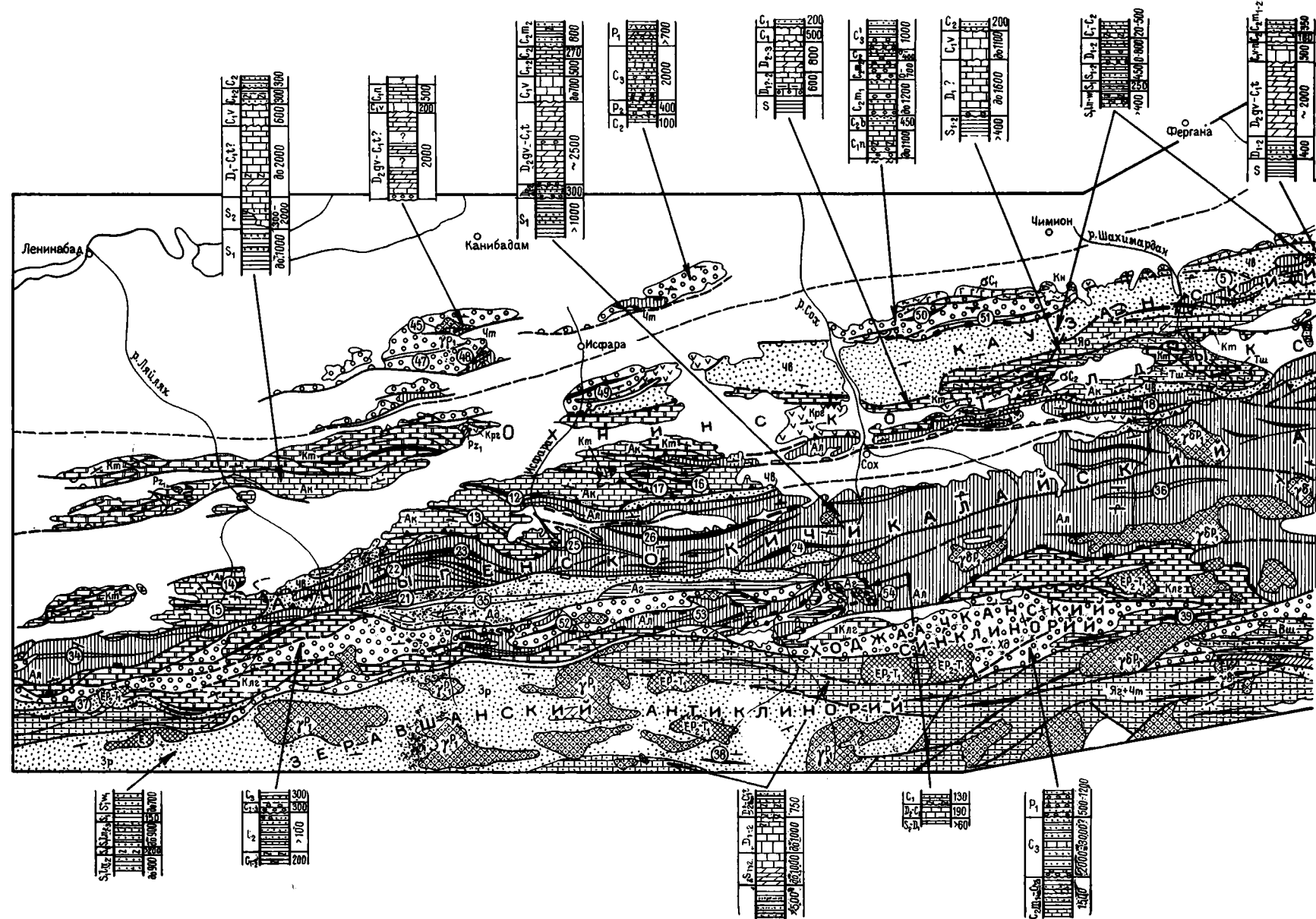


Рис. 55. Схема соотношений тектонических зональностей разных этапов развития гирцинд Алая и смежных районов.

1-6 — зональность собственно геосинклинального этапа (S₂-C₁₋₂): 1 — мезогеосинклинальная область Среднего Тянь-Шаня; 2-3 — эогеосинклинальная область Юж. Тянь-Шаня; 2 — зоны ранних дифференцированных прогибов, проявлений основного и ультраосновного магматизма, антигирцигенных синклиналирных структур (А — Южно-Ферганско-Майлауская, В — Ошско-Талдыкская, С — Даулинская и Калтабоская, Г — Цытаргинская и Терекдаванская), 3 — зоны ранних поднятий (санглинских, ошских); 4 — вулканогенно-известковые прогибы, сингирцигенные антиклинальные структуры (У — Караульская и Сорочинская, И — Аялмамзарская, К — Туркестано-Зеравшанская, Л — Караульская); 5 — геосинклинальная область Юж. Тianshan — Сузутерек; 6 — границы среднепалеозойских тектонических областей; 7-13 — зональность протектонического этапа (C₁₋₂-P₁): 7-9 — позднепалеозойские прогибы, антиклинальные структуры; 10-12 — позднепалеозойские поднятия, зоны складчато-глыбовых структур; 10 — Курганская, 11 — Южно-Иссинская, 12 — зоны массивно-губоантиклинальных наложенных прогибов, брахиформных и коробчатых структур; а — Караульская, б — Талдыкская, в — зоны преимущественно флишидных унаследованных прогибов, линейных структур; а — антиклинальные (Расрутская, Кульгеджельская, Кичильминская), б — синклинальные (Агульско-Тулчинская, Ясинская); 10-12 — позднепалеозойские поднятия, зоны складчато-глыбовых структур; 10 — Моголтау-Чаткальская, 11 — зона Высоких прелаторий Алая, 12 — Зеравшано-Восточноалайская зона; 13 — границы позднепалеозойских тектонических зон; 14-16 — элементы тектонической зональности этапа поздних грабенов (P₁-T₁): 14 — поздне гранитоиды (P₁), 15 — щелочные породы (P-T₁), 16 — проявления телетермальной минерализации: а — полиметаллической, б — сурьмяно-ртутной.

Рис. 56. Карта тектонического анализа герцинид Алая и смежных районов (составил Г. С. Поршняков, 1967 г.).

1 — характеристика стратиграфических разрезов. 1—14 — палеозойский структурный этаж. 1—13 — нижний структурный ярус: 1 — нижнепалеозойский терригенно-карбонатный догесинклиальный комплекс (P₂); 2—13 — среднепалеозойский собственно гесинклиальный комплекс. Неполные и сокращенные разрезы: 2 — терригенный тип (чавайский — Чв, даундский — Дд, туркестано-зеравшанский — Зр); 3 — смешанный тип (таштинский — Тш, азовский — Аз, вашанский — Вш); 4 — карбонатный тип (аугулский — Аг); 5 — относительно полные разрезы: 5 — разрез силуриско-девонских прогибов (Чимтаргинский — Чт, туркестано-зеравшанский — Зр); 6 — карбонатный тип (архатский — Ар); 7 — пересеченные вулканогенно-терригенные и карбонатные типы разрезов (Ягнобский и чимтаргинский — Яг — Чт); 8 — смешанный тип (тузокиндский — Тз); 9—12 — разрезы ранне-среднедевонских прогибов (Южно-Ферганского, Ошского-Талдыкского, Кульджедженского, Душанбского); 9 — известковый тип (шайрамский — Шм, зуритуский — Зр, аугулский — Аг); 10 — доломитово-известковый тип (кульджедженский — Кд, катрабашинский — Кт, Чальустуский — ЧУ); 11 — вулканогенный тип (араушанский — Ар); 12 — вулканогенно-терригенный метаморфизованный тип (канский — Кн); 13 — разрез поздне-среднедевонских, точнее живецко-раннекарбонатных, прогибов (Каузауского, Андыгенско-Кичикалайского, Средне-Тышанского). Известняково-доломитовый тип (алаянский — Ал); 14 — верхний структурный ярус, орогенический верхнепалеозойский комплекс. 15 — мезозойско-кайнозойский структурный этаж. II — интрузивные формации: 1 — гипербазитовая предкладчатая (С₃, С₂); 2 — поздний гранитоид, связанных с завершением поздних фаз складчатости (P₂, P₁); 3 — щелочных пород, послескладчатая (P₂ — P₁). III — складчатые структуры: I — антиклинальные; 2 — синклинали. IV — названия складчатости (цифры в кружках). Южно-Ферганская моноклинали (2) зона разлома: 1) — Кызылсайская синклиналь, 2) — Караганская антиклиналь (предлагаемая), 3) — Западно-Карахаттарская гомосинклиналь, 4) — Копурбашинская антиклиналь, 5) — Карабинская культиминация, 6) — Каузауская культиминация, 7) — Наукатская культиминация. Ошская зона Ошского-Талдыкского синклинория: 8) — Алдыкская синклиналь, 9) — Шанкольская синклиналь, 10) — Талдыкская синклиналь, 11) — Алдырская синклиналь, Южно-Ферганская моноклинали: 12) — Сухумтауская антиклиналь, 13) — Тузельская синклиналь, 14) — Северо-Чемендыкская антиклиналь, 15) — Чемендыкская синклиналь, 16) — Раватджаубская антиклиналь, 17) — Сарытауская синклиналь, Андыгенско-Кичикалайский синклинорий: 18) — Карадаванская антиклиналь, 19) — Актаская антиклиналь, 20) — Оджалевская антиклиналь, 21) — Бульджумская антиклиналь, 22) — Андыгенская антиклиналь, 23) — Аласанская антиклиналь, 24) — Сыманская антиклиналь, 25) — Ворухская синклиналь, 26) — Бульджумская антиклиналь, 27) — Караганская антиклиналь, 28) — Тегермечская антиклиналь, 29) — Чалаская антиклиналь, 30) — Кичикалайский купол, 31) — Джинджицкая синклиналь, 32) — Учотская антиклиналь, 33) — Джузукская антиклиналь, 34) — Актаская синклиналь, 35) — Даундская синклиналь, 36) — Южно-Дуобинская синклиналь, 37) — Расрутская антиклиналь. Зеравшанский синклинорий: 38) — Джинджицкая антиклиналь, 39) — Абрамовская антиклиналь, 40) — Караганская антиклиналь, 41) — Терекаванская синклиналь, 42) — Кульджедженская синклиналь, 43) — Аблимская синклиналь, 44) — Коксубская антиклиналь, 45) — Чоолосабская синклиналь, 46) — Караульская брахантиклиналь (на карте — в левом верхнем углу, ошибочно дана под номером 45), 47) — Беркутуевская синклиналь, 48) — Коктегинская брахантиклиналь, 49) — Нарская антиклиналь, 50) — Шунская антиклиналь, 51) — Северо-Катраиская синклиналь, 52) — Джинджицкая антиклиналь, 53) — Сарытауская синклиналь, 54) — Кошкенинская антиклиналь, 55) — Сурманская синклиналь, 56) — Кичикалайская синклиналь, 57) — Толукдорская антиклиналь, 58) — Джинджицкая синклиналь, 59) — Агагарская антиклиналь, 60) — Суфурганская антиклиналь, 61) — Турецкая синклиналь, Кульджедженский синклинорий: 62) — Каравакская антиклиналь, 63) — Талдыкская антиклиналь, 64) — Кульджедженская антиклиналь, 65) — Калмакуевская синклиналь. IV — разрывные структуры. 1—3 — раннегерцинидские: 1 — пластовые надвиги и шарьяжи, 2 — секущие надвиги, 3 — крутопадающие разрывы; 4—7 — позднегерцинидские: 4 — гипотетические разрывы заложения флишидно-молласовых прогибов, 5 — пластовые надвиги и шарьяжи, 6 — секущие надвиги, 7 — крутопадающие разрывы; 8 — киммерийские и альпийские крутопадающие разрывы; 9 — разрывы несного возраста и типа, V — среднепалеозойский метаморфизм фации зеленых сланцев.



- I 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15
- II 1 2 3
- III 1 2
- IV 1 2 3 4 5 6 7 8 9
- V 1

Характеристика основных генетических групп региональных тектонических разрывов Алая и смежных районов

Цикл разрывообразования	Генетическая группа разрывов	Возраст	Форма	Характерные примеры	Типичные соотношения пород на крыльях	Отношение			Проявление магматизма	Отношение к телетермальному оруденению
						к осадконакоплению	к крупным складчатым структурам	к предшествующим разрывам		
Раннегерцинский	Разрывы заложения ранних внутригеосинклинальных прогибов	S ₂ -D ₂	Глубинные вертикальные (?) расколы	Канский, Охинско-Талдыкский	?	Конседиментационные. Определяют положение зон вулканогенных фаций S-D	Намечают положение будущих синклиналильных зон, зон смятия и впаивания	?	Интенсивные излияния основных лав в S и D	?
	Пластовые надвиги и шарьяжи начала первых фаз герцинской складчатости	D ₃ (?)—C ₃	Пластовые согласные смятые в складки надвиги и покровы	Чаувайский надвиг, Тегермачский покров	S налегает на C ₁ или C ₂	Прерывают осадкообразование, разделяют формационные типы разрезов P ₂	Развиты на крыльях антивергентных синклиналиров (может быть, перекрывают их полностью)	Может предполагаться связь с силур-девонскими зонами глубинных разломов	Нет	Разрывы дорудные и додайковые, иногда экранируют движение восходящих растворов
	Секущие надвиги первых фаз складчатости	C ₁ -C ₂	Секущие слабосмятые надвиги	Южно-Актурский, Шаланский	Известняковые разрезы P ₂ надвинуты на сокращенные	Постседиментационные. Иногда разделяют различные типы разрезов P ₂	Развиты на крыльях и в осевой зоне синклиналирных структур	То же	Иногда внедрения гипербазитов	Дорудные
	Крутопадающие разрывы, завершающие первые фазы складчатости	C _{1п} -C ₂	Крутые продольные взбросы	Северо-Ярунтузский (?)	Разнообразные	То же	То же	»	Гипербазиты	Дорудные, иногда минерализованные
Позднегерцинский	Разрывы заложения поздних внутригеосинклинальных прогибов	C ₂ -P ₁	Гипотетические краевые разломы	Северо-Катранский (?)	P ₂ прилегает к P ₂ (?)	Возможно, ограничивают зоны накопления флишоидно-молассовых толщ	Предполагается, что местами ограничивают площади будущих синклиналиров	?	?	?
	Пластовые надвиги и шарьяжи	C ₃ -P ₁	Близкие к пластовым слабосмятые покровы и чешуи	Сарычашминский покров, калмакасуйские чешуи	P ₂ лежит на P ₃	Прерывают осадкообразование	Развиты в краевых частях позднегерцинских прогибов-синклиналиров	?	Нет	Дорудные и додайковые
	Секущие надвиги	P	Пологие надвиги, секущие складчатую структуру	Карабакский	P ₃ полого надвинут и утыкается в P ₂	Постседиментационные	Известны у границы позднегерцинского прогиба-синклиналирия	?	»	То же
	Крутопадающие разрывы этапа поздних гранитоидов и оруденения	P	Крутые взбросы, взбросо-сдвиги, раздвиги	Южно-Арпалыкский, Шивалинский взбросы	Разнообразные. Иногда в опущенном крыле обнажаются более древние породы покрова	Постседиментационные. Иногда разделяют различные разрезы	Продольные и диагональные. Развиты в пределах позднегерцинских поднятий и в краевых частях синклиналирных структур	Секут и смещают все предшествующие надвиги	Редко дайки и штоки гранитоидов	Часто рудоподводящие, минерализованные
Киммерийский	Разрывы заложения эпигерцинских прогибов	T ₃ -J	Краевые вертикальные разломы	Ферганский	J прилегает к Pz	Конседиментационные (?)	Ограничивают киммерийский грабен-синклиналирий	Предполагается связь с позднегерцинским Таласо-Ферганским разломом	Нет	?
	Надвиги	J ₃	Близкие к пластовым надвиги	Кенинбельский	Pz ₃ лежит на J	?	Известны на крутом крыле синклиналирия	—	»	?
	Крутопадающие разрывы	J ₃ -C _г ?	Взбросы	—	Разнообразные	Постседиментационные	Продольные и диагональные. Развиты на пологом крыле синклиналирия	Оперяют Таласо-Ферганский разлом	»	?
Раннеальпийский	Разрывы заложения унаследованных мезозойско-палеогеновых прогибов	P ₂ -P _г	Краевые гипотетические разломы	Зона Каракульского надвига	Mz и P _г прилегают к Pz	Конседиментационные	Ограничивают крутое крыло будущего одностороннего грабен-синклиналирия	Наследуют границу Северо-Памирской герцинской геосинклинали	Основные и кислые эффузивы T и J ₁	?
	Надвиги и шарьяжи зон альпийской складчатости	N ₂ -Q ₁	Секущие и пластовые надвиги, покровы	Вахшский покров, Каракульский надвиг	J-C _{г1} на C _{г2} -N Pz на Mz	Прерывающие осадкообразование и постседиментационные	Развиты на крыльях синклиналирной структуры	Наследуют древнюю разрывную границу Памира и Тянь-Шаня?	Нет	Возможна слабая минерализация
	Крутопадающие разрывы	N ₂ -Q ₁	Взбросо-сдвиги	—	—	Постседиментационные	Диагональные, развиты слабо	—	»	То же
Альпийский (новейший)	Разрывы заложения прогибов новейшей активизации эпигерцинской платформы	N-Q	Крутые краевые разломы	Северо-Ферганский	N-Q-молассы резко меняют мощности или прилегают к более древним породам	Конседиментационные. Ограничивают зоны накопления континентальных моласс	Предполагаются по окраинам межгорных впадин	Местами предполагается наследование герцинских разломов	»	?
	Взбросы и надвиги сводово-глыбовых поднятий	Q	Надвиги, крутые и «козырьковые» взбросы	Қалаймахмудские взбросы-надвиги, Андижанский надвиг, Северо-Боординский взброс	Pz взброшен на Mz+Kz или Mz на Kz	Прерывают или прерывают осадконакопление	Продольные разрывы, широко развитые в областях новейших поднятий и на окраинах межгорных впадин	Местами обновляют герцинские разломы. Часто самостоятельны	»	Послерудные, иногда кальцитизация, лимонитизация